

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

01179

3

30j

ANALISIS DEL PROCESAMIENTO DIGITAL DE CAMPOS POTENCIALES
EN LA EXPLORACION GEOTERMICA
-APLICACION EN LOS HUMEROS, PUE.-

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS QUE PRESENTA

GERARDO HECTOR GARCIA ESTRADA

PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERIA
(RECURSOS DEL SUBSUELO)

Exploración de Recursos energéticos
fijos del subsuelo

1992



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

INCISO	PAGINA
LISTA DE FIGURAS.....	5
RESUMEN.....	7
1. INTRODUCCION.....	10
2. OBJETIVO.....	11
3. GENERALIDADES SOBRE GEOTERMIA.....	12
3.1 CONCEPTO DE GEOTERMIA.....	12
3.2 EVOLUCION HISTORICA.....	12
3.3 POTENCIAL GEOTERMICO.....	12
3.4 LA GEOTERMIA EN MEXICO.....	13
3.5 SISTEMAS HIDROTERMALES.....	13
3.6 CLASIFICACION DE SISTEMAS HIDROTERMALES.....	14
3.7 SISTEMAS HIDROTERMALES EN ZONAS VOLCANICAS (PLACAS CONVERGENTES).....	15
3.8 CARACTERISTICAS GEOLOGICAS DE UN SISTEMA HIDROTHERMAL.....	15
3.9 EXPLOTACION GEOTERMICA.....	16
3.10 ASPECTOS PRACTICOS DE LA EXPLORACION.....	17
3.11 ENFOQUE DE LA EXPLORACION GEOFISICA.....	18
4. ANTECEDENTES.....	19
4.1 ANTECEDENTES GEOLOGICOS.....	19
4.1.1 LITOLOGIA.....	20
4.1.2 TECTONICA.....	21
4.2 ANTECEDENTES GEOFISICOS.....	22
4.3 SITUACION ACTUAL DEL CONOCIMIENTO.....	23
5. PROCESAMIENTO DE DATOS.....	25

5.1	ESTUDIOS DE GRAVIMETRIA.....	25
5.1.1	FORMACION DEL MAPA DE ANOMALIA DE BOUGUER.....	25
5.1.2	DESCRIPCION DEL MAPA DE ANOMALIA DE BOUGUER..	26
5.1.3	PROCESAMIENTO DIGITAL DEL MAPA DE ANOMALIA DE BOUGUER	28
a)	SEPARACION REGIONAL-RESIDUAL.....	28
b)	ANALISIS POLINOMIAL.....	30
c)	RESIDUAL DE PRIMER GRADO.....	32
d)	RESIDUAL DE SEGUNDO GRADO.....	33
e)	CONTINUACIONES DE CAMPO.....	34
f)	PRUEBA DE LAS CONTINUACIONES DE CAMPO.....	35
g)	DERIVACION VERTICAL.....	36
h)	APLICACION DE LA SEGUNDA DERIVADA.....	36
i)	SEPARACION POR FACTORIZACION ESPECTRAL.....	37
j)	FACTORIZACION ESPECTRAL CON FC= 0.1 CICLOS/KILOMETRO.....	38
k)	SELECCION DE MAPAS PARA LA INTERPRETACION.....	39
5.1.4	MAPA LOCAL DE ANOMALIA DE BOUGUER.....	41
5.2	ESTUDIO MAGNETOMETRICO.....	41
5.2.1	DIGITALIZACION DE LOS DATOS MAGNETICOS.....	42
5.2.2	DESCRIPCION DEL MAPA AEROMAGNETICO.....	42
5.2.3	REDUCCION AL POLO.....	44
5.3	MAPA DE RESISTIVIDAD ELECTRICA.....	45
5.4	PERFILES LITOLOGICOS.....	46
6.	INTERPRETACION.....	47
6.1	ORIGEN DE LA ANOMALIA GRAVIMETRICA DE LOS HUMEROS.....	47

6.2	ESTIMACION DEL DEFICIT DE MASA ASOCIADO A LA ANOMALIA DE LOS HUMEROS.....	48
6.3	ESTIMACION DEL CONTRASTE DE DENSIDAD.....	49
6.4	ESTIMACION DE LA PROFUNDIDAD DE CUERPOS FUENTE POR ANALISIS ESPECTRAL.....	50
6.5	MODELADO BIDIMENSIONAL TIPO TSUBOI.....	51
6.6	MODELADO BIDIMENSIONAL TIPO TALWANI.....	54
6.7	CONFIGURACION DEL BASAMENTO CALCAREO.....	56
6.8	INTERPRETACION CUALITATIVA DEL MAPA AEROMAGNETICO.....	57
6.9	MODELADO BIDIMENSIONAL DEL DIPOLO DE LOS HUMEROS.....	57
7.	CONCLUSIONES.....	59
7.1	SOBRE EL PROCESAMIENTO DIGITAL.....	59
7.2	SOBRE EL CAMPO GEOTERMICO DE LOS HUMEROS.....	62
8.	REFERENCIAS.....	65
	FIGURAS.....	70

LISTA DE FIGURAS
(AL FINAL DEL TEXTO)

FIGURA	TITULO
1	Localización de las principales zonas geotérmicas de México.
2	Esquema de funcionamiento de un sistema hidrotermal.
3	Localización de la zona geotérmica de Los Humeros, Pue.
4	Mapa litológico generalizado del área de estudio.
5	Mapa de anomalía de Bouguer.
6	Separaciones polinomiales del efecto regional.
7	Residual polinomial de primer grado.
8	Residual polinomial de segundo grado.
9	Separaciones del efecto regional por continuaciones de campo.
10	Residual de la continuación ascendente a 1000 m.
11	Segunda derivada de la continuación ascendente a 1000 m
12	Espectros logarítmicos de potencia de los mapas de anomalía de Bouguer y del residual polinomial de primer grado.
13	Separaciones regionales mediante factorización espectral con distintas frecuencias de corte.
14	Residual por factorización espectral con frecuencia de corte $F_c = 0.1$ ciclos/km.
15	Mapa local de anomalía de Bouguer por configuración automática.
16	Mapa aeromagnético regional de campo total.
17	Reducción al polo del mapa aeromagnético.
18	Resistividad aparente con $AB/2 = 2000$ m de la zona central.

- 19 Perfil litológico representativo de la zona geotérmica.
- 20 Perfiles gravimétricos trazados en el residual polinomial de primer grado.
- 21 Modelado bidimensional tipo Talwani de la zona central de la caldera.
- 22 Configuración tentativa del basamento calcáreo de la zona central.
- 23 Modelado magnetométrico bidimensional del dipolo de la caldera.
- 24 Modelado magnetométrico tridimensional del dipolo de la caldera.
- 25 Logaritmo de la potencia del mapa de campo aeromagnético total.
- 26 Modelo esquemático del sistema geotérmico.

Todas las figuras gravimétricas tienen contornos dados en unidades gravimétricas ($1 \text{ ug} = 1 \times 10^{-6} \text{ m/seg}^2$), o ug/km^2 , según se trate de la anomalía de Bouguer (incluyendo regionales y residuales), o la segunda derivada vertical, respectivamente.

Las figuras magnéticas están dadas en gammas o gammas/ km^2 .

Las figuras se presentan en coordenadas UTM y tienen contornos cada 20 unidades geofísicas. Como referencia se incluye la ubicación de los poblados más importantes y en algunos casos los pozos geotérmicos identificados por su número.

Los espectros de potencia se presentan como $\ln(\text{ug} \times \text{m})$ vs ciclos/km y $\ln(\text{gammas} \times \text{m})$ vs ciclos/km.

RESUMEN

Este trabajo presenta un análisis de la utilidad del procesamiento digital de datos gravimétricos y magnetométricos en la exploración geotérmica, evaluada en función de los resultados que produce en la caldera de Los Humeros, Pue.

Simultáneamente con este análisis se presenta una interpretación geotérmica integrada de los estudios de gravimetría y magnetometría realizados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en torno a este centro volcánico y al campo geotérmico contenido en su interior.

Desde el punto de vista geofísico, la caldera de Los Humeros se caracteriza por la existencia de un déficit de masa denotado por un mínimo gravitacional, un gran dipolo magnético ubicado al NE de la zona de pozos, y una región de baja resistividad de mayor extensión que la zona de manifestaciones termales conocida.

Se concluye que el déficit de masa no se debe exclusivamente al colapso caldérico, sino a un relleno volcano-sedimentario más potente, que ocupa la paleotopografía producida por rocas calcáreas densas. Este comportamiento, junto con la posibilidad de que las fallas anulares correspondan a un sistema escalonado que forma una depresión cónica, hacen que el efecto gravitacional de éstas sea relativamente poco importante, impidiendo su detección individual con los datos actuales. Empero, no se descarta la contribución de las estructuras caldéricas concéntricas al déficit de masa general, siendo la de Los Humeros, la de mayor importancia.

Con base en el análisis visual de la densidad de estaciones, se justifica la indetectabilidad general de rasgos menores a 2-4 km. Por comparación con la litología superficial se demuestra la relación cualitativa entre los altos gravimétricos relativos y las protuberancias del basamento calcáreo, hipótesis propuesta por Arredondo (1985). No obstante, el uso de varias técnicas de separación regional-residual, el modelado y la comparación con datos de pozos permiten demostrar que esta relación no tiene carácter cuantitativo ni es igualmente válida en toda la caldera, sino sólo en los sectores en los que el basamento calcáreo se encuentra cerca de la superficie y tiene un efecto dominante sobre la anomalía de Bouguer.

Este hecho es analizado con mayor detalle mediante datos de subsuelo y modelado bidimensional de la zona de pozos, lo que permiten demostrar que la amplitud de la anomalía gravimétrica de Los Humeros, debida a la depresión topográfica del basamento calcáreo, es menor que la producida por el relleno volcánico de baja densidad. En consecuencia, para determinar la forma del basamento calcáreo en zonas en que este es más profundo, es indispensable modelar los efectos debidos al relleno volcano-sedimentario, así como sus variaciones locales.

Mediante modelado bidimensional de perfiles regionales, se estima que la profundidad máxima del basamento gravimétrico dentro de la caldera es de unos 3 000 m, resultado basado en la hipótesis de que su geometría puede representarse utilizando un solo contraste de densidad de 0.5 g/cm³, con respecto al relleno volcánico-sedimentario superior. Este basamento gravimétrico puede corresponder al contacto litológico entre las rocas calcáreas cretácicas y el volcanismo terciario.

Mediante un modelado bidimensional más detallado de la zona de pozos, utilizando varios contrastes de densidad y análisis espectral, se concluye que la base del relleno volcánico-sedimentario dentro de la caldera de Los Humeros tiene una profundidad máxima no mayor de 3 000 m, en tanto que su profundidad media es de 2.2 km. Tomando en cuenta que el análisis espectral del área total cubierta por el mapa permite estimar que la profundidad media del basamento calcáreo es de 2.8 km, se concluye que la caldera representa una depresión relativa dentro de la tendencia regional del basamento gravimétrico, cuya profundidad disminuye de SW a NE.

Comparando la configuración regional de la anomalía de Bouguer basada en una digitalización preexistente, con una configuración automática directa de los datos de campo, se plantea la posibilidad de que la elevación del basamento calcáreo en el pozo H-14 corresponda a un alto estructural de dirección NE-SW ubicado al SE de la caldera, y no a la continuación al sur del alineamiento situado en el extremo occidental, cuya forma se asocia con la introducción manual de altas frecuencias (hecho que se pone en evidencia mediante análisis espectral). Por otra parte, en el mapa configurado automáticamente se identifican algunos rasgos gravimétricos que no se habían mencionado antes, entre ellos un mínimo al NE del pozo H-22.

Por lo que respecta a la información magnetométrica, se concluye que la caldera de Los Humeros debe su emplazamiento a la intersección de rasgos NW-SE y NE-SW, cuya ubicación espacial es delineada por la magnetometría en forma de rasgos específicos. Adicionalmente, se detecta la presencia de un cuerpo intrusivo importante al NE de la caldera, que origina un gran dipolo magnético que cubre toda el área de colapso.

El intrusivo parece constar de varios cuerpos superpuestos, cuya geometría es controlada por la tectónica NW-SE y NE-SW. A su vez, se plantea la hipótesis de que la intrusión sea la causante del fallamiento N-S -paralelo a su borde occidental-, que controla el hidrotermalismo superficial.

Se postula la hipótesis de que las diferentes características de producción de los pozos geotérmicos están relacionadas con su posición respecto a los bordes del intrusivo. De acuerdo con esto y congruentemente con datos de resistividad y temperatura, el campo puede dividirse en tres ambientes magnéticos distintos, el del NW para los pozos H-22 y H-9, el del centro norte, para pozos al N del H-10 y el del sur, para pozos en el corredor Mastaloya y su prolongación al NW.

El modelado del dipolo magnético que se ubica en el sector N de la caldera se hizo en 2 y 3 dimensiones, utilizando un cuerpo prismático de rumbo E-W con longitud de 7 km, sección cuadrada de 4 km (N-S), por 3 km de espesor, límite superior a 2 km por debajo del sensor y susceptibilidad de 0.01 cgs. Este valor es compatible con un cuerpo intrusivo de composición química básica o intermedia.

Aunque no se modelaron los niveles inferiores de este cuerpo, se considera, con base en la reducción al polo, que éste se extiende hacia el sur, por debajo o en contacto lateral con las calizas. Con apoyo de argumentos térmicos se postula la hipótesis de que la parte profunda de este cuerpo es la posible fuente de calor del yacimiento de Los Humeros, Pue.

De acuerdo con los resultados alcanzados se propone un modelo geofísico para el campo geotérmico según el cual el yacimiento se aloja en los depósitos volcano-sedimentarios que colman las depresiones comprendidas entre los anticlinales de rocas cretácicas y el intrusivo. Este último presenta caras verticales al W y N, y escalonadas al SW, motivo por el que es más probable que se produzca la interacción calizas-intrusivo en los pozos del sector S del campo, en tanto que es posible que el intrusivo afecte la parte inferior de las calizas a profundidad de 2 a 3 km en las zonas que aún no se perforan. Por lo que respecta al sector N del campo, la terminación abrupta del intrusivo hace menos probable que se produzca esta interacción somera dentro del mismo, y de existir, sería en forma lateral y más profunda.

Se concluye que si bien los resultados obtenidos mediante el procesamiento de mapas regionales es de gran interés durante las etapas iniciales de la exploración, su utilidad para el desarrollo del campo es limitada, esencialmente por la baja densidad de datos y la falta de control en la ubicación de las estaciones de campo, características que impiden hacer un análisis suficientemente detallado de rasgos locales (menores de 4 km).

1. INTRODUCCION

La gran difusión que han alcanzado en fechas recientes los sistemas de cómputo, ha puesto al alcance de un mayor número de geofísicos las técnicas numéricas para el procesamiento de datos. Sin embargo, esta difusión, en la mayoría de los casos, no ha sido acompañada por un análisis crítico de la utilidad que éste puede tener para la exploración de recursos, en particular los geotérmicos. El hecho, ha provocado la proliferación de gran cantidad de interpretaciones mecanizadas en las que con frecuencia se omiten totalmente los comentarios respecto a las limitantes de los resultados obtenidos e incluso se trasgreden algunas de las hipótesis fundamentales de la técnica utilizada.

Con el fin de aclarar, al menos parcialmente estas interrogantes, se decidió realizar el presente estudio, en el que se hace una interpretación geotérmica de los datos gravimétricos y magnetométricos del campo de Los Humeros, Pue., utilizando diversas técnicas de procesamiento digital.

Por tal motivo, la interpretación no se hizo de forma directa, suponiendo que tal o cual mapa representa la característica geológica que se desea estudiar y modelando en congruencia con esa suposición tácita. Por el contrario, el tratamiento se hizo junto con un análisis de los fundamentos de cada método, la propiedad de los datos para el objetivo específico, y sobre todo en función de consideraciones prácticas de interés para el desarrollo de un campo geotérmico.

Para lograr esta meta en casos en los que no se dispuso de elementos geológicos suficientes para elegir al procedimiento más adecuado para cierto objetivo, se realizó una intercomparación de resultados obtenidos con distintos métodos (caso de la separación regional-residual) para definir algunos criterios generales y entender las características particulares resultantes de cada técnica, a fin de realizar una interpretación congruente con ellas.

Con objeto de disponer de datos para probar el funcionamiento de ciertas técnicas y los programas de cálculo correspondientes, y para dar un enfoque más aplicado al presente estudio, se utilizaron datos del campo geotérmico de Los Humeros, Pue., tomando en consideración que se trata una de las zonas mejor conocidas del Eje Neovolcánico. A pesar de ello, aún subsisten numerosas incógnitas sobre las características del centro volcánico en el que se encuentra y del sistema hidrotermal mismo, lo que aumenta el interés práctico de los resultados de este estudio.

El trabajo geofísico para la búsqueda de recursos geotérmicos se realiza en zonas de volcanismo reciente, y tanto el objetivo, como la geología y los aspectos metodológicos e interpretativos de la geofísica, son distintos a los que prevalecen en la exploración petrolera. Por tal motivo, la tesis se inicia con una exposición sucinta de qué se entiende por geoter-

mia, cuáles son sus características y como se realiza la exploración de este recurso.

La interpretación gravimétrica, y en menor medida la magnetométrica, fueron realizadas en dos niveles distintos de cobertura y detalle, uno regional, que forma el contenido fundamental de esta tesis, y otro local, que sólo se menciona marginalmente. Este procedimiento no sólo tuvo por objeto el análisis de rasgos de distinta escala geológica, sino la comparación de la pérdida de información geotérmica práctica producida al utilizar mapas regionales simplificados.

Como información complementaria se dispuso de datos de otras fuentes, principalmente: geología regional y del subsuelo, y resistividad eléctrica. Para el manejo de todas ellas se instauró un sistema de procesamiento digital.

2. OBJETIVO

El objetivo de esta tesis es presentar los resultados del análisis comparativo de diversos métodos de procesamiento digital de campos potenciales, así como la interpretación geotérmica de los mapas resultantes de su aplicación a datos de Los Humeros, Pue., centro volcánico que alberga uno de los campos geotérmicos más importantes del país (CFE, 1990). Para la formación de éste documento se omiten los aspectos relativos a la revisión de fundamentos teóricos, revisión de datos, y programación, a fin de disponer de espacio para discutir los resultados de interés geotérmico que se generaron durante las pruebas de funcionamiento de los algoritmos.

Desde el punto de vista exploratorio, el objetivo principal es la delineación del contacto litológico entre las rocas sedimentarias cretácicas, y el relleno volcano-sedimentario terciario y cuaternario, así como la comprensión de las causas que determinan la existencia del yacimiento geotérmico, tratando de responder a las cuestiones de cuál es la fuente de calor y donde se encuentra, y por que causa los pozos geotérmicos ubicados en distintos sectores del campo exhiben comportamientos químicos y termodinámicos disímiles.

El texto se divide en tres secciones principales, la primera trata aspectos generales de la geotermia, la segunda se refiere al procesamiento de datos, y la tercera comprende la interpretación.

3. GENERALIDADES SOBRE GEOTERMIA

La siguiente sección se incluye con objeto de proporcionar un panorama general sobre que es la geotermia y como se realiza la exploración de este recurso, a fin de señalar las condiciones geológicas que guían la interpretación geofísica hecha en este trabajo.

3.1 CONCEPTO DE GEOTERMIA

Existen dos acepciones del término geotermia; la primera y más antigua, se refiere a la ciencia que estudia el estado y la evolución térmica del planeta por medio de modelos de balance energético, apoyados en medidas de flujo de calor realizadas en la corteza (García, 1989).

La segunda acepción, cuyo significado se adopta para la exposición de este trabajo, pertenece al ámbito de la exploración de recursos, se utiliza para designar al aprovechamiento económico del calor interno de la tierra como fuente de energía.

El uso de este recurso adopta numerosas variantes que están en función de las características que presenta en la naturaleza y el tipo de aprovechamiento deseado.

3.2 EVOLUCION HISTORICA

El empleo directo del calor terrestre data de épocas remotas, en las que el hombre utilizó esta energía para cocinar, o en baños termales, aprovechando para ello las fuentes naturales existentes, tales como manantiales, fumarolas y geysers. Con el paso del tiempo estos usos han subsistido, además de que se han desarrollado otros de utilidad agrícola, zootécnica o industrial. Sin embargo, una diferencia importante consiste en que en la actualidad este aprovechamiento no se limita a las fuentes naturales: manantiales y fumarolas, sino que se extiende a recursos residentes en el subsuelo, a veces sin evidencia directa superficial. Para la explotación de éstos últimos se recurre a la perforación de pozos, mediante los cuales la energía es llevada a la superficie.

El método de aprovechamiento más avanzado, aplicable sólo en las zonas en las que el recurso aparece en forma más intensa, consiste en la generación de energía eléctrica. Esta transformación se realiza utilizando los fluidos geotérmicos para mover las turbinas de un generador.

3.3 POTENCIAL GEOTERMICO

La producción geotermoeléctrica es considerada actualmente una de las fuentes energéticas viables. No obstante, su aporte relativo al consumo mundial de energía es pequeño y lo

seguirá siendo, aun bajo los esquemas de producción más optimistas, debido a que su potencial es menor que el de otras fuentes alternativas como el carbón y la energía nuclear. Más que por su potencial absoluto, la importancia de la geotermia reside en otras razones: se trata de una fuente de energía relativamente poco contaminante; su costo, una vez instalada es bajo, pues prescinde del uso de combustibles fósiles; es de carácter renovable, pues no se agota en forma definitiva; tiene un factor de planta (tiempo efectivo de producción) alto; la producción mundial ha mostrado una tendencia de crecimiento sostenido; el potencial aprovechable aumenta constantemente, conforme se realizan avances tecnológicos; puede tener una importancia estratégica al existir en zonas con pocos recursos petroleros o hidroeléctricos; permite comprender algunos aspectos sobre la formación de yacimientos minerales; permite dar un uso más racional al petróleo.

Aunque existen países en los que la generación geotermoelectrica tiene una contribución relativa apreciable en el consumo global de energía, en México su aporte es de sólo 4 % de la energía eléctrica total. A pesar de ello, nuestro país es el tercer productor mundial, detrás sólo de Estados Unidos y Filipinas.

3.4 LA GEOTERMIA EN MEXICO

La generación geotermoelectrica en México se inició durante la década de los 50's en el campo de Pathé, Hgo., cuyo estudio y explotación permitieron formar los cuadros técnicos que desarrollaron los actuales campos en producción. Estos en orden jerárquico de importancia son: Cerro Prieto, Mexicali, B.C. (620 Mw), Los Azufres, Mich. (90 MW), Los Humeros, Pue. (20 Mw) y La Primavera, Jal. (Fig. 1). Además de éstos, existe un gran número de prospectos geotérmicos, - la mayoría de los cuales se ubican en la parte central del país-, relacionados con la Faja Volcánica Transmexicana.

3.5 SISTEMAS HIDROTERMALES

En la actualidad, la generación geotermoelectrica se limita a un pequeño porcentaje de los campos geotérmicos conocidos, debido a que para su aplicación se requiere disponer de grandes cantidades de fluidos de alta entalpía; situación difícil de encontrar.

Existen importantes investigaciones tendientes a aprovechar la energía térmica de las zonas de flujo de calor terrestre elevado, bajo los diversos contextos geológicos en que se presentan, sin embargo, en la actualidad prácticamente todos los tipos de uso, y particularmente la generación eléctrica, se basan en la explotación de esta energía sólo cuando se presenta en la naturaleza bajo la forma denominada sistema hidrotermal.

Un sistema hidrotermal (Fig. 2) está constituido por una porción del subsuelo en el que se aloja un sistema convecti-

vo, formado por agua que circula dentro de una matriz rocosa. El sistema debe contar con una fuente de calor que aporta la energía, un fluido de transporte que permite la extracción, y una capa sello que impide que la energía se disipe en tiempos geológicos cortos. Algunos autores sugieren, adicionalmente, que como parte del sistema debe considerarse un área de recarga de fluidos, que son predominantemente de origen meteórico.

Las características citadas requieren a su vez para su existencia, de condiciones físicas propicias, tales como la presencia de una permeabilidad suficiente y una presión y temperatura de yacimiento elevadas.

3.6 CLASIFICACION DE SISTEMAS HIDROTERMALES

Los sistemas hidrotermales pueden ser agrupados en función de diversos criterios, algunos de ellos se refieren a la entalpía de los fluidos, que puede ser baja, media o alta. Los sistemas de alta entalpía son los únicos que de acuerdo con el nivel tecnológico actual pueden ser utilizados comercialmente en la generación eléctrica.

A su vez, los sistemas hidrotermales de alta entalpía pueden clasificarse de acuerdo al contexto geológico en el que se producen. En términos generales todos ellos se ubican en o cerca de los bordes de las placas tectónicas y de acuerdo con eso, se relacionan con el magmatismo asociado a márgenes divergentes (Islandia), transcurrentes (Cerro Prieto) o convergentes (campos del centro de México).

Por lo que respecta a sus características hidrológicas, los sistemas pueden ser de permeabilidad primaria, aquellos en los que los fluidos circulan a través de los poros interconectados de la matriz rocosa, o de porosidad secundaria, en los que la circulación se produce predominantemente a través de fallas, fracturas o contactos litológicos. Dentro del primer tipo se encuentran los campos ubicados en zonas de depositación sedimentaria como los del valle de Mexicali y el Salton Sea, E.U., en tanto que el segundo comprende a la mayoría de los campos geotérmicos en el mundo y particularmente los del centro de México. Aunque en general ambos tipos de permeabilidad aparecen combinados, la de tipo primario suele ser mucho menor.

Otra clasificación importante de los campos de alta entalpía es la que hace referencia a la fase dominante en el yacimiento, en estos términos los campos pueden ser de líquido dominante (Wairakei, N.Z., Los Azufres, Cerro Prieto, etc.) o de vapor dominante (Los Geysers, E.U., Larderello, Ita.). Los primeros se asocian con yacimientos en los que el fluido a profundidad es líquido saturado, en tanto que los segundos se producen cuando se trata de una mezcla agua-vapor.

La diferencia entre ambos sistemas es importante desde el punto de vista práctico, pues las características de las instalaciones superficiales para la producción varían. En los

campos de líquido dominante, superficialmente se produce una mezcla agua-vapor en la que debe eliminarse la fase líquida para que pueda utilizarse en las turbinas.

Existen otras clasificaciones que son útiles para objetivos específicos, basados en características como la salinidad o la importancia del relieve topográfico, sin embargo el panorama presentado hasta aquí cubre los casos más relevantes.

3.7 SISTEMAS HIDROTÉRMALES EN ZONAS VOLCÁNICAS (PLACAS CONVERGENTES)

En este caso la fuente de calor está constituida por una cámara magmática en proceso de enfriamiento, ubicada a una profundidad próxima a 5 km. Es muy probable que en un depósito de magma tan poco profundo se formen sectores en los que se concentra magma de distinto tipo, ácido y explosivo en la parte superior, intermedio y básico en la inferior. Este comportamiento da lugar a que el volcanismo superficial asociado exhiba una evolución composicional con el tiempo que corresponde a la efusión de rocas ácidas (riolitas), continúe con la de rocas intermedias (andesitas) y termine con rocas básicas (basaltos). Si la evolución de la cámara magmática es cíclica o simplemente más compleja, esto se observará superficialmente a través de modificaciones correspondientes a la secuencia simplificada de rocas volcánicas que se menciona.

3.8 CARACTERÍSTICAS GEOLOGICAS DE UN SISTEMA HIDROTÉRMAL

Desde el punto de vista exploratorio, la ubicación de una fuente de calor de interés geotermoelectrónico se realiza buscando superficialmente las evidencias de procesos de diferenciación magmática manifiesta por la evolución química de las rocas, cuya última actividad se haya producido en los últimos 500,000 años. Junto a estas evidencias litológicas, se buscan evidencias tectónico-estructurales que apoyen la hipótesis de que se trata de una zona inestable en la que es factible el magmatismo reciente, aun cuando por alguna razón éste pueda no ser obvio en la superficie.

Este punto resalta el hecho de que si bien la existencia de volcanes jóvenes en la superficie es un buen indicio para la exploración, ésta no es una condición ni necesaria ni suficiente, puesto que los sistemas hidrotermales no son una consecuencia directa del volcanismo, sino que más bien, ambos fenómenos están emparentados, dado que existe una cámara magmática en el subsuelo que es a la vez fuente de material volcánico y de calor (Rybach y Muffler, 1981).

Con respecto a la forma en que el calor es transmitido desde la cámara magmática hasta la profundidad del sistema hidrotermal (2-3 km), cabe mencionar que es probable que exista una importante componente de transferencia conductiva a través de la roca interpuesta, además de la convectiva, por medio de fluidos

que circulan a través de fallas profundas que comunican a ambas. Sin embargo, estudios hechos por el autor (García, 1990a) y evidencias en algunos campos geotérmicos, sugieren que por la baja velocidad de la transferencia conductiva, y la limitada penetrabilidad de las fallas, es muy probable que el calor disponible en el sistema hidrotermal llegue a él en un porcentaje apreciable a través de pequeñas intrusiones locales más someras, alojadas en las rocas ubicadas por encima de la cámara magmática y que por tanto no forman parte del cuerpo principal de ella.

Por lo que respecta a la capa sello; en la mayoría de las zonas volcánicas, y particularmente en las del centro de México, ésta corresponde a estratos volcánicos de baja permeabilidad, asociados con rocas cuaternarias de composición ácida: ignimbritas (La Primavera, Los Humeros) o riolitas (Los Azufres) (JICA, 1989; CFE, 1990; CFE, 1992). A la baja permeabilidad intrínseca de estas rocas debe añadirse una disminución adicional producida tanto por el depósito de minerales por la pérdida de presión y temperatura de los fluidos o por la alteración de la roca a arcillas debido a la acidez del agua calentada con vapor geotérmico.

En estos mismos campos, los fluidos que actúan como vehículo para la circulación del calor y su extracción superficial, se alojan en paquetes de rocas andesíticas fracturadas. Se trata de fluidos ligeramente salinos y de PH neutro o ligeramente alcalino, de origen predominantemente meteórico, aunque con algún aporte magmático.

La existencia de una permeabilidad suficiente para permitir la circulación de fluidos, así como para posibilitar su extracción superficial, se trata de estimar con base en estudios de geología estructural en superficie. Debe notarse que éstos también son importantes para inferir la existencia de la cámara magmática misma. Es interesante señalar que de acuerdo con los estudios más recientes, realizados tanto por el suscrito, como por otros autores (López, 1991a, 1991b), se demuestra que ambas tectónicas son distintas, la que controla la existencia de la cámara se asocia con eventos regionales, en tanto que la asociada con la formación del sistema hidrotermal tiene una fuerte influencia de los eventos magmáticos locales.

Prácticamente, esta aseveración significa que si bien los estudios geológicos y geofísicos regionales son importantes para comprender la génesis del sistema hidrotermal, su relevancia para la producción es escasa, ya que ésta se produce a través de estructuras de menor tamaño (< 5 km) que deben analizarse con estudios mucho más detallados que los realizados hasta la fecha.

3.9 EXPLOTACION GEOTERMICA

La extracción de los fluidos del sistema hidrotermal se realiza por medio de pozos que intersectan a las fallas que actúan como conductos para los mismos, tanto dentro del sistema hidrotermal, como entre éste y la superficie. Estas últimas

suelen ser evidentes pues producen la aparición superficial de manifestaciones termales.

Por lo que respecta al límite inferior del sistema hidrotermal, éste es representado por unidades litológicas poco permeables (Fig. 2): granitos en Cerro Prieto (Lippman y Mañón, 1987), o calizas masivas en Los Hornos (De la Cruz, 1983); pero también existe cierta componente de sellamiento producida por excesos de presión o depositación de minerales de alta temperatura.

La existencia de una tectónica muy intensa en algunas localidades aumenta la permeabilidad naturalmente baja de algunas rocas, pues induce o reactiva fallas que actúan como conductos para los fluidos, al grado que pueden convertirse en rocas que contienen al yacimiento mismo, por ejemplo los granitos en campos geotérmicos de Utah (Wright et al., 1985).

En general, el agua circulante en los yacimientos es de origen predominantemente meteórico, de donde surge la necesidad de que exista una zona de recarga (superficial o profunda) por la que ingrese el agua fría al sistema. Esta es calentada durante su paso a través de él y posteriormente se descarga, una parte a través de las manifestaciones superficiales y otra en forma subterránea.

3.10 ASPECTOS PRACTICOS DE LA EXPLORACION

Tomando en consideración las características geológicas de los sistemas hidrotermales de alta temperatura, descritos antes, es claro que el interés de una zona se incrementa al existir el mayor número de las características siguientes:

- 1.- Existencia de termalismo superficial, especialmente si éste es muy intenso.
- 2.- Fluidos con alta concentración de elementos característicos de altas temperaturas: cloruros, boro, sílice.
- 3.- Grandes zonas de alteración hidrotermal de rocas y depósito de minerales, especialmente si son característicos de altas temperaturas.
- 4.- Magmatismo reciente, evidenciado por rocas volcánicas jóvenes.
- 5.- Tectónica activa reciente que permita el emplazamiento del magmatismo, la permeabilidad en el sistema y su comunicación con la superficie.
- 6.- Volcanismo de composición ácida que sugiera la existencia de diferenciación magmática en una cámara somera.
- 7.- Volcanismo de gran intensidad, formador de calderas y grandes erupciones piroclásticas que sugieran la existencia de

una cámara magmática grande.

3.11 ENFOQUE DE LA EXPLORACION GEOFISICA

Todas las características geológicas, que favorecen la formación de un campo geotérmico, son evaluadas con métodos geofísicos, a fin de inferir sus características en el subsuelo..

En términos generales, los estudios geofísicos persiguen dos objetivos complementarios, el primero de ellos es la comprensión del marco geológico, tanto regional como local, que prevalece en la zona de interés. Este uso se ajusta a los cánones de la prospección de otros tipos de recurso como los petroleros o los minerales, y consiste en la identificación de fallas, cuerpos sepultados, basamentos, etc.

El segundo objetivo es la detección directa del yacimiento, aprovechando para ello alguno de los parámetros físicos que lo distinguen de su entorno, tales como el déficit de masa debido a la presencia del fluido, o su exceso por depositación de minerales en la capa sello, la desmagnetización por alteración hidrotermal o por calentamiento y las bajas resistividades asociadas con zonas saturadas con fluido caliente. Algunos otros usos de la geofísica, como la microgravedad y la microsismicidad son motivo de investigación.

Cabe aclarar, que incluso el uso convencional de la geofísica para la exploración geotérmica presenta ciertas peculiaridades de aplicación, en virtud de que se trabaja en ambientes volcánicos, para los cuales no existe una experiencia tan amplia como en zonas sedimentarias con potencial petrolero.

El lector interesado en una exposición más amplia sobre la geotermia y sus metodologías de exploración, puede consultar los trabajos de DiPippo (1988), Ribach y Muffler (Ed.) (1981) y Wright et al. (1985).

4. ANTECEDENTES

La caldera de Los Humeros es un centro volcánico ubicado al NW de la población de Perote, Ver. (Fig. 3). Constituye uno de los centros de volcanismo silícico más importantes del país y en ella existen grandes zonas de hidrotermalismo superficial representado por suelos vaporizantes.

En la actualidad, la zona es motivo de un importante desarrollo geotérmico realizado por la Comisión Federal de Electricidad (CFE), entidad que ha perforado un total de 33 pozos, con base en numerosos estudios geológicos y geofísicos (CFE, 1990).

Una vez iniciada la perforación, se realizaron estudios de temperatura, presión y petrografía de los pozos, lo que ha traído consigo una abundante literatura al respecto, sin embargo, la mayor parte de las publicaciones tratan problemas o pozos específicos, y los trabajos de carácter integral son escasos.

En fechas recientes, el enorme cúmulo de información de este campo fue glosada en dos volúmenes de edición interna (CFE, 1990). En ellos se presenta un panorama completo del conocimiento logrado en las áreas de geología, geofísica, geoquímica y producción.

4.1 ANTECEDENTES GEOLOGICOS

A continuación se presenta un resumen de la geología de Los Humeros, tanto superficial como de subsuelo, basada en los trabajos de Yañez (1980), De la Cruz (1983), Ferriz y Mahood (1986) y Viggiano (1990).

La caldera de Los Humeros, Pue. Está situada en el límite septentrional de la cuenca Libres-Oriental, graben terciario de dirección N-S, limitado al N por el Macizo de Teziutlán, al S por la sierra Cuesta Blanca, al E por la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote, y al W por la interrupción de la Sierra Madre Oriental (Yañez, 1980). Contiene en su interior, al campo geotérmico de Los Humeros, Pue., por su nivel de exploración, el segundo en importancia dentro del Eje Neovolcánico.

En la actualidad se han perforado un total de 33 pozos. En tres de ellos se han instalado plantas portátiles para la generación eléctrica, en tanto se concluyen los estudios para la instalación de una planta fija.

A partir de estudios geológicos de superficie y del subsuelo, las rocas encontradas por los pozos geotérmicos se han agrupado en tres paquetes litoestratigráficos, definidos de acuerdo con su etapa de formación, como precaldérico, caldérico y postcaldérico.

El paquete precaldérico es producto de una evolución que va desde el Cretácico - período en el que se depositaron rocas calcáreas-, hasta el Terciario, en el que se produjeron los eventos volcánicos más antiguos, constituidos por andesitas.

El segundo paquete, o paquete caldérico, es de edad cuaternaria; comprende grandes volúmenes de piroclastos, cuya emisión produjo el hundimiento de la zona en dos eventos sucesivos, que dieron lugar a sendas calderas concéntricas, la de Los Humeros, y la de Los Potreros (Fig. 4).

El paquete postcaldérico comprende gran diversidad de productos volcánicos, cuya composición varía desde ácida hasta básica, emitidos en forma de piroclastos y derrames; estos últimos asociados, en algunos casos, a las fallas anulares producidas durante la formación de las calderas. Adicionalmente, se postula la existencia de un tercer colapso concéntrico, cuya existencia aún es motivo de investigación (Fig. 4).

4.1.1 LITOLOGIA

El basamento cristalino regional está constituido por granitos de 246 ± 7 Ma (todos los fechamientos citados corresponden al método potasio-argón), granodioritas y rocas esquistosas del Paleozoico Superior, que afloran al N en el Macizo de Teziutlán (Fig. 4).

Sobre este basamento cristalino existe una secuencia de sedimentos mesozoicos de ambiente inicialmente continental (Triásico - Jurásico Medio) y posteriormente marino (Jurásico Tardío - Cretácico).

Durante el Terciario se produjo una etapa intrusiva de granitos y sienitas, cuyas edades varían de 31 a 15 Ma. Posteriormente, se inició el volcanismo efusivo con la emisión de las andesitas Alseseca (11 Ma) y eventos característicos del Eje Neovolcánico (5 Ma) que constituyeron los volcanes Cofre de Perote, Malinche y Pico de Orizaba. A esta época corresponden las andesitas Teziutlán (3.5 ± 0.3 a 1.6 ± 0.7 Ma), que constituyen la roca volcánica más antigua cortada por los pozos en el subsuelo de la caldera.

El volcanismo explosivo tuvo inicio en el Cuaternario, con la expulsión de la denominada ignimbrita Xáltipan, fenómeno que produjo la formación de la caldera Los Humeros (Fig. 4). Esta estructura de colapso presenta una forma subcircular, cuya traza sólo es conocida con seguridad en el sector SE. Ferriz, 1982, interpreta un colapso ovalado de 21 x 15 km asociado a la expulsión de unos 90 km³ de magma. Esto correspondería a un colapso de unos 350 m. No obstante, otros autores proponen una geometría considerablemente distinta, por lo que la magnitud del colapso resultaría diferente si se supone el mismo volumen de lava eyectado. El dirimir esta cuestión reviste considerable interés geológico, aunque sus consecuencias geotérmicas serían

mínimas.

Al término de esta etapa se produjo la efusión de los domos riolíticos Oyameles, ubicados en el sector occidental de la caldera; bien sea dentro de ella o en su borde anular, según la traza que se interprete.

El desarrollo de una nueva etapa explosiva provocó la emisión de las ignimbritas Zaragoza, fenómeno que produjo la denominada caldera de Los Potreros (Fig. 4), colapso de 7-10 km de diámetro y 200 m de profundidad, correspondiente a un volumen de 20 km³ de magma.

Eventos volcánicos posteriores produjeron los colapsos del Xalapasco Mastaloya, y posiblemente, el denominado Tercer Colapso o Colapso Central (De la Cruz, 1983), cuya existencia, - motivo de debate-, tendría considerables implicaciones geotérmicas (Fig. 4).

Posteriormente, se produjeron erupciones andesíticas que formaron los volcanes San Antonio y Sotoltepec, al N del colapso Los Potreros, y los cerros Arenas y la Viola, seguidos por erupciones de tobas que cubrieron el interior del Colapso Central; conos de escoria en el borde S de la Caldera Los Humeros y, finalmente, derrames de basalto de olivino, andesitas y dacitas, en torno al poblado de Los Humeros y en el borde SW de la caldera.

Los estudios de presión y temperatura realizados en los pozos geotérmicos perforados hasta la fecha, confirman la existencia de un importante sistema hidrotermal contenido en la formación Andesitas Teziutlán (ver Fig. 2 para recordar las características generales de un sistema geotérmico), cuya permeabilidad es fundamentalmente secundaria. El límite inferior del yacimiento está constituido por la formación Tamaulipas Inferior, de permeabilidad casi nula, pero que manifiesta temperaturas elevadas en su seno. Por encima, el yacimiento está limitado por un paquete interpretado como de ignimbritas Xaltipan, cuya baja permeabilidad le permiten actuar como capa sello. Por encima de ellas se encuentra un relleno de tobas y derrames que llega hasta la superficie.

4.1.2 TECTONICA

La orogenia Laramide afectó a la secuencia sedimentaria, produciendo grandes pliegues con eje NW-SE y corrimientos sobre fallas NE-SW.

Después de un período de erosión, se inició el ciclo volcánico, asociado con fenómenos distensivos que durante el Terciario Medio provocaron la formación de la cuenca Libres-Oriental, interpretada como un graben de dirección N-S.

En el Cuaternario, los eventos volcánicos explosivos produjeron los colapsos Los Humeros y Los Potreros, que parecen manifestar un control estructural NW-SE en su borde SW, asociados

posiblemente con un rasgo antiguo reactivado. En el interior del segundo colapso se observa un sistema posterior de fallas, con orientación E-W, y dentro del tercer colapso se presenta el sistema más reciente, cuya dirección es N-S y se asocia con las zonas de hidrotectonismo superficial más activo (Fig. 15).

Otros rasgos recientes son: el colapso de Mastaloya y la falla del mismo nombre, cuya dirección NW-SE podría reflejar una reactivación de rasgos más antiguos (Fig. 15).

4.2 ANTECEDENTES GEOFISICOS

Existen diversos estudios geofísicos regionales en los que se ha incluido el área ocupada por la caldera de Los Humeros, entre ellos cabe citar un estudio gravimétrico realizado por Monges y Mena (1973), citado por Mena y González-Moran (1978), y detallado posteriormente por estos últimos. En el primero de ellos se muestra que el Eje Neovolcánico presenta valores de anomalía de Bouguer que conforman un mínimo, respuesta "característica de regiones montañosas con raíces profundas". La zona de Los Humeros se encuentra al final de un alineamiento regional de contornos de Bouguer que exhiben ahí una inflexión que los orienta en dirección N-S, paralelos al sistema Pico de Orizaba, Cofre de Perote.

En el segundo estudio (Mena y González, op. cit.), con el apoyo de datos suplementarios tomados en estaciones con separación de unos 2 km, y densidades medias de un dato por cada 16 km² en la zona de mayor detalle, se muestra que la caldera forma parte de un mínimo gravimétrico residual, en el que se agrupan varias anomalías de menor tamaño. La más importante de ellas no es la de Los Humeros, sino la que se interpreta como otra posible caldera, a la que se denomina La Gata. La caldera de Los Humeros exhibe una anomalía de menor amplitud gravitacional. Dentro de ella se interpreta la existencia de un intrusivo que ocupa la zona central, modelado bidimensionalmente como un bloque de 1.25 km de lado, sepultado a 500 m de profundidad. La zona de relleno volcano-sedimentario se modela con una forma de embudo (2D) con profundidad máxima de unos 2500 m.

Existe un estudio gravimétrico regional de considerable extensión que incluye el graben Libres Oriental, abarcando por el N la caldera de Los Humeros (Campos y Garduño, 1987). En él se observa nuevamente la existencia del mínimo, y se delinea, usando el contorno cero de la segunda derivada vertical de un residual, los contornos de los cuerpos densos someros. Se modela bidimensionalmente un perfil que cruza la zona central de la caldera, utilizando un solo contraste de densidad. Mediante la aplicación del método de Tsuboi (Thanassoulas y Tsokas, 1985), concluyen que la profundidad máxima de la unidad calcárea es de unos 2500 m. Mediante el análisis espectral de un perfil aeromagnético, interpretan que la profundidad media del basamento magnético en este sector es de unos 3200 m.

El sector norte de este mapa gravimétrico fue comple-

tado con un estudio de detalle que cubre parte de los colapsos segundo y tercero. Las nuevas estaciones, integradas a las anteriores, sirvieron para formar un nuevo mapa con mayor detalle de la zona geotérmica. El procesamiento digital de parte de este mapa se realizó haciendo continuaciones de campo y derivadas verticales (Arredondo y Campos, 1989). Con base en modelos de 2 y 3 dimensiones se da una geometría del basamento calcáreo, según la cual, su profundidad máxima en el centro de la caldera sería de unos 4500 m.

Por lo que concierne a los estudios magnéticos disponibles, cabe citar un vuelo aeromagnético que cubre el graben Libres-Oriental -exceptuando la caldera de Los Humeros-, realizado por la Comisión Federal de Electricidad (Palacios y García, 1981). El sector faltante, que cubre el área que aquí nos ocupa, fue estudiado previamente por Flores et al. (1978), con datos de un vuelo aeromagnético a 250 m de altura sobre el terreno, y líneas con separación de 4 km. En este trabajo se detecta un dipolo cuyo centro se ubica en el borde N del colapso Los Potreros. El modelado bidimensional de la anomalía se realizó con un cuerpo rectangular de orientación N-S con sección de 5 km de profundidad por dos de ancho, sepultado a 2 km de la superficie.

El sector central de los colapsos segundo y tercero fue estudiado con un trabajo de magnetometría terrestre, utilizando las mismas estaciones complementarias de gravimetría (Arredondo, 1985). Los resultados de este levantamiento se limitan en la actualidad a la descripción del mapa y el modelado bidimensional de dos anomalías del borde occidental del colapso Los Potreros.

4.3 SITUACION ACTUAL DEL CONOCIMIENTO

Actualmente, en el campo de Los Humeros, Pue., las incógnitas geotérmicas de mayor relevancia, para cuya solución se espera el apoyo de los métodos potenciales son las siguientes:

- 1) Delineación del marco geofísico regional que controla la presencia de la caldera, con objeto de comprender las razones de su formación.
- 2) Comprensión de las condiciones geofísicas que provocan la formación del sistema hidrotermal en cierto sector de la caldera.
- 3) Delineación de la topografía del estrato litológico poco permeable que limita al yacimiento por abajo, con objeto de determinar el potencial del campo.
- 4) Localización de fallas dentro del paquete volcánico-sedimentario que colma la caldera, para utilizarlas como objetivos estructurales de la perforación.
- 5) Comprensión de las causas que dan lugar a diferencias químicas, físicas y termodinámicas en el comportamiento local del yacimiento.

De los cinco puntos mencionados, los dos primeros son de carácter general, de interés durante las etapas preliminares de la exploración, y los dos últimos de tipo detalle, correspondientes a etapas más avanzadas y próximas a la explotación. Por su parte, el tercer punto puede pertenecer a cualquiera de las dos etapas, dependiendo de la escala con la que se trabaje.

Todos estas cuestiones han sido motivo de una serie de trabajos recientes realizados por el suscrito (García, 1991a, 1991b, 1991c, 1991d), en los que se señalan las limitantes de los datos de campo disponibles, para lograr los objetivos de mayor detalle. En resumen, puede señalarse que la baja densidad de estaciones y su distribución irregular impiden el estudio de rasgos de tamaño inferior a 2 - 4 km, dependiendo de la cobertura en cada sector del mapa.

Una peculiaridad de este trabajo de tesis, es la comparación que se hace de los resultados de interpretación obtenidos bajo diversas técnicas de procesamiento, o con base en mapas obtenidos mediante el uso de distintos parámetros.

Este procedimiento se adoptó en virtud de que con frecuencia se carece de criterios geológicos para elegir uno de los resultados como el más representativo, y es de esperar que la comparación de distintos resultados permita inclinarse por tal o cual interpretación.

Este procedimiento permite por otra parte, deslindar el conocimiento aportado por la geofísica, de aquel que se deriva de otras fuentes, así como analizar el riesgo que existe al tomar en cuenta una sola interpretación.

Este es el tipo de trabajo que se considera recomendable realizar para estudios regionales, máxime tomando en cuenta la gran difusión que han alcanzado los equipos de cómputo y el software para procesamiento.

Adicionalmente, se ha recurrido a la información de campo más reciente, la cual tanto confirma como refuta algunas de las interpretaciones hechas con anterioridad. Esto no debe resultar extraño, pues es una característica inherente del progreso científico, en particular al que resulta de las ciencias de la tierra, que es esencialmente interpretativo. Siempre que se disponga de nuevas evidencias, es conveniente la reinterpretación de los datos de campo.

5. PROCESAMIENTO DE DATOS

El estudio que aquí se presenta fue realizado procesando e interpretando datos gravimétricos y magnetométricos en dos niveles de distinta cobertura, una regional, basada fundamentalmente en datos de estudios previos sin objetivos geotérmicos (PEMEX, 1979; PEMEX, 1980), pero completados, con información de detalle (Arredondo, 1985, 1986); y otra local, basada en datos más próximos a la zona de interés y sujeta a un procesamiento más cuidadoso. Como apoyo, se recurrió a datos de resistividad eléctrica colectados por Guerrero (1988).

5.1 ESTUDIOS DE GRAVIMETRIA

5.1.1 FORMACION DEL MAPA DE ANOMALIA DE BOUGUER

El punto de partida de este trabajo está constituido por el mapa de anomalía de Bouguer de Petróleos Mexicanos (PEMEX, 1980), formado a partir de poligonales de unos 5 km de diámetro, con estaciones cada 500 m. La corrección de datos se hizo con una densidad (ρ) de 2.4 g/cm³ (valor estandar utilizado por PEMEX) y midiendo la altura de las estaciones desde un nivel de referencia de 1800 msnm.

Esta información fue completada en las inmediaciones de la zona geotérmica, con los datos de un estudio de detalle hecho por la CFE a lo largo de 9 líneas con separación de 1.5 a 2 km, y estaciones cada 250 m (Arredondo, 1982) (Fig. 15). Los parámetros para el cálculo de la anomalía fueron los mismos.

La configuración resultante de ambos estudios (Fig. 5), fue digitalizada manualmente como parte de un estudio previo (Arredondo y Campos, 1989), interpolando valores en una malla con celdas cuadradas de 1 km de lado. Ya como parte de esta tesis, los sectores faltantes para formar una malla regular se calcularon con algoritmos de interpolación (GPCP de la compañía CALCOMP), con el fin de hacer posible la aplicación de la transformada bidimensional de Fourier. De esta forma, se formó una rejilla regular de 41 x 35 celdas, que cubre el área inscrita en las coordenadas UTM (641000, 2157500) y (681000, 2191500), ángulos inferior izquierdo y superior derecho respectivamente (Fig. 5).

Cabe resaltar que como consecuencia de la revisión de datos, realizada como parte inicial de este trabajo de tesis, se concluye que una separación de 1 km entre los nodos de la rejilla produce rasgos ficticios, y que en atención a la distribución de las estaciones originales, que también fue revisada, la precisión del mapa digitalizado se estima en 10 o 15 μg , en tanto que su resolución espacial es de unos 3 o 4 km.

Los parámetros utilizados para calcular la anomalía de Bouguer se consideran satisfactorios, pues es razonable suponer que por encima de los 1800 msnm, la densidad promedio general es

de unos 2.4 g/cm³, producida por una mezcla de rellenos piroclásticos $\rho=2$ g/cm³ o menor, sedimentos cretácicos $\rho=2.8$ g/cm³, y derrames volcánicos $\rho=2.4$ g/cm³ (densidades medidas en núcleos tanto por el autor, como por contratistas de la CFE).

Aun cuando en el presente se carece de datos para elegir otros valores para los parámetros de corrección, es importante conocer el papel que juegan en la anomalía de Bouguer resultante.

Con esta finalidad se hizo una revisión del significado de ésta, concluyéndose que en la mayoría de los mapas, incluidos los que nos ocupan, existe un factor constante que suele no tomarse en cuenta, debido a que se maneja el antiguo concepto de anomalía de Bouguer, según el cual los valores son referidos a un "datum".

Este detalle numérico no resulta importante en la medida en que se omite de forma sistemática, aunque dificulta la comprensión física de la gravimetría (García, 1991d).

Aparte de la constante aditiva que se menciona, el cambio del nivel de referencia, junto con la densidad de corrección y la altura topográfica, producen modificaciones más complejas en el mapa de Bouguer, sin embargo, este asunto no se trata aquí, aceptando los valores disponibles tal como se reportan para hacer el trabajo.

5.1.2 DESCRIPCION DEL MAPA DE ANOMALIA DE BOUGUER

El mapa de anomalía de Bouguer de Los Humeros (Fig. 5) debe entenderse como una representación de los déficits o excesos de aceleración gravitacional en cada punto (incluyendo su topografía), en comparación con la aceleración que produciría un cuerpo de referencia construido ad hoc para el área estudiada, con una densidad constante = 2.4 g/cm³.

Sin embargo, por la omisión de una constante aditiva debido al uso de un nivel de referencia de 1800 msnm, los valores absolutos de los contornos no son físicamente exactos y sólo debe atenderse a sus valores relativos.

Los rasgos más sobresalientes del mapa son los siguientes: la presencia de una tendencia regional NW-SE que predomina en los sectores N y NE, otra N-S en el SE; y numerosas anomalías locales observables al S y W (Fig. 5).

Los máximos relativos forman alineamientos que según se ha comprobado en algunos de ellos, corresponden en cierto grado a levantamientos del basamento calcáreo local, constituido por sedimentos marinos cretácicos. Los mínimos relativos, por su parte, se deben al relleno volcano-sedimentario de depresiones formadas en el basamento calcáreo.

Tanto los máximos como los mínimos más notorios se encuentran dentro del sector correspondiente al Eje Neovolcánico, que como ya se dijo, en mapas gravimétricos del centro del país, se observa como un gran mínimo asociado con la tectónica global.

La caldera de Los Humeros se situa en el extremo NE de ese mínimo, casi exactamente en un punto de inflexión de los contornos regionales (NW-SE), que en su extremo E se hacen N-S, paralelos al alineamiento Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

Los mínimos relativos más conspicuos en el área de estudio se encuentran señalados por las letras a,b,c,d,e,f, mientras que los máximos relativos más importantes se identifican con las letras mayúsculas A,B,C,D, E y F. Todos ellos son confiables por encontrarse dentro de los márgenes de precisión tanto espacial como gravimétrica del mapa. Los alineamientos de máximos y mínimos interpretados se incluyen en la figura 5 marcados con líneas punteadas.

Mediante la superposición de la litología, digitalizada con el programa AUTOCAD (Fig. 4) (por la necesidad de incluir una tabla de simbología este mapa se presenta en distinta escala a la utilizada), puede comprobarse que el mínimo central corresponde al efecto conjunto de los colapsos de Los Humeros y Los Potreros, y posiblemente del denominado Colapso Central, aunque la existencia de éste último no puede ser confirmada por el estudio, ya que por sus dimensiones está muy cerca del límite de resolución espacial de los datos. Al respecto debe mencionarse que la ondulación que presenta el mínimo de Los Humeros en su sector N (zona 1) es producto casi exclusivo del proceso de interpolación, basado en los datos de estaciones muy separadas (compárese con la Fig. 15).

La interpretación cualitativa (sin modelado) de estos datos, no es suficiente para esclarecer cuál de las interpretaciones de las trazas caldéricas es la más confiable, pues por el carácter de los campos potenciales, la depresión gravitacional observada es necesariamente el efecto superpuesto de todos estos rasgos concéntricos y del centro volcánico mismo, y no sólo de la caldera de Los Potreros, como ha llegado a afirmarse. En cualquier caso, se trata de un efecto con mayor influencia del colapso de Los Humeros, por tratarse del evento más importante.

La identificación de los colapsos caldéricos se dificulta debido a la superposición de máximos relativos asociados con el basamento calcáreo y posibles intrusiones intracaldéricas. Una de ellas parece la causante del rasgo E-W que se observa al N de la caldera (zona 2). Existe cierta duda sobre la confiabilidad de este rasgo, pues aunque se encuentra presente en el mapa original, en él no es tan notorio y parece haberse acentuado con la digitalización y el enrejillado. No obstante, por sus dimensiones y su coincidencia con datos de otras fuentes se considera confiable.

Si se acepta la existencia de la caldera de Los Humeros, y se conoce su traza según diversas interpretaciones, es

posible encontrar rasgos de los contornos que coinciden de forma general con ellas, no obstante, en algunos sectores no se trata de rasgos asociados directamente a un colapso, por lo que no constituyen una auténtica corroboración de su existencia.

Las fallas anulares de colapso no producen un efecto observable en el gradiente horizontal del mapa. Por tal motivo, si no se conocieran las trazas propuestas para las calderas, no sería posible la identificación de rasgos individuales asociados con alguna de ellas. Simplemente se observa un mínimo complejo de bordes imprecisos, que no coincide con ninguna traza de falla conocida.

5.1.3 PROCESAMIENTO DIGITAL DEL MAPA DE ANOMALIA DE BOUGUER

El sistema de cómputo instaurado por el autor como parte de esta tesis, permite realizar entre otros, los siguientes procesos: cálculo polinomial de regionales y residuales por regresión lineal, y continuaciones, derivaciones, análisis espectral y reducción al polo en el dominio espectral, siguiendo los lineamientos dados por Bhattacharyya (1965). Por tratarse de algoritmos interconectados entre sí, permiten la realización del proceso completo, incluyendo la impresión, en sólo un par de horas, lo que hace posible dedicar un mayor tiempo a la interpretación.

Debe señalarse que estos procesos tienen como finalidad facilitar la interpretación, ya que producen mapas en los que se hacen resaltar características, que estando presentes en el mapa original, no son evidentes por presentarse superpuestas con muchas otras señales; o permiten analizar características o realizar procesos que no pueden efectuarse visualmente, como el análisis espectral por ejemplo.

Empero, no es posible mediante el procesamiento, hacer la detección de rasgos cuya señal está por debajo de los límites de resolución espacial o gravitacional de los datos de campo originales, por lo que la aparición de éstos como consecuencia del procesamiento no debe tomarse en cuenta, en especial en los procesos de continuación descendente y segunda derivada.

En ocasiones un proceso particular puede resultar insatisfactorio para cierto objetivo, sin embargo, la sistematización alcanzada permite su repetición o modificación de forma simple e inmediata. A pesar de que la información geofísica regional es poco relevante para los aspectos prácticos de la producción, la disponibilidad de software para realizar su procesamiento completo en forma breve (un par de semanas incluyendo la digitalización) justifica que éste sea realizado como parte integral de las etapas iniciales de la exploración.

a) SEPARACION REGIONAL-RESIDUAL

Uno de los puntos cruciales de toda interpretación, por

la influencia que tiene sobre todo el proceso y la calidad de los resultados, es el de la separación regional-residual. En virtud de su importancia y debido a que éste es uno de los procesos más adecuados para su análisis por computadora, se hizo un estudio comparativo de diversas técnicas; con objeto de mostrar sus alcances y limitantes; tratando de obtener algún aprendizaje de carácter general y al mismo tiempo seleccionando el o los mapas que se consideran más adecuados para la interpretación en Los Humeros, Pue.

Es común el uso de la propia anomalía de Bouguer para separar los efectos regionales, de aquellos que no lo son. El método consiste en suponer que los efectos residuales de interés pueden aislarse restando una tendencia matemática suave del mapa original. Frecuentemente se utiliza con tal objetivo un polinomio calculado por regresión lineal.

Tomando en cuenta las características de este tipo de procesos, y la "imprecisión" que introducen en la identificación de la tendencia regional verdadera (pero desconocida), en algunos casos el mapa residual correspondiente debe conceptualizarse como una representación de los déficits o excesos locales de masa, referidos a un valor de densidad característico de una región aledaña al cuerpo anómalo, y no a la densidad utilizada para calcular la corrección de Bouguer. La zona cuya densidad media se toma como referencia es una vecindad del cuerpo anómalo más pequeña a medida que la tendencia restada es menos suave (de mayor grado). Esta observación es de gran relevancia cuando se desea modelar la anomalía residual con el apoyo de densidades medidas tanto in situ como en laboratorio, pues definen el contraste de densidad que debe utilizarse.

El efecto regional puede entenderse como consecuencia de las irregularidades topográficas de un basamento cristalino profundo de densidad aproximadamente constante, o como producto de variaciones laterales de la densidad global de los cuerpos geológicos. En el caso más general, ambos efectos deben aparecer mezclados. Un caso común en zonas volcánicas, que puede conducir a dificultades interpretativas, se produce cuando la tendencia regional es en realidad producida por la superposición de una gran cantidad de anomalías locales cercanas entre sí, que se presentan predominantemente en alguna región del mapa.

La identificación de la tendencia regional con el mapa de regresión, presupone que el polinomio elegido representa un efecto gravimétrico causado por condiciones regionales que dificultan la detección de las variaciones locales de interés, y por tanto deben restarse. La asociación de esta tendencia suave con la geometría de una unidad litológica en particular o con las variaciones litológicas laterales, pertenece al ámbito de la interpretación, al igual que la elección del grado del polinomio utilizado.

A medida que el polinomio regional es de grado más alto, éste tiende a apegarse más al plano original y por tanto, en promedio los efectos residuales son menores. Sin embargo, este

efecto, de carácter estadístico, puede no verificarse en algunas anomalías particulares, sobre todo en aquellas que se encuentran aisladas y tienen una curvatura opuesta a la del efecto suave que las rodea.

Desde un punto de vista práctico, esto significa que la resta de un polinomio de grado bajo facilita la identificación de anomalías residuales generales, sin ninguna característica adicional, en tanto que uno de grado mayor, favorece la detección de excesos de masa locales cuando éstos aparecen en zonas de déficit, o déficits locales en zonas de alta densidad relativa. Por otra parte, a medida que el grado del polinomio es más alto, la densidad de referencia con respecto a la cual se mide la anomalía residual es más próxima a la densidad anómala media característica de la zona que la rodea y no la del mapa en su conjunto.

El efecto descrito puede observarse al comparar los rasgos gravimétricos 'A' y 'a' del plano de anomalía de Bouguer (Fig. 5) y los residuales de primero (Fig. 7) y segundo grado (Fig. 8). El máximo relativo 'A' se hace más notorio al aumentar el grado del residual, debido a que se trata de un rasgo local inmerso en un mínimo de tamaño comparable a las dimensiones del mapa. Por su parte, el mínimo 'a' disminuye su amplitud al aumentar el grado del residual, debido a que se trata de un rasgo de tamaño comparable a la extensión del mapa y su curvatura gravitacional tiene el mismo sentido del mínimo en el que se halla inmerso.

Estas observaciones, pueden funcionar como una guía para elegir el grado del polinomio utilizado para la separación regional-residual. Aún cuando son insuficientes para definir una manera general de tomar tal decisión, son útiles para comprender mejor el significado del mapa en el que por alguna razón se decide trabajar. En un caso práctico, el grado del polinomio que debe elegirse depende de las dimensiones espaciales del cuerpo anómalo de interés, de su entorno gravimétrico y de los rasgos geológicos regionales. A medida que el objetivo de un estudio es menos específico, se hace más recomendable usar un polinomio de bajo grado. Si por el contrario, el objetivo del estudio es muy particular, es recomendable recurrir a un polinomio de grado mayor y en casos extremos, hacer la separación de forma manual.

b) ANALISIS POLINOMIAL

Con objeto de probar la utilidad de esta técnica, se ajustaron por regresión los polinomios de grados 1 al 7. Los resultados encontrados son los siguientes (Fig. 6):

El polinomio de primer grado muestra que existe una tendencia de aumento de la aceleración gravitacional hacia el NE del mapa, con un gradiente horizontal constante de aproximadamente 11.8 ug/km. El polinomio regional presenta contornos de configuración NE-SW que reflejan adecuadamente el efecto de la Sierra Madre Oriental observables en el mapa de anomalía de Bouguer, pero no así los contornos N-S asociados con la cadena Pico de

Orizaba-Cofre de Perote, que también se observan en el mapa de anomalía de Bouguer y cuyo carácter regional se confirma en el mapa gravimétrico del centro de México. El origen geológico de esta tendencia es una combinación de la existencia de mayores rellenos volcano-sedimentarios en el sector comprendido por el Eje Neovolcánico; la presencia de la Sierra Madre Oriental; y probablemente, la elevación del basamento cristalino, puesto en evidencia por su afloramiento en el Macizo de Teziutlán.

Los polinomios de grado 2 a 7 (Fig. 6) reflejan mejor las tendencias regionales observadas en el mapa del centro de México (Monges y Mena, 1973, citados por Mena y González, 1978), pues muestran que la caldera se ubica en un punto de inflexión de los contornos regionales, en el sector NE de un gran mínimo asociado con el Eje Neovolcánico.

Sin embargo, es notorio que a partir del polinomio de tercer grado, las diferencias relativas entre polinomios de grado mayor son pequeñas, lo que significa que dos inflexiones son suficientes para representar la tendencia regional de interés

Los resultados encontrados reflejan el hecho de que no existe un grado de polinomio de utilidad general para la interpretación, sino que éste debe elegirse de acuerdo con la cantidad de ondulaciones que presenta el mapa, así como el objetivo y el tamaño de la zona de estudio. En el caso particular de la caldera de Los Humeros, se considera que para el estudio del relleno volcano-sedimentario regional, asociado al Eje Neovolcánico, es aconsejable recurrir a un residual polinomial de segundo grado por ser el de grado más bajo que reproduce las tendencias regionales medidas, en tanto que si se desea estudiar rasgos internos del relleno volcano-sedimentario dentro de la caldera, es necesario trabajar con un residual de grado 6 o 7, de forma que la depresión caldérica sea parte del polinomio regional restado.

Desde luego, también es posible el uso del polinomio regional de primer grado cuando no se dispone de un objetivo específico, pero deben tenerse presente sus limitaciones como representación del efecto gravimétrico regional.

Debe señalarse que todos los mapas resultantes de los ajustes polinomiales, tanto residuales como regionales, tienen un sentido físico claro que se expuso en una sección precedente, de tal suerte, todos y cada uno son útiles, pues permite analizar la información desde una nueva perspectiva.

Por lo que respecta a los mapas residuales, los resultados obtenidos confirman las observaciones hechas en la misma sección precedente, en el sentido de que el aumento del grado del polinomio acentúa las anomalías si su concavidad es opuesta a los de la región que las rodea, y las hace menos conspicuas en caso contrario (Fig. 5,6,7 y 8).

Los dos mapas residuales más satisfactorios para la exploración regional son los de primero y segundo grado, por tal motivo, se incluye una breve descripción de ambos.

c) RESIDUAL DE PRIMER GRADO

La característica más importante del mapa residual (Fig. 7) es la aparición de un gran mínimo central acotado por el contorno de 0 ug, en el que quedan englobados 4 sectores que ya en el mapa de Bouguer aparecen como mínimos relativos.

El más conspicuo de ellos (a), de -160 ug, corresponde al efecto de las calderas de Los Humeros y Los Potrereros; tiene una estructura interna compleja, compuesta por lóbulos, aunque debe recordarse, que el contorno de -120 ug que los limita al N, tiene una forma que puede ser producto de la interpolación. Este mínimo muestra una prolongación hacia el NE con posible origen estructural (Fig. 7).

Los tres mínimos restantes (b,c y d) (Fig. 7), se encuentran separados del central por máximos relativos alargados (M3 y M4). Es muy probable que ambos correspondan a protuberancias no aflorantes del basamento calcáreo, aunque ésto sólo se ha comprobado en el sector W, mediante las perforaciones geotérmicas.

Los mínimos alargados b,c y d (Fig. 7) se encuentran separados entre sí por máximos relativos de valor positivo (M1 y M2), el primero de ellos presenta un pequeño afloramiento de calizas cretácicas (observado mediante la superposición de las figuras 4 y 7 cuando se imprimen en la misma escala), pero el segundo, ninguno. A pesar de ello se concluye que ambos reflejan también protuberancias del basamento calcáreo, pero con mayor profundidad de sepultamiento en el segundo de ellos, en concordancia con su valor gravitacional más bajo.

Fuera del gran mínimo central existen algunos máximos relativos. El que se manifiesta en (C) coincide con un afloramiento de calizas cretácicas, que en el subsuelo debe prolongarse hacia el SW. Otros, ubicados en (D) y (E), coinciden totalmente con afloramientos de calizas (Fig. 4 y 7).

Lo mismo puede decirse de la anomalía que se observa parcialmente en (F), relacionada con afloramientos cretácicos de calizas y skarns, pero también con los granitos de la sierra de Tepeyahualco. Congruentemente con esto y por su mayor tamaño alcanza un valor máximo superior. Las densidades relativamente altas de las rocas sedimentarias se comprueba en muestras de afloramientos superficiales.

Al N de la caldera de Los Humeros se observa parcialmente un gran máximo relativo abierto que se extiende desde (651000, 2190000) hasta (673000, 2190000) aproximadamente (Fig. 7). Su interior es muy complejo, pues incluye tanto máximos como mínimos locales; el máximo que se encuentra en (G) está asociado a rocas jurásicas de la formación Tamán, que afloran en su interior.

Otro máximo, en (H) también puede relacionarse con afloramientos de la misma formación, aunque en este caso los afloramientos no quedan incluidos dentro de los contornos de mayor valor sino un poco al SW.

Existe un mínimo relativo de 0 ug en (g), situado en el borde SE del Macizo de Teziutlán, que junto con el (h) forman lo que PEMEX denomina mínimo Tlatlauqui. La revisión de los contornos originales en esta zona permite observar que efectivamente se trata de un área compleja en la que existen dos alineamientos contiguos, que son el mínimo de Tlatlauqui, y a menos de 2 km al sur, un máximo denominado Tezompan. El proceso de digitalización elimina el detalle necesario para interpretarlos, perdiéndose incluso un pequeño rasgo que muestra el efecto del Macizo de Teziutlán como una inflexión hacia el SW de los contornos regionales NW-SE. La causa de esta dificultad es la baja resolución espacial del mapa digitalizado.

En términos generales, el mínimo central corresponde al área con espesores más potentes de material volcano-sedimentario de relleno, cuyo depósito fue controlado por los patrones de los anticlinales cretácicos. Estos se presentan como bloques alargados en dirección NE-SW, por lo que resulta extraña la orientación NNW-SSE del alineamiento que limita a la caldera por el occidente. Sin embargo, queda fuera de toda duda la relación cualitativa que existe entre los máximos relativos y los sedimentos cretácicos y jurásicos aflorantes, aunque con estos últimos es un poco menos clara.

Tomando en cuenta la coincidencia que hay entre altos gravimétricos y afloramientos sedimentarios, se considera correcta la relación postulada por Arredondo (1985) en el sentido de que en general los altos gravimétricos corresponden a protuberancias del basamento calcáreo, aún cuando estas no afloran. Sin embargo, no existe una relación cuantitativa directa, hecho que se exhibe en secciones posteriores de esta tesis, por lo que sería erróneo tratar de modelar la topografía del basamento calcáreo, utilizando éste o cualquier otro residual polinomial y reproduciendo sus valores sin tomar en consideración a las rocas volcánicas que existen por encima del basamento calcáreo.

d) RESIDUAL DE SEGUNDO GRADO

Casi toda el área cubierta por el estudio gravimétrico se localiza dentro de un gran mínimo regional (Fig. 8), por lo que es previsible, como de hecho ocurre, que los mínimos locales disminuyan su amplitud y los máximos la aumenten, favoreciendo la observación de estos últimos. Este efecto produce la desintegración del gran mínimo central que se observa en el polinomio residual de primer grado, y en su lugar se encuentre un conjunto de máximos y mínimos separados.

Este mapa tiene la ventaja de que el contorno de valor 0 ug delinea muy bien los altos estructurales y las posibles depresiones del basamento calcáreo, aun cuando estos rasgos estén

cubiertos por los productos volcánicos.

La ubicación superficial de las anomalías permanece invariable, pues los máximos más importantes subsisten en el mismo sitio, sin embargo, algunos desaparecen, lo que produce una imagen más simple y fácil de interpretar cualitativamente, en relación con la estructura interna de los altos estructurales. Esta característica, junto con la interpretación del contorno de 0 ug como borde de las inflexiones del basamento calcáreo, sugiere que este mapa es un poco más adecuado para hacer una interpretación detallada de los sedimentos cretácicos.

Por la forma del polinomio de segundo grado (Fig. 6), el sector SW del mapa residual se obtiene como consecuencia de la resta de una tendencia de levantamiento muy suave hacia el NE, en tanto que el extremo NE se obtuvo restando una tendencia más intensa. Por su parte los sectores intermedios son resultado de haber restado un mapa con una pendiente en aumento, que se incrementa linealmente de SW a NE (Fig. 6).

Como resultado de esto, se produce una visión simplificada del sector N, en la que los máximos ya no aparecen como inflexiones de tendencias más amplias, sino como contornos cerrados, que permiten observar fácilmente la continuidad de estos rasgos; así, es fácil observar la que se manifiesta entre el máximo ubicado en (A') y el del W de la caldera (A), o entre aquel y el que se prolonga hacia el E en (C). Estos últimos generan un gran máximo que ya se había mencionado pero que aquí es más claro.

Las inflexiones de los contornos que dan lugar a las anomalías cerradas se encuentran presentes incluso en la anomalía de Bouguer, pero el procesamiento las hace resaltar hasta el punto que no pueden pasar desapercibidas.

Los ejes de máximos que se encuentran inmediatamente al W y SE del mínimo central (A y B) tienen un comportamiento anómalo, en el sentido de que son los únicos que aparecen por debajo de la tendencia regional en alguno de los mapas. Esto se debe a que sobre su efecto gravimétrico positivo se encuentra superpuesto el correspondiente al déficit de masa debido a la caldera y al centro volcánico de Los Humeros.

e) CONTINUACIONES DE CAMPO

Históricamente las continuaciones de campo fueron desarrolladas como un auxilio para la separación de efectos regionales y residuales. La técnica se basa en la hipótesis de que bajo ciertas condiciones los campos potenciales cumplen la ecuación de Laplace, lo que significa que puede conocerse su valor a cualquier altura, si se conoce el que le corresponde en otro nivel. Como los efectos debidos a cuerpos pequeños disminuyen más rápidamente, con el aumento de la distancia, que los de cuerpos mayores, es previsible que simulando el alejamiento del mapa de observación se obtenga una versión suavizada esquemática

del mapa original, y por tanto, más representativa de las características regionales (Gupta y Ramani, 1980).

En este tipo de separación regional-residual, se asocia con un filtro cuya amplitud decae exponencialmente con el aumento del número de onda, el aumento de la altura de continuación tiende a producir regionales cada vez más suaves y parecidos a un polinomio de grado bajo, es decir, que si la altura de continuación es pequeña, el residual resultante tenderá a reflejar sólo los fenómenos locales más intensos. Por lo que respecta a la continuación descendente, ésta se ocupa para resaltar cuerpos asociados con anomalías locales y estimar su profundidad. Por las características del mapa regional de Los Humeros, su utilidad es muy limitada, pues al producir la amplificación del ruido, se amplifican los errores debidos al proceso de interpolación.

Una gran limitante de este método de separación es la inexistencia de una altura de continuación definida para obtener los resultados deseados, aunque esta dificultad puede resolverse parcialmente al disponer de algoritmos que permitan efectuar rápidamente diversas variantes. Al cambiar la altura de continuación, el número de mapas regionales que pueden generarse es prácticamente infinito, lo que simplemente refleja una limitante inherente a cualquier método de separación de tendencias que se apoye en los mismos datos que se desea separar. La altura más adecuada depende del objetivo que se persiga y será aquella cuya forma refleje un comportamiento general que al mismo tiempo que no es relevante para el estudio de los rasgos de interés, puede asociarse con alguna propiedad geológica conocida o supuesta.

f) PRUEBA DE LAS CONTINUACIONES DE CAMPO

Con objeto de probar la utilidad de las continuaciones de campo como técnica auxiliar en la separación regional-residual, se realizaron continuaciones ascendentes a 0.5, 1, 2, 3, 5 y 10 km (Fig. 9).

Se comprobó que en casi todas estas alturas se obtienen mapas regionales con mayor detalle que el del polinomio de grado 5, y que las alturas de continuación menores de 4 km reflejan, como parte del efecto regional, el déficit gravitacional de la caldera. Esto significa que en los mapas residuales correspondientes tienden a aislarse en cierta medida las anomalías gravimétricas asociadas con cuerpos locales en el interior de ésta, que son, por sus dimensiones, los de mayor interés para la producción. No obstante, en tal caso los rasgos tienen dimensiones próximas al límite de detectabilidad impuesto por los datos de campo.

En todas las alturas de continuación que se probaron se observan rasgos generales que de forma gruesa concuerdan con las tendencias observadas en polinomios de grado mayor o igual a 2, no obstante, debido a los efectos de borde, los mapas de continuación tienden a producir contornos cerrados ficticios, producto de la periodicidad de la transformada de Fourier.

Se considera que un mapa útil para la interpretación de rasgos volcánicos dentro de la caldera, es el residual a la altura de continuación de 1000 m (Fig. 10), debido a que la depresión gravitacional asociada al colapso y al centro volcánico mismo aparece bien delineada dentro del regional.

Una demostración de que las diferencias que existen entre los mapas regionales por ajuste polinomial y por continuación, son sólo de carácter "local", se tiene al observar que los residuales correspondientes exhiben tendencias similares a los polinomiales de grado mayor o igual a 2, en los que el contorno de 0 ug delinea los altos estructurales.

Las diferencias, relativas a la magnitud de los contornos y a los detalles locales son de interés para la exploración del campo geotérmico y su modelado, como ya se mencionó, pero son irrelevantes para los estudios preliminares de carácter regional.

g) DERIVACION VERTICAL

Normalmente, la segunda derivada vertical se usa con la finalidad de delinear los bordes de los cuerpos que producen las anomalías, aprovechando que sus bordes tienden a coincidir con las zonas de mayor curvatura del campo (o sea aquellas cuya segunda derivada vertical = 0 ug/km²). El método se basa en la propiedad de los campos potenciales, que en ausencia de fuentes satisfacen la ecuación de Laplace y por tanto permiten conocer la segunda derivada vertical en función de los datos medidos en un plano (Gupta y Ramani, 1982).

h) APLICACION DE LA SEGUNDA DERIVADA

Al menos como primera hipótesis y entendiéndolo su carácter regional, el contorno de 0 ug/km² del mapa de segunda derivada puede utilizarse para delinear los cuerpos fuente del mapa de Bouguer. Con este fin se procedió a calcular la segunda derivada vertical del mapa de continuación ascendente a 1000 m (Fig. 9), este mapa se escogió dado que, por haber utilizado el filtro exacto (sin suavizamiento en las altas frecuencias), se produce una fuerte amplificación del ruido, por lo que para mantenerlo dentro de niveles razonables se procedió a trabajar con la continuación, tomando en cuenta que se trata de un mapa presuavizado con un filtro pasabajos de forma exponencial.

Como resultado de este proceso se obtiene un mapa (Fig. 11) muy parecido al residual de la continuación ascendente a 1000 m (Fig. 10), no obstante que en el regional respectivo al que se le calculó la segunda derivada vertical (Fig. 9), ésta es precisamente la información que le fue restada. El resultado es consecuencia del traslape espectral que existe entre las anomalías regionales y las residuales.

A pesar del notable parecido entre ambos mapas, también existen zonas con diferencias evidentes, no locales, que permiten una visualización de nuevos detalles en el mapa de segunda derivada vertical, como por ejemplo, la delineación del rasgo E-W en el N de la caldera o del máximo relativo ubicado en (657000, 2160500).

Tomando en cuenta la relación cualitativa altos estructurales calcáreos-altos gravimétricos, el contorno de 0 ug/km² es una primera aproximación de los bordes de las elevaciones topográficas del basamento calcáreo.

i) SEPARACION POR FACTORIZACION ESPECTRAL

Esta técnica de separación residual-regional se basa en las propiedades espectrales del mapa, por lo que el primer paso para su aplicación consiste en el cálculo del espectro de potencias de su transformada de Fourier. Los valores resultantes son promediados radialmente en el dominio espectral y al resultado se le calcula el logaritmo natural. Teóricamente, en la gráfica resultante pueden producirse sectores de pendiente constante que reflejan la profundidad del límite superior de un grupo de cuerpos situados alrededor de una profundidad media común. Esto permite elegir una frecuencia de corte para un filtro pasabajas (regional) o pasaalts (residual) que si se elige como el punto de inflexión que separa a dos sectores de pendiente constante, permite eliminar la mayor parte del efecto debido a una de ellas, es decir de un grupo de cuerpos de profundidad característica (Spector, Grant, 1970).

Aunque la aplicación de la técnica es aparentemente sencilla, en la práctica existen diversas dificultades que complican su uso. Algunas de ellas se relacionan con la necesidad de restar un polinomio de primer grado para evitar "deformaciones del espectro", con la influencia del tamaño lateral de los cuerpos, que si son más anchos tienden a influenciar los sectores de baja frecuencia aun cuando sean someros o "residuales"; la necesidad de considerar el nivel de ruido blanco en los datos; la asimetría de los datos, y la ausencia de una verdadera separación de profundidades medias entre los límites superiores de los grupos de cuerpos fuente. Todos estos factores en conjunto con algunos otros que no se han citado, pueden ser la causa de que sobre todo en zonas volcánicas, no existan zonas evidentes de pendiente constante en el espectro, y la separación entre ellas no sea conspicua, sino que se produzca a lo largo de un intervalo. Ambas características hacen que la elección de la frecuencia de corte se torne sumamente subjetiva.

Este problema ha tratado de resolverse de diversas formas: suavizando el espectro con splines o con promedios móviles, y ajustando una recta por regresión a los intervalos de tendencia "constante". Este enfoque matemático para resolver el problema puede dar resultados de utilidad variable.

La sugerencia de trabajar con el espectro del mapa

restando un polinomio de primer grado (con el residual polinomial de primer grado), fue probada, sin que se haya observado una ventaja evidente en la elección de la frecuencia de corte. Efectivamente esto permite tener un mayor margen de seguridad de que el mapa con el que se trabaja presenta grupos de cuerpos fuente con profundidades medias claramente diferenciables, pues se resta un efecto que correspondería a una elevación topográfica continua. El sector del espectro que sufre la mayor alteración es el de baja frecuencia, que refleja el comportamiento regional, lo que es obvio porque un mapa inclinado es un rasgo predominantemente de baja frecuencia.

Los espectros logarítmicos de potencia, tanto de la anomalía de Bouguer , como del residual de primer grado (Fig. 12), sugieren el uso de una frecuencia de corte próxima a 0.1 ciclos/km. Sin embargo , aunque el espectro logarítmico presenta sectores bien definidos de pendiente constante, la separación entre éstos no siempre es clara, pues corresponde a zonas de inflexión paulatina. Por tal motivo, en este trabajo se probaron varias frecuencias de corte (0.073, 0.094, 0.1 y 0.125 ciclos/km), próximas al valor sugerido mediante el análisis del espectro .

Los filtros de separación se diseñaron como ventanas cuadradas de ganancia =1 para frecuencias por debajo del valor de corte, y 0 por encima de él. Este diseño puede dar lugar al fenómeno de Gibbs, por lo que posteriormente fue modificado. Sin embargo, en los mapas correspondientes a la primera versión, que son los incluidos en esta tesis, no se detectaron visualmente ondulaciones anómalas en zonas de pendiente gravitacional abrupta (Fig. 13).

Evidentemente, los mapas regionales son más suaves a medida que la frecuencia de corte es más baja, así, el regional con $F_c = 0.073$ es parecido, salvo pequeñas diferencias, a la continuación ascendente a 2 km (Fig 9). Es interesante señalar por otro lado, que la factorización espectral tiende a producir mapas con anomalías más redondeadas que las continuaciones de campo.

Las pruebas realizadas permitieron observar que en los mapas producidos por el filtro pasabajos por factorización espectral, aparecen anomalías cerradas que no existían como tales en el mapa original. Esto puede deberse a que en los mapas residuales correspondientes, existen efectos locales de concavidad opuesta a la observada en el mapa regional, de modo que el efecto de ambos tiende a cancelarse al sumarlos para formar el mapa de Bouguer.

j) FACTORIZACION ESPECTRAL CON $F_c = 0.1$ CICLOS/km

Puede observarse que existe un gran parecido entre este mapa (Fig. 14) y el de la continuación ascendente a 1 km (Fig. 10). El regional por factorización espectral presenta ondulaciones de mayor amplitud y formadas por líneas de contornos más

suaves, debido precisamente al corte espectral abrupto, que elimina de tajo los números de onda más altos. Es interesante notar la sustitución del eje de máximos al sur de la caldera (A) (Fig. 14) por un máximo ovalado que acusa una fuerte tendencia hacia el NE, con una orientación más afin al eje de máximos del SE (B) (Fig. 5). Esta asociación es congruente con la configuración automática de la anomalía de Bouguer que se obtuvo en el estudio de detalle, lo que sugiere que en la configuración manual, el trazo del eje de máximos del sur de la caldera es producto de la introducción de altas frecuencias en la información de campo durante la formación de los contornos.

Si es correcta la hipótesis de que la presencia de algunos máximos en el regional -que no aparecen como tales en la anomalía de Bouguer-, se debe a que las altas frecuencias eliminadas contribuyen con valores negativos a los de la señal original, entonces, físicamente, esto significa que los cuerpos pequeños y someros en esta zona, que son los que producen las altas frecuencias, son de masa deficitaria. Por el contrario, los mínimos del regional que no aparecen como tales en la anomalía de Bouguer, se asocian con excesos de masa locales. Este mismo análisis puede hacerse para las anomalías con la misma concavidad gravitacional en los planos regionales y residuales por factorización, observando sus valores numéricos en ambos mapas. Para reconciliar esta interpretación con la presencia de valores altos en otros residuales espectrales con distinta frecuencia de corte, tiene que pensarse en cuerpos someros pero de diferente profundidad, los más superficiales con déficit de masa y otros algo más profundos, con exceso.

Como puede observarse, los mínimos del sector sur del mapa se muestran más suavizados que en la continuación ascendente a 1000 m, y sin embargo, el efecto de la caldera se ve más pronunciado (tiene mayor concavidad). Esto demuestra que las altas frecuencias extra que se han cortado en el regional por factorización espectral -en comparación con la continuación ascendente-, tienen la propiedad de acentuar algunos rasgos de menores dimensiones y al mismo tiempo disminuir otros. En términos geológicos esto significa que los rasgos de pequeñas dimensiones dentro de la caldera son excesos de masa.

K) SELECCION DE MAPAS PARA LA INTERPRETACION

Las pruebas realizadas con objeto de comparar diversos métodos automáticos de separación regional-residual, muestran que mediante la selección adecuada de parámetros, la mayoría de ellos proporciona resultados que son cualitativamente similares, y que sus diferencias pueden considerarse en general poco importantes para una interpretación regional, siempre y cuando ésta se realice entendiendo el significado físico del plano utilizado.

A fin de cuentas, esto significa que es más importante la comprensión del significado del proceso con el que se ha generado la separación regional-residual, que la selección de un método particular para realizarla.

Si el modelado cauntitativo se hace en congruencia con las características físicas del proceso de producción de los mapas, los resultados regionales deben ser similares bajo cualquier esquema de separación regional-residual.

Sin embargo, algunos mapas resultan más sencillos de interpretar, debido a que los contornos tienden a coincidir con los patrones geométricos conocidos o esperados de alguna unidad litológica de interés particular. Así, por ejemplo, y tomando en cuenta que no existe un objetivo geotérmico único, si el interés primordial consiste en el estudio del espesor volcano-sedimentario asociado con la caldera y los derrames que cubren sus alrededores, resulta conveniente el uso del residual de primer grado, debido a que tiende a presentar como valores negativos, a la región en que la geología superficial sugiere que éstos son mayores.

Si por el contrario, el interés reside en estudiar la anomalía gravimétrica comprendida dentro de los límites de la caldera, resulta conveniente el uso de un polinomio de grado entre 2 y 5, o alguno de los mapas de continuación a más de 2 km.

En caso de que el interés se centre en la interpretación de cuerpos densos inmersos dentro de los colapsos caldéricos, es mejor recurrir a un polinomio de grado mayor a 7, o a continuaciones de baja altura para separar el efecto de la depresión de la caldera como parte del regional.

Por su parte, el uso de separaciones espectrales permite saber si las anomalías de cierta profundidad, de acuerdo con la porción del espectro en la que su efecto es más importante, corresponden a cuerpos con exceso o con déficit de masa. No obstante, debe tenerse presente, que el uso de los métodos espectrales de separación resulta poco adecuado -caso frecuente en zonas volcánicas-, si existen condiciones geológicas que hacen que tanto los cuerpos someros como los profundos tiendan a presentar una respuesta espectral que se traslapa.

Este caso puede producirse cuando existen grandes campos de conos volcánicos o intrusiones someras muy próximas, cuya respuesta espectral tiende a confundirse con anomalías debidas a un basamento denso más profundo, o cuando los cuerpos fuente aparecen en una gama continua de profundidades. En tales situaciones, puede ser mejor el uso de las separaciones polinomiales, debido a que éstas corresponden desde un punto de vista espectral, a procesos equiparables con filtros con lóbulos tanto en la zona de frecuencias bajas, como en las intermedias o altas, dependiendo del grado utilizado. Otra posibilidad, factible cuando se tienen suficientes datos de subsuelo para estimar lo que sería la respuesta de salida deseable, es el diseño de filtros ad hoc mediante la técnica de Wiener. Sin embargo, ésta se probó sin que los resultados fueran satisfactorios.

5.1.4 MAPA LOCAL DE ANOMALIA DE BOUGUER

Para concluir esta sección, referente al procesamiento de datos gravimétricos, se presenta un mapa local de anomalía de Bouguer de la caldera de Los Humeros (Fig. 15). Este se basa en la misma información de campo que el mapa regional mostrado antes, en el área en donde la cobertura es común en ambos, sin embargo, exhibe notorias diferencias debidas al procesamiento.

Este mapa fue elaborado mediante la configuración automática de los datos de campo originales, tomando en cuenta su ubicación geográfica. En consecuencia se han evitado algunos criterios subjetivos que influyen sobre el trazo de los contornos.

Como puede observarse, el tamaño de los polígonos y la separación de las líneas sobre las que se ubican las estaciones es considerable, por lo que los rasgos de tamaño inferior a esas distancias son poco confiables, salvo si se ubican sobre las estaciones de medida. Evidentemente, la resolución del mapa no es mayor de 1 km en planta. Por otra parte, resalta la posibilidad de que el alto estructural calcáreo detectado en el pozo H-14, pueda asociarse al eje de máximos de orientación NE-SW ubicado al SE de la caldera (identificado con la letra B en la figura 5), y no al del occidente de ella (indicado con la letra A), al que se ha asociado siempre, con base en la configuración manual.

Finalmente, se observan algunos rasgos, confiables dado que se definen a lo largo de las líneas de campo, y que por su tamaño son de gran relevancia para el desarrollo comercial del yacimiento, y que, sin embargo, se pierden en el mapa regional, no obstante que está basado en las mismas estaciones. Uno de estos rasgos es el mínimo gravimétrico situado en torno al pozo H-22.

5.2 ESTUDIO MAGNETOMETRICO

El estudio de mayor cobertura en la zona es el vuelo aeromagnético efectuado por PEMEX (1980), como parte del proyecto Morelia-Pachuca, Tamazunchale-Huautla, basado en líneas de vuelo con separación de 6 (E-W) por 18 (N-S) km, y alturas medias de 3500 m y 2100 msnm.

Sus resultados se incluyen en mapas escala 1:200,000 de intensidad magnética total, con contornos cada 2 y 10 gammas. La caldera de Los Humeros ocupa un pequeño sector de la hoja 0-14 que se completa con el sector oriental de la hoja N-14.

Por su parte, la CFE realizó un estudio terrestre de campo total con datos adquiridos en las estaciones utilizadas previamente para un estudio gravimétrico de detalle citado antes (Arredondo, 1986).

Debido a que ambos estudios tienen características muy distintas de cobertura y densidad de estaciones, éstos se trata-

ron por separado, entendiendo que el primero de ellos proporciona un marco general y el segundo uno particular de la zona geotérmica.

5.2.1 DIGITALIZACION DE LOS DATOS MAGNETICOS

Con objeto de contar con una base cartografica compatible con la del estudio gravimétrico regional, así como de una base de datos para realizar el procesamiento digital, se muestrearon los contornos magnéticos comprendidos en un área acotada por los puntos con coordenadas UTM (640000,2160000) y (690000,2200000), ángulos inferior izquierdo y superior derecho respectivamente.

El muestreo se realizó utilizando una tableta de digitalización, para la cual el autor desarrolló el software adecuado, que consta básicamente de un algoritmo que resuelve un sistema de ecuaciones (calibración) y realiza la transformación de coordenadas de tableta a coordenadas espaciales. De este modo se logró una excelente reproducción digital de los contornos originales. Con los datos del muestreo se formó una rejilla regular de 1 km por lado, utilizando el interpolador geoestadístico Kriging del paquete SURFER (Fig. 16).

5.2.2 DESCRIPCION DEL MAPA AEROMAGNETICO

El rasgo más sobresaliente del estudio aeromagnético (Fig. 16) está constituido por un gran dipolo (A) que ocupa el cuadrante nororiental de la caldera de Los Humeros. Este dipolo fue identificado primeramente por Flores et al (1978), quienes modelaron su efecto como debido a un polígono bidimensional de magnetización inducida con susceptibilidad de 16.8×10^{-3} cgs, de 2 km de ancho en dirección E-W por 5 km de espesor, cuya límite superior localizan a 2 km de profundidad. En opinión de estos investigadores, la anomalía podría asociarse con el conducto de emisión de las primeras etapas de la formación de la caldera.

Una anomalía gravimétrica asociada fue interpretada en el estudio regional de Mena y Moran, (1978), pero el cuerpo utilizado para modelarla difiere considerablemente, pues tiene un espesor de unos 2 km y su límite superior se encuentra a 0.5 km de profundidad.

Aunque las interpretaciones cuantitativas de ambos estudios, el gravimétrico y el magnetométrico, pueden estar afectadas por la escasez de datos, la existencia de la anomalía magnética es indudable y es posible que ésta tenga cierto reflejo gravimétrico en el mapa de PEMEX (1980) (zonas 1 y 2, Fig. 5), en el que puede corresponder a una inflexión de la tendencia regional de los contornos (límite S) y a un alineamiento de los mismos (límite N).

Si bien Flores et al. (1978) dan argumentos plausibles

para descartar el origen topográfico de la anomalía magnética, se considera conveniente hacer una nueva interpretación con los datos de PEMEX (1979), incluyendo la topografía del cerro San Antonio, cuya composición podría ser andesítica y no riolítica como se pensaba entonces.

Es importante destacar que existen considerables diferencias entre los estudios aeromagnéticos de PEMEX (1979) y el de Flores et al. (1978), lo que en cierta forma es comprensible por las diferencias, tanto de distribución de estaciones como de equipo y de criterios para la reducción de datos. A pesar de ello, el rasgo de la caldera es notorio y parecido en ambos casos.

La mayor diferencia se produce por el hecho de que en el mapa de PEMEX (1979) (Fig. 16), el dipolo del sector NE de la caldera tiene una orientación N-S, diferente a la NNE del estudio de Flores et al. (op. cit.). Evidentemente la incompatibilidad es debida a diferencias en la densidad de líneas de vuelo. Aunque ésta es mayor en el estudio de PEMEX, tal parece que la distribución de datos en el segundo de ellos es más adecuada para el análisis de la zona volcánica. Esta cuestión resulta de interés porque el cambio de orientación de la anomalía implicaría cambios en la geometría del cuerpo modelado y/o la posibilidad de que exista una magnetización remanente que no sería fácil modelar.

En el límite noroccidental del mapa (Fig. 16) se incluye parcialmente otro dipolo (B), cuyas dimensiones espaciales son mayores, pero con polos de menor intensidad. Como puede notarse, se trata de un cuerpo más profundo sin interés para el campo.

La comparación visual de los contornos magnéticos con la litología superficial, permite concluir que no existe una asociación evidente entre ellas, por lo que es posible que muchas de las anomalías se relacionen con rasgos del subsuelo.

Son de particular interés para el campo geotérmico, los mínimos locales ubicados en (C) y (D) (Fig. 16). El primero de ellos se encuentra directamente al N del pozo H-22 (Fig. 15), por lo que es probable que se asocie con una anomalía gravimétrica local (mínimo) identificada en esta zona mediante el tratamiento de los datos del trabajo de detalle (Fig. 15).

Las anomalías mencionadas forman parte de un alineamiento de mínimos NW-SE de mucho mayor tamaño, que aparentemente continúa al SE del dipolo central. Por tal motivo, es muy probable que se trate del reflejo de una depresión magnética asociada a un rasgo estructural de carácter regional, y cuyo efecto dentro del campo, o bien desaparece, o es ocultado por la superposición del dipolo (A) citado. Por su tamaño, se descarta la posibilidad de que se trate de un producto de la interpolación.

Aparentemente, el sector SE de la gran anomalía dipolar está afectado por la superposición de un alineamiento NE-SW de

anomalías negativas, que por su gran extensión parecen relacionarse con un rasgo estructural que origina otra "depresión" magnética. Probablemente los bordes noroccidental y suroriental del alineamiento tengan un origen tectónico, aunque éste estaría sujeto a demostración.

Uno de los alineamientos descritos tiene una traza al sureste del pozo H-14 (localización en la Fig. 15), por lo que muestra un ligero corrimiento con respecto al alto gravimétrico NE-SW (B) (Fig. 5), mencionado en secciones anteriores.

La intersección de las dos grandes tendencias citadas, de existir, se produciría en torno al centro de la zona de hidrotermalismo superficial conocido.

Exceptuando a los pozos H-9 y H-22, todos los restantes se encuentran comprendidos dentro del sector positivo de la anomalía dipolar. Particularmente, la mayoría de los pozos situados al N del H-1 se ubican en una zona de contornos N-S de alto gradiente horizontal, que corresponden al borde occidental del dipolo. Por su parte, los pozos situados al S y SE del H-1 se encuentran en una zona de bajo gradiente horizontal, cuyo origen es posiblemente la superposición producida por una zona de menor susceptibilidad, o la profundización hacia el SW del cuerpo fuente del dipolo.

Dentro del sector positivo de la anomalía existen rasgos que delimitan internamente a zonas de bajo gradiente, una de ellas, de dirección NE-SW, que se observa en torno al pozo H-25 y otra WNW-ESE entre los pozos H-6 y H-23, y H-24 y H-25.

Por lo que respecta al eje de máximos gravimétricos del borde occidental de la caldera (A) (Fig. 5), éste carece totalmente de reflejo magnético.

5.2.3 REDUCCION AL POLO

La reducción al polo (Fig. 17) se efectuó en el dominio espectral siguiendo la técnica propuesta por Bhattacharyya (1965). Esta se aplicó bajo la hipótesis de que todas las anomalías son de carácter inducido, suposición inverificable que puede dar lugar a que algunas anomalías sean transformadas de forma incompleta. No obstante, los resultados logrados parecen satisfactorios. La anomalía dipolar se transforma en otra con un sector positivo sumamente notorio, y otro negativo al N de valor reducido.

Se considera probable que el sector positivo de la anomalía observada en la figura 17, se asocie al cuerpo generador de la anomalía magnética, en cuyo caso se trata de un cuerpo de planta rectangular con eje mayor E-W, de unos 8 km, y N-S de aproximadamente 4 km. Cualitativamente, se interpreta que este cuerpo podría estar por encima de un bloque de forma aproximadamente triangular limitado al W por un rasgo N-S, que es más notorio y cuya traza se ubica al E de los pozos del sector septen-

trional del campo.

El límite N del cuerpo fuente de la anomalía reducida al polo (Fig. 17), podría estar asociado con el rasgo E-W que se observa en la gravimetría regional. Por lo que respecta al límite SE, éste tiene orientación NE-SW y se sitúa en torno al pozo H-25.

Los contornos de la anomalía triangular (exterior) (Fig. 17), están rodeados a su vez por un contorno de 0 gammas de forma irregular, con prolongaciones (brazos o lóbulos) que se extienden hacia el NW como un corredor positivo, al NE, acotado por sendos lineamientos, y al S, de forma irregular, englobando a los pozos del S y SE del campo.

El límite W está constituido por contornos de tendencia N-S, cuyo gradiente máximo se produce en los pozos H-5 y H-9.

Los alineamientos de mínimos, descritos en el mapa de campo total, subsisten, aunque con modificaciones. El NW-SE pierde claridad, en tanto que el NE-SW se hace más evidente, además de que se desplaza hacia el N hasta ubicarse en una posición similar al eje de máximos gravimétricos (B, Fig. 5), precisamente sobre la localización del pozo H-14.

De interés a escala del campo geotérmico son los mínimos que se observan al N del pozo H-22 (B) y al SE del H-25 (C), además de los máximos al W y SW del pozo H-1 (D) y al E del pozo H-18 (E) (Fig. 17).

Con apoyo de la gravimetría (Fig. 15), puede plantearse la hipótesis de que el mínimo cercano al pozo H-22 puede asociarse con una zona de mayor relleno piroclástico, en tanto que la del H-25 corresponde a una zona de elevación de las calizas.

5.3 MAPA DE RESISTIVIDAD ELECTRICA

Con objeto de completar la información disponible para la interpretación geotérmica, se presenta un mapa representativo de las resistividades eléctricas medidas con sondeos Schlumberger (Fig. 18) (García, 1991b). Con la posible excepción del mínimo resistivo en el sector SW del mapa, se considera que las bajas resistividades se deben al hidrotermalismo profundo.

Los contornos (Fig. 18) presentan rasgos generales NW-SE, con valores mínimos que tienden a delinear la existencia de dos zonas separadas de baja resistividad que se unen a profundidad. Una de ellas cubre el sector N y NW de campo y otra se sitúa en torno al Xalapazco de Maztaloya. En la referencia citada se incluye un tratamiento más amplio de los datos, incluyendo mapas para otras aberturas AB/2, configuraciones de la interpretación cuantitativa hecha por Guerrero (1988), y perfiles aparentes y calculados, que se realizaron con software preparado exprófeso.

5.4 PERFILES LITOLÓGICOS

Con la misma finalidad se incluyen dos perfiles litológicos representativos del área central, basados en datos megascópicos de los pozos geotérmicos; su ubicación se muestra en la figura 15. En ellos las unidades geológicas se han agrupado cualitativamente por densidades (Fig. 19). Al igual que en el caso de la resistividad, el software de despliegue se preparó como parte de este trabajo de tesis y se hizo un tratamiento más amplio (García, 1991c).

El agrupamiento de densidades en los niveles "alta", "media" y "baja" se hizo de acuerdo con datos bibliográficos de rocas afines y con el apoyo de algunas determinaciones de laboratorio, hechas tanto como parte de esta tesis, como por contrato para la CFE y PEMEX.

6. INTERPRETACION

Para realizar la interpretación geotérmica del mapa de anomalía de Bouguer, se utilizaron distintas versiones de separación regional-residual, en virtud de que cada una de ellas tiene características que la hacen satisfactoria para ciertos objetivos, pero ninguna es adecuada en general para toda la gama de incógnitas planteadas por la exploración.

Es posible que en ninguno de los mapas producidos se logre una separación completa de la respuesta de los cuerpos someros y los profundos, además de que si ésta se realiza de forma automática, con base en la información de todo el mapa, es menos probable que resulte satisfactoria para la interpretación de rasgos de interés de pequeño tamaño geográfico o gravimétrico, tal como se requiere para guiar la producción geotermoeléctrica. En tal caso se considera más conveniente la separación manual de la anomalía de interés.

Para realizar la interpretación, es importante tener presente que el estudio de rasgos pequeños está limitado por la resolución asociada con la distribución de los datos de campo. Como ya se mencionó, el mapa gravimétrico que nos ocupa, no es adecuado para la interpretación de rasgos locales dentro de la caldera (menores de 2-4 km) -los de mayor relevancia para el desarrollo del campo-, sin embargo, es satisfactorio para responder cuestiones generales sobre ésta y el ambiente geológico que controla su existencia. La interpretación que se presenta en seguida está hecha de acuerdo con estas observaciones.

Para este trabajo se partió de la hipótesis de que el residual polinomial de primer grado (Fig. 7), refleja satisfactoriamente la presencia del centro volcánico de Los Humeros como un todo, incluyendo las zonas de emisión y los depósitos volcánicos, en tanto que el residual polinomial de segundo grado (Fig. 8), es un reflejo más cercano al déficit de masa debido a los colapsos caldéricos.

6.1 ORIGEN DE LA ANOMALIA GRAVIMETRICA DE LOS HUMEROS.

La interpretación se inició realizando algunas estimaciones teóricas, basadas en el efecto gravitacional de un cilindro (Telford et al., 1976), con objeto de comprobar si la máxima amplitud de la anomalía de Los Humeros es compatible con interpretaciones previas del volumen de magma eyectado. A partir de ellas se concluye que con este modelo el mínimo gravitacional de Los Humeros, tal como se observa en el mapa residual de primer grado (Fig. 7), no puede explicarse sólo por el relleno piroclástico que llena la depresión producida por el colapso. Si éste llegara hasta la superficie y tuviera un radio de 10 km por 350 m de espesor, su efecto gravitacional sería de sólo unas 57 ug, suponiendo que la densidad del relleno tuviera un contraste de densidad de) 0.4 g/cm³.

Usando el mismo contraste de densidad y el mismo radio,

sería necesario que el colapso tuvieran un espesor de unos 1000 m para reproducir el efecto gravimétrico observado en el residual polinomial de primer grado (-160 ug). Esta profundidad es inaceptable, de acuerdo con los conocimientos geológicos actuales.

Tomando en cuenta los perfiles litológicos presentados en la figura 19, el resultado anterior sugiere que el mínimo gravimétrico de Los Humeros es producto no sólo del déficit de masa debido al relleno poco denso de los colapsos caldéricos, sino que exhibe una componente mayor aún, debida a la baja densidad relativa del material volcánico previo a la formación de los colapsos, que rellena una depresión preexistente en el basamento calcáreo. El hecho explica en parte por qué las estructuras anulares de colapso no son observables directamente en la anomalía, simplemente, su efecto es menor que el producido por un relleno mucho más potente. Otras razones que pueden contribuir a esta indetectabilidad son: la falta de un estudio detallado, la existencia de un colapso en forma de embudo y el fallamiento anular en forma escalonada.

Estas observaciones, alcanzadas de forma independiente en esta tesis, coinciden con los resultados de Yokoyama y De la Cruz (1991) y Yokoyama y Mena (1991), trabajos de los que no se tuvo noticia durante su elaboración. En consecuencia, los resultados encontrados, no parecen privativos de la zona estudiada, sino que pueden considerarse de carácter general para cierto tipo de calderas.

En el mapa de Los Humeros se confirma la observación de mínimos gravimétricos, en torno a centros volcánicos de composición ácida, -con o sin estructuras caldéricas-, común en la exploración geotérmica (Wright et al., 1985).

Se descarta la posibilidad de que el déficit de masa adicional, requerido para explicar la magnitud de la anomalía, se deba a la presencia importante de roca fundida inmediatamente bajo el basamento calcáreo, pues en tal caso, por su profundidad, se generaría una anomalía superficial más suave y de mayor longitud de onda. Por otra parte, no existen evidencias térmicas que justifiquen tal suposición.

6.2 ESTIMACION DEL DEFICIT DE MASA ASOCIADO A LA ANOMALIA DE LOS HUMEROS

Utilizando el teorema de Gauss (LeFehr, 1965) se encuentra que los valores gravimétricos negativos, identificados en el residual polinomial de segundo grado (Fig. 8) en torno a la caldera, pueden explicarse por un déficit de masa del orden de 1.3×10^{13} kg, equivalentes a un volumen de 33 km^3 de roca con contraste de densidad de 400 kg/m^3 . La repetición de este cálculo utilizando el residual polinomial de primer grado permite calcular un volumen de roca aproximadamente dos veces mayor. Esto se debe a que la anomalía es casi dos veces más acusada, pero el área delimitada por el contorno de 0 ug tiene aproximadamente la misma extensión. El error debido al uso de un mapa finito se

considera poco importante para hacer una estimación gruesa. De acuerdo con el estudio de LeFehr (1965), la contribución de los sectores alejados de la anomalía al valor de la integral, es pequeña.

Los resultados expuestos hasta aquí, corresponden a un volumen total de roca asociada al colapso de Los Humeros, que es inferior al estimado por Ferriz (1982), pero que concuerda más con las interpretaciones de Yañez (1980) y De la Cruz (1983), quienes interpretan calderas de menor extensión superficial.

La incompatibilidad puede explicarse si se supone que el efecto gravimétrico de la masa faltante es de mucho mayor extensión superficial que la delineada por el contorno de 0 ug en los mapas residuales, es decir asociable a un cuerpo de mayor profundidad o de mayor tamaño. Sin embargo, se carece de evidencias para sustentar tal hipótesis.

Una posibilidad más razonable es que el cuerpo fuente de la anomalía sea de menor radio y mayor profundidad que el colapso propuesto por Ferriz (1982), hipótesis sujeta a corroboración mediante un modelado más detallado.

6.3 ESTIMACION DEL CONTRASTE DE DENSIDAD

Con objeto de estimar el contraste de densidad adecuado para modelar el mínimo gravimétrico, se recurrió a determinaciones de laboratorio, algunas de las cuales fueron hechas por el autor.

Adicionalmente y tomando en consideración que las medidas de laboratorio pueden no ser representativas del fenómeno global, se recurrió al uso del programa bidimensional de Huestis y Ander (1983). Este se aplicó a datos de un perfil residual de primer grado en la zona de Los Humeros.

El programa permite calcular una distribución de densidades tal que asignadas a un conjunto de prismas contiguos de sección rectangular, reproducen la anomalía. El tamaño de los prismas así como las fronteras espaciales del conjunto son elegidos por el usuario y el programa proporciona las densidades correspondientes a cada prisma, así como el valor del máximo contraste asignado automáticamente a alguno de ellos.

Utilizando esta técnica, se obtuvo una mínima cota máxima de contraste de densidad para el cuerpo fuente, de -0.6 g/cm^3 si su tapa superior se encuentra a 500 m de profundidad, y de -0.5 g/cm^3 si el cuerpo aflora, contraste que aunque es alto, se considera adecuado según las evidencias disponibles.

6.4 ESTIMACION DE LA PROFUNDIDAD DE CUERPOS FUENTE POR ANALISIS ESPECTRAL

Como paso previo a esta etapa se calculó el espectro logarítmico bidimensional del mapa de anomalía de Bouguer (Fig. 12), con objeto de conocer la existencia de asimetrías que pudieran afectar la confiabilidad de una promediación radial del espectro. Se observó que existe un sesgo considerable en dirección de los ejes coordenados, lo que hace temer una fuerte influencia del enrejillado. Adicionalmente, y de acuerdo con señalamientos de Thorarinsson et al. (1988), se observaron lóbulos ortogonales a la dirección de algunas tendencias evidentes en el mapa original.

Posteriormente, mediante la promediación radial, (Fig. 12) se realizaron estimaciones espectrales de la profundidad de grupos de cuerpos fuente. Tanto sobre el mapa de anomalía de Bouguer, como sobre el residual polinomial de primer grado.

En términos generales, se encuentra que las estimaciones hechas en el sector de bajas frecuencias del espectro (Fig. 12), para cuerpos profundos, tienen una menor incertidumbre al hacerlas utilizando el espectro del mapa residual de primer grado. Este error se midió mediante la desviación estandar del ajuste por mínimos cuadrados de las rectas. Aun así, frecuentemente se obtienen valores sin un sentido geológico claro, y dudosas, por el error del ajuste de la recta, por la dificultad de elegir los sectores de pendiente constante, y por el hecho de que la profundidad estimada resulta comparable con el tamaño del mapa (García, 1990b).

Una manera común de proceder consiste en elegir la recta que produce un resultado próximo al deducido de acuerdo con otras fuentes geológicas o geofísicas y después analizar la congruencia. Sin embargo, tal situación se consideró inaceptable por no existir evidencias derivadas directamente del espectro, que apoyaran tal elección. Semejante criterio se adoptó, dado que en esta tesis no sólo se trata de hacer una interpretación satisfactoria, sino analizar el aporte de cada método en un caso particular.

Por otra parte, diversas pruebas realizadas muestran que algunas técnicas de procesamiento del mapa, en particular la resta de un polinomio de primer grado, pueden dar lugar a la detección de una inflexión del espectro en las bajas frecuencias, dando la falsa impresión de que se detecta la base de los cuerpos fuente (obsérvese el espectro del plano residual en la Fig. 12).

Debido a las dificultades descritas, se decidió no considerar las estimaciones espectrales hechas en la zona de bajas frecuencias.

En el sector de alta frecuencia del espectro de ambos mapas (anomalía de Bouguer y residual de primer grado) (Fig. 12), se efectuó una estimación de profundidad que se considera ra-

zonable. Corresponde a un grupo de cuerpos con profundidad media de unos 2.8 km. Geológicamente, ésta debe corresponder al espesor promedio del relleno volcánico-sedimentario del área cubierta por el mapa, unidad limitada por abajo por unidades más densas asociadas tanto con el basamento cristalino, como con las rocas sedimentarias precretácicas.

Si bien se trata de un valor medio del mapa sin un punto de asignación definido, tomando en cuenta que la caldera se ubica en la parte media de la tendencia regional de primer grado, es posible que esta profundidad sea una buena estimación en sus inmediaciones.

6.5 MODELADO BIDIMENSIONAL TIPO TSUBOI

Sobre el mapa residual de primer grado (Fig. 7), se trazaron cuatro perfiles (1-1'; 2-2'; 3-3' y 4-4'), con objeto de modelar la topografía del contacto entre material de relleno y la roca densa, ígnea o sedimentaria.

Dada la escasez de datos de densidad, el modelado sólo se considera razonable con objeto de acotar algunos parámetros y sensibilizarse sobre las consecuencias de su variación, sobre todo tomando en cuenta que se trata de un modelo bidimensional aplicado en una zona compleja que incluye la superposición de anomalías.

El modelado se hizo con el método de Tsuboi, utilizando el programa publicado por Thanassoulas y Tsokas (1985). En él, se supone que sólo existe un contraste de densidad, y requiere conocer la profundidad media en torno a la cual oscila la topografía del contacto. Con objeto de analizar el comportamiento de esta técnica y tomando en cuenta que se ignora el verdadero contraste de densidad entre el relleno volcánico-sedimentario y las rocas compactas, se procedió a realizar distintos modelos, variando ambos parámetros dentro de límites razonables.

Como es normal, la suposición de que la anomalía residual es producto de un solo contraste de densidad, conduce a modelos del subsuelo que tienden a reproducir con su topografía, las ondulaciones del campo gravimétrico.

Si la profundidad media es fija, entonces el efecto de la densidad es producir interfases más irregulares para contrastes pequeños, e interfases más estables para contrastes mayores. Esto es lógico pues la reproducción del efecto gravitacional tiene que hacerse con ondulaciones más pequeñas de la interfase si el contraste de densidad es mayor, suponiendo que la profundidad media no cambia.

Por otra parte, para un contraste de densidad constante, el modelo produce una curva con oscilaciones de menor frecuencia si la profundidad aumenta, y de frecuencia más alta si disminuye. Con respecto a la amplitud de las oscilaciones, ésta

aumenta ligeramente con la profundidad si son de frecuencia baja, pero al contrario si son de frecuencia alta.

Cabe señalar que aún cuando no se dispusiera de información adicional, este procedimiento de prueba permite obtener algunas conclusiones sobre la caldera, pues la gama de valores que son a la vez aceptables y que producen resultados congruentes con la geología de subsuelo, es relativamente estrecha, lo que permite establecer cotas para algunos de los parámetros del modelo a fin de que este se asemeje al basamento calcáreo.

Así tenemos por ejemplo, que la diferencia de profundidad del basamento calcáreo entre los pozos H-13 (2364 m) y H-23 (2570), es compatible sólo con contrastes de densidad de 0.5 g/cm³ o mayores, puesto que los contrastes por debajo de esta cota producen desniveles incompatibles con nuestro conocimiento actual del campo. Si la interfase tuviera una profundidad media menor, sería posible que la diferencia de densidades disminuyera un poco, aunque en tal caso no habría compatibilidad con las profundidades absolutas medidas.

Mediante la comparación de la topografía del "basamento gravimétrico" resultante de diversas combinaciones de parámetros, con los afloramientos de calizas que se muestran en el mapa litológico, pudo comprobarse que los valores de densidad y profundidad satisfactorios para algún sector del perfil, no son convenientes para otros.

Con objeto de elegir la combinación de parámetros más adecuada, se tomaron en cuenta otras consideraciones:

Salvo por algunos datos medidos en núcleos de pozos geotérmicos (andesitas e ignimbritas), las determinaciones de densidad en rocas de esta zona son escasas, por lo que fue necesario recurrir a datos bibliográficos. De acuerdo con ellos, y apoyado en el programa de Huestis y Ander (1983) basado en la teoría del "cuerpo ideal", se consideró razonable suponer que la densidad media del material de relleno es de 2.2 g/cm³ (aluvión, tobas e ignimbritas), en tanto que la de rocas compactas es de 2.7 g/cm³ (andesita, basalto y calizas) (contraste de densidad de 0.5 g/cm³). La hipótesis constituye de hecho una simplificación, pues como parte de este estudio se midieron densidades de 2.8 g/cm³ en calizas de la formación Tamaulipas Inferior y 2.7 g/cm³ en skarns. No obstante, la simplificación es satisfactoria si se entiende que sólo se desea obtener una visión general de la geometría del contacto entre rocas densas y poco densas, sin que se pretenda que sea válida en todo el perfil, sino a lo más en la parte central de la caldera.

Por lo que toca a la profundidad media, se considera que un valor razonable para el contacto basamento calcáreo-relleno volcánico-sedimentario debe oscilar en torno a unos 2.5 km aproximadamente, valor basado en la geología conocida y coincidente en forma gruesa con algunas de las estimaciones espectrales del mapa de Bouguer.

Los parámetros seleccionados con base en argumentos físicos mostraron ser satisfactorios para reproducir aproximadamente la topografía conocida de las calizas dentro de la caldera a lo largo del perfil 1-1' (Fig. 20), situación que pudo haberse visto favorecida en parte, por tratarse de un perfil ortogonal a la tendencia regional de los contornos. Sin embargo, no resultaron adecuados para los perfiles restantes debido en particular a que la profundidad media es distinta. Por tal motivo, para cada uno de ellos, se mantuvo fijo el contraste de densidad, y se utilizó la profundidad media que permitió obtener modelos congruentes con los datos de subsuelo disponibles en el sector central : 2000 m en el perfil 2-2', 1500 m en el 3-3' y 2000 m en el 4-4'. En particular en este último, por tener una orientación definitivamente inconveniente para el modelado bidimensional, la validez del modelo se restringió con mayor rigor al interior de la caldera (Fig. 20).

El análisis crítico de los resultados finales obtenidos, permite concluir que los valores utilizados son razonablemente congruentes con los datos del subsuelo y su precisión es satisfactoria para una interpretación regional (sólo del centro de la caldera).

Estrictamente hablando, el trabajo realizado hasta este punto permite delinear un modelo del comportamiento topográfico de lo que podría denominarse "basamento gravimétrico", constituido por cuerpos rocosos con densidad media de 2.7 g/cm³ y cubiertos por un relleno volcano-sedimentario de densidad media 2.2 g/cm³.

Este basamento gravimétrico se hizo coincidir localmente con el basamento calcáreo, en zonas en donde los estratos volcánicos son tales que su densidad media coincide aproximadamente con la densidad media supuesta para el relleno en el modelo.

De acuerdo con este procedimiento, la máxima profundidad posible del basamento calcáreo, en el centro de la caldera es de unos 3200 m, y tiene una protuberancia ligera, de unos 200 m, en el sector central (perfil 1-1', figura 20). La depresión situada al SW, se compone de dos sectores, uno profundo y angosto al SW y otro más somero al NE.

Hacia el NE del perfil 1-1', el basamento calcáreo se hace paulatinamente más somero.

Si se hubiera cometido un error de ± 0.2 g/cm³ en la estimación del contraste de densidad, y este fuera de 0.7 g/cm³, la máxima profundidad del basamento calcáreo sería de 2900 m solamente.

6.6 MODELADO BIDIMENSIONAL TIPO TALWANI

En la mayor parte del área cubierta por el mapa mostrado en la figura 5, se carece de datos del subsuelo y densidades medidas, por tal motivo se consideró inadecuado realizar un modelado tipo Talwani (directo) de los perfiles gravimétricos utilizados en la sección anterior. Sin embargo, éste sí se realizó en la zona central del mapa, en donde se dispone de datos de apoyo debidos a las perforaciones geotérmicas. Para ello se seleccionó el perfil 5 (Fig. 15) por ser el más extenso, tomando en cuenta que su trazo puede hacerse utilizando tanto las estaciones de la CFE como de PEMEX.

Todas las estaciones fueron proyectadas sobre una recta que dista de ellas menos de 300 m, precisión que se considera irrelevante para la interpretación global de la caldera, pero que tendría que revisarse para estudiar rasgos de interés específico.

Por los argumentos expuestos en secciones precedentes y después de hacer algunas pruebas usando ajustes polinomiales por mínimos cuadrados, se optó por hacer una separación regional-residual manual, suponiendo que la tendencia creciente de la gravimetría hacia el NE es un efecto regional (asociable al basamento cristalino).

En el perfil residual resultante (Fig. 21) se incluyó la posición proyectada de los pozos existentes hasta la fecha del modelado, marcando las profundidades medidas hasta los paquetes litológicos agrupados según su densidad, sin embargo, las profundidades de cada una de ellas en la posición precisa del perfil fue estimada con el interpolador geoestadístico Kriging, utilizando datos de la profundidad de estas unidades en todo el campo.

El modelo que se presenta a continuación fue ajustado por ensayo y error. Para el cálculo se procedió a instaurar un programa bidimensional tipo Talwani, basado en subrutinas de Won y Bevis, 1987. Las densidades que se utilizaron -basadas en datos bibliográficos y de laboratorio-, se muestran en la figura 21.

Como puede observarse, el modelo demuestra que la topografía del basamento calcáreo no es la causa directa del mínimo gravitacional, sino que éste es debido fundamentalmente al relleno de baja densidad que colma la depresión del basamento calcáreo, y sobre todo a la unidad más próxima a la superficie.

Debido a que en el modelo se utilizó una densidad regional de 2.4 como referencia para los contrastes de densidad (D_{ro}), la unidad más profunda ($D_{ro} = 0.3 \text{ g/cm}^3$) presenta una respuesta positiva intensa. Sobre ella se superponen dos respuestas negativas o de déficit de masa; una muy suave debida a la unidad andesítica precaldérica ($D_{ro} = -0.1 \text{ g/cm}^3$), y otra más negativa y superficial asociada con un contraste mayor, debido al relleno piroclástico ($D_{ro} = -0.6 \text{ g/cm}^3$). En la parte más profunda el "basamento" fue modelado con una profundidad máxima de 3000 m,

valor optimista desde el punto de vista de la explotación geotérmica, pues aleja de la superficie a la unidad litológica impermeable que limita al yacimiento por debajo.

Si los valores de contraste de densidad son correctos, el modelo demuestra que un gran desnivel topográfico del basamento calcáreo es poco perceptible en las estaciones gravimétricas, a menos que éstas se ubiquen en un sector en el que la roca calcárea se encuentra cerca de la superficie.

En consecuencia, el modelado del basamento calcáreo en toda la extensión de la caldera solo es posible si se toma en consideración el efecto de las unidades volcánico-sedimentarias superiores. Aunque la detección de la topografía del basamento calcáreo es factible indirectamente, a través del déficit de masa de las rocas volcánicas que rellenan la topografía cretácica, el resultado depende de que haya un gran contraste de densidad entre ambos materiales, es decir, si las andesitas precaldérica tienen una densidad suficientemente baja.

El pozo H-23 está situado al sur del campo, en una posición simétrica a la del perfil 5 con respecto al centro de la anomalía de Los Humeros. En él la formación Tamaulipas Inferior se alcanzó a 2550 m, lo que sugiere que en el modelo puede existir una sobreestimación de unos 450 m. Por tal motivo, la profundidad de 3000 m se considera adecuada para la zona más deprimida.

Por otra parte, el pozo H-24, que se encuentra en un flanco del alto gravimétrico al SE de la caldera, cortó las calizas a 3230 m, profundidad muy superior a la encontrada en el pozo H-23, no obstante que éste último se encuentra más cerca del centro de la anomalía gravitacional. El resultado demuestra que para realizar un modelado suficientemente útil para la explotación geotérmica, es necesario incluir varios contrastes de densidad en el paquete volcánico de relleno. Adicionalmente, esto demuestra que no existe una relación cuantitativa directa entre los máximos gravimétricos y la topografía de la unidad calcárea.

En resumen, la incompatibilidad se debe a que el déficit gravimétrico es consecuencia, predominantemente, de un relleno volcánico poco denso que muestra variaciones laterales de densidad, más que de la topografía del basamento calcáreo mismo, aun cuando ambas geometrías están relacionadas, pues una mayor depresión hace posible un aumento en la cantidad de material de relleno.

Como ya se mostró, la variación lateral del espesor volcánico-sedimentario produce un efecto gravimétrico relativo más importante que la ondulación topográfica del basamento calcáreo. Como la longitud de onda espacial de ambas contribuciones es similar, no es posible lograr una separación satisfactoria de estas señales solo con base en la forma de la curva o en sus propiedades espectrales.

Esto significa que si bien alguno de los procesos

automáticos puede facilitar la observación cualitativa de una de estas respuestas, su interpretación cuantitativa es imprecisa, de donde carecería de sentido atribuir una alta confiabilidad al modelado para predecir el contacto de los estratos.

El perfil gravimétrico 5 (Fig. 21), presenta un máximo relativo en su parte media. Aunque no se modeló en detalle, se trata de un cuerpo más somero que el basamento calcáreo, tal vez un intrusivo de unos 3 km de ancho, inmerso en la unidad piroclástica.

La existencia de este rasgo ha recibido poca atención en los trabajos de la CFE, a pesar de que su presencia fue planteada por estudios previos (Mena y González, 1978). Esto se debe en parte a que las líneas de campo del estudio de la CFE son un poco cortas para este objeto, y debido al uso de perfiles suavizados en los trabajos de interpretación.

El modelado del basamento calcáreo utilizando datos residuales, produce resultados satisfactorios sólo en lugares en los que éste se encuentra cerca de la superficie, haciendo que su efecto gravitacional sea predominante sobre la anomalía de Bouguer, por ejemplo en torno a los anticlinales.

Sin embargo, es poco probable la interpretación de su topografía por debajo del relleno piroclástico en el centro de la caldera, a menos que ésta se interprete con el mismo residual pero modelando el límite inferior de la masa deficitaria que le sobreyace. Esta es la razón por la que el uso de varios contrastes de densidad en el modelado permite resolver el problema.

Estas conclusiones alcanzadas de forma independiente, coinciden y son un caso particular de señalamientos hechos por Yokoyama (1987), con base en un estudio de la respuesta gravitacional de calderas en Japón.

6.7 CONFIGURACION DEL BASAMENTO CALCAREO

A partir de los modelos gravimétricos realizados en esta tesis (tanto los cuatro perfiles tipo Tsuboi, como el de detalle, tipo Talwani), y con el apoyo de datos de pozos en la porción central, se realizó una configuración tentativa de la topografía del basamento gravimétrico, tratando de que éste se asemeje a la cima de las rocas calcáreas (Fig. 22).

Para la formación de este mapa, las profundidades interpretadas bidimensionalmente a partir de perfiles, fueron ubicadas espacialmente en coordenadas UTM. Por otra parte, los datos de pozos geotérmicos también se incluyeron. Posteriormente, esta información fue interpolada y configurada utilizando el paquete SURFER.

6.8 INTERPRETACION CUALITATIVA DEL MAPA AEROMAGNETICO

La caldera de Los Humeros debe su ubicación al cruce de dos sistemas estructurales observables en la magnetometría regional (Fig. 16). El primero de ellos, de dirección NW-SE, se manifiesta en el campo geotérmico por medio de un alineamiento de mínimos que incide en los pozos del sector NW y continúa fuera de la caldera.

El segundo sistema, de dirección NE-SW, se observa sobre todo en el mapa de reducción al polo (Fig. 17), en donde controla la forma alargada de varias anomalías de la zona central y suroriental.

La mayor parte del área cubierta por la caldera es dominada por el efecto magnético de un gran cuerpo intrusivo que se encuentra sepultado en el sector nororiental (Fig. 16). Su forma manifiesta un fuerte control E-W en su límite septentrional, N-S en el occidental y NE-SW en el sureste. El borde N puede relacionarse con un alineamiento E-W de los contornos gravimétricos, en tanto que el occidental con las fallas N-S observables en el campo, relacionadas con las manifestaciones hidrotermales del sector N.

No obstante que no se modelaron los niveles inferiores del cuerpo que produce la anomalía dipolar, puede postularse con base en la reducción al polo, la hipótesis de que éste tiene forma escalonada y se prolonga a mayor profundidad hacia el S y SW. Por tal motivo, es posible que las unidades calcáreas en la zona N del campo entren en contacto lateral con el intrusivo, lo que da lugar a la formación de rocas metamórficas. En la zona sur el intrusivo mismo puede encontrarse por debajo de las unidades cretácicas.

6.9 MODELADO BIDIMENSIONAL DEL DIPOLLO DE LOS HUMEROS

En este trabajo de tesis, el modelado de la anomalía magnética del sector N de la caldera se hizo inicialmente en forma bidimensional. Para ello se trazó en el mapa de campo total, un perfil N-S que cruza la anomalía por el centro de sus dos polos (Fig. 16 y 23).

La determinación de los parámetros del campo magnético "normal" se hizo con el patrón International Geomagnetic Reference Field (IGRF), que para los parámetros siguientes: fecha= 1980, altura= 2400 msnm, latitud= 19.66° y longitud= 97.41°, predice un valor de campo total= 43501 gammas, inclinación= 47.4° y declinación= 7.3°.

Sin embargo, el perfil magnético 1-1' (Fig. 23), permite observar que resulta más adecuado el uso de un valor próximo a los 43800 gammas, en torno al cual se produce la oscilación del efecto dipolar. Esto equivale, desde el punto de vista geológico,

a aceptar que la anomalía local se encuentra montada sobre una anomalía regional con longitud de onda de decenas de kilómetros, que produce ese corrimiento de 300 gammas con respecto al valor esperado.

Restando 43800 gammas a los valores del perfil, se obtuvo un residual sobre el que se efectuó el modelado (Fig. 23). Este se hizo con un cuerpo de sección rectangular cuyo límite superior se encuentra a unos 2 km por debajo de la altura de vuelo. Su rumbo es E-W, con planta de 4 km (N-S), por 3 km de espesor, y susceptibilidad de 0.01 cgs, que correspondería a un cuerpo de composición básica o intermedia. Aunque el cuerpo es parecido al propuesto por Flores, et al., (1978), la susceptibilidad utilizada es apreciablemente menor.

Para efectuar el modelado tridimensional, se partió de la geometría del cuerpo en 2-D, delineando sus bordes en dirección E-W, con apoyo del mapa de reducción al polo. Esta longitud se estima en no más de 10 km, con su borde occidental un poco al E del sector septentrional del campo geotérmico (Fig. 17 y 24).

Por lo que respecta al análisis espectral del mapa aeromagnético, éste se hizo tanto para el campo total, como para la reducción al polo, sin que se hayan observado diferencias importantes, exceptuando desde luego al número de onda 0 ciclos/km (Fig. 25). El espectro resultante decrece monótonamente con una pendiente constante en el intervalo comprendido entre 0.05 ciclos/km y 0.32 ciclos/km. Este efecto corresponde a un grupo de cuerpos con límite superior a profundidad media de 5.5 km por debajo de la altura de vuelo.

El espectro presenta un valor máximo en 0.05 ciclos/km, y un ligero descenso de amplitud para la frecuencia más baja registrada (0.02 ciclos/km). Debido a que el máximo está definido por un solo punto, no se considera adecuado estimar una profundidad espectral para la base de los cuerpos fuente de las anomalías magnéticas. Tampoco se considera que tal inflexión se relacione con la isoterma de Curie de la zona.

7. CONCLUSIONES

Este trabajo de tesis constituye solo una muestra del tipo de sistematización posible para el procesamiento e interpretación de datos geofísicos con objetivos geotérmicos.

Como producto lateral del mismo, se instauró un sistema de procesamiento de datos potenciales que no se describe en el texto. Este consta de algoritmos interconectados entre sí y con subrutinas de graficación, lo que permite que el tratamiento se realice de manera muy rápida en tiempo real. Empero, los algoritmos no se han optimizado y pudieran ser individualmente más lentos en tiempo de máquina que el software comercial.

Gracias al procesamiento digital, una vez formadas las bases de datos, los mapas en planta y en perfil pueden elaborarse en el lapso de un día, incluyendo la impresión. Esto significa una disminución de tiempo de unas 20 veces con respecto al requerido anteriormente con el mismo objetivo. En consecuencia, el esfuerzo puede dirigirse hacia la interpretación (modelado y correlación geológica y geoquímica) en mucho mayor medida que en el pasado.

Las conclusiones de este trabajo pueden dividirse en dos grandes grupos: las referentes al análisis del procesamiento digital de campos potenciales en la exploración geotérmica, y las que atañen a la interpretación geofísica en el campo de Los Humeros, Pue.

Aunque el planteamiento de ambos grupos de conclusiones se deriva del procesamiento de datos de una zona geotérmica particular, algunas de ellas pueden ser de carácter más general. Especialmente aquellas que se refieren a la metodología de procesamiento o a las características de la geotermia en zonas de volcanismo ácido.

La solidez de éstas últimas se continuará analizando conforme se disponga de más perforaciones geotérmicas, a través de futuros trabajos de investigación, y mediante el estudio de otras zonas.

7.1 SOBRE EL PROCESAMIENTO DIGITAL

Dentro de este grupo de conclusiones se encuentran las siguientes:

Las anomalías residuales obtenidas por regresión lineal son más conspicuas conforme se aumenta el grado del polinomio de ajuste (hasta cierto valor relacionado con el número de inflexiones del efecto regional), si su curvatura en dirección de la coordenada geofísica es opuesta a la de la región en que se hallan inmersas. Contrariamente, su amplitud disminuye si ambas tienen curvatura en el mismo sentido.

Estos resultados se manifiestan en el caso de Los Humeros mediante el aumento de amplitud de los máximos relativos A y B, en los mapas residuales de primero y segundo grado (Fig. 7 y 8), efecto que sólo persiste para grados mayores en sectores específicos como en el sector S del primero de ellos (Fig. 6). Por otra parte, puede notarse en las mismas figuras, la disminución de amplitud del mínimo (a) con el aumento del grado, debido a que se encuentra inmerso a su vez en un mínimo de mayores dimensiones.

Para realizar la separación regional-residual es necesario elegir un polinomio cuyo grado sea tal que permita un número de inflexiones adecuado para representar el comportamiento esperado del efecto regional.

En Los Humeros, se considera que el polinomio de primer grado (Fig. 6) representa la elevación paulatina del basamento granítico, en tanto que el de segundo grado (Fig. 6), es una representación más adecuada del relleno volcánico-sedimentario regional. Por lo que respecta a los mapas residuales, el de primer grado (Fig. 6 y 7) refleja al relleno volcánico asociado con el centro volcánico de Los Humeros como un todo, incluyendo los derrames y depósitos asociados, en tanto que el de grado 2 (Fig. 6 y 8) muestra una mayor influencia de los colapsos caldéricos. Los residuales de grado superior a 2 (Fig. 6) se consideran adecuados para realizar estudios de fenómenos intracaldéricos.

Se concluye que existe un traslape espectral de los efectos debidos a cuerpos profundos y someros, cuando estos últimos aparecen distribuidos en áreas comparables a la que cubre el efecto de los cuerpos regionales. Este comportamiento, en el caso de Los Humeros, puede observarse por la similitud de la longitud de onda gravitacional asociada con el relleno volcánico-sedimentario superior y el basamento calcáreo según el modelo Talwani (Fig. 21).

Para realizar el modelado de una anomalía residual, es conveniente referir el contraste de densidad del cuerpo fuente, a la densidad media de los cuerpos que producen la anomalía regional. Esto se debe a que al utilizar como referencia la tendencia suave de la curva, no se eliminan totalmente los efectos locales. Por falta de datos este efecto no se tomó en consideración en Los Humeros, sin embargo, se recomienda su evaluación para trabajos de mayor detalle.

Todos los polinomios, incluyendo los primer grado, tienen espectros de potencia decrecientes en los que se produce un lóbulo (máximo relativo) para frecuencias intermedias. Esto hace imposible lograr una separación regional-residual cuantitativamente similar utilizando polinomios, o mediante filtros sin lóbulos de amplitud, como los correspondientes a las continuaciones de campo y la factorización espectral. A este respecto, en la figura 12, se muestra el espectro de potencia del polinomio de primer grado del plano de Bouguer de Los Humeros, en el que se observa el efecto descrito.

Se encuentra que el ajuste polinomial y el filtrado en el dominio de las frecuencias, producen resultados cualitativamente similares bajo una selección adecuada de parámetros. Esto significa que pueden resultar igualmente satisfactorios en la interpretación regional, para lo cual basta con hacer la interpretación en concordancia con el significado físico del plano. Esto puede observarse por la notable coincidencia que existe entre los contornos de valor cero en los mapas residuales realizados tanto por ajuste polinomial como por continuaciones de campo y factorización espectral en Los Humeros (Fig. 6,9 y 13).

Utilizando densidades y geometrías típicas de zonas geotérmicas, se muestra la pequeñez relativa de la amplitud del efecto gravimétrico causado por ondulaciones topográficas del basamento denso, en comparación con las debidas al relleno volcánico. Para el caso de Los Humeros, el efecto se observa en el modelado Talwani (Fig. 21), según el cual la amplitud de la respuesta del basamento calcáreo es mucho menor que la del relleno volcánico, éste se debe no solo a los valores elegidos de contraste de densidad, sino también a la mayor distancia entre el basamento calcáreo y la superficie de medición.

Este resultado implica que en zonas volcánicas, la interpretación cuantitativa de la topografía del basamento gravimétrico denso y su posterior correlación con algún estrato litológico solo es factible incluyendo dentro del modelado los paquetes litológicos superiores.

No obstante, se consideran que para una interpretación regional, son satisfactorios los resultados alcanzados al modelar el basamento utilizando un solo contraste de densidad, es decir, representando al paquete superior de relleno como una sola unidad de densidad equivalente.

Este comportamiento se explica, en el caso de Los Humeros, debido a que la forma de la anomalía gravimétrica es determinada predominantemente por el efecto del cuerpo más somero (Fig. 21). Por tal motivo, como primera aproximación el modelado puede realizarse con métodos tipo Tsuboi, mediante los ajustes adecuados del contraste de densidad y la profundidad media.

Empero, el predominio de la respuesta de las unidades superiores sobre la anomalía de Bouguer, y las variaciones laterales de densidad de las rocas volcánicas, hacen poco probable que se logre una separación regional-residual tal, que el mapa resultante refleje exclusivamente el comportamiento del basamento gravimétrico. Excepto cuando éste se encuentra cerca de la superficie y por tanto tiene un efecto dominante sobre la anomalía de Bouguer.

Por tal motivo, el uso de un solo contraste de densidad para el modelado es válido únicamente en pequeños sectores del plano o del perfil, particularmente aquellos en donde el contraste de densidad utilizado es representativo de la realidad, en tanto que es incorrecto fuera de ellos. Este efecto en el caso de Los Humeros es notorio por la existencia de afloramientos

calcáreos alejados de la caldera, que no son bien representados por la topografía dada en la figura 20.

Tomando en consideración que el detalle requerido para la interpretación geotérmica es de un nivel intermedio entre el de la exploración petrolera y la de recursos minerales, es importante enfatizar la conveniencia de tomar las siguientes precauciones para futuros trabajos:

Trabajar con enrejillados que tengan una densidad superficial de nodos equiparable a la de estaciones.

Incluir la ubicación de los datos de campo en los mapas producidos por procesamiento digital, sobre todo cuando existe la posibilidad de que se formen anomalías ficticias causadas por el enrejillado. De esta forma la presencia cercana de estaciones puede utilizarse como un indicio de la confiabilidad de estos rasgos.

Con base en los resultados de este trabajo, se considera que la máxima utilidad del procesamiento digital de datos geofísicos para la exploración geotérmica, es la posibilidad de comparar los resultados obtenidos mediante distintas técnicas de interpretación cuando se aplican en un mismo conjunto de datos. Este procedimiento tiene por objeto seleccionar los resultados que se consideran más confiables; o en su defecto, para sensibilizarse sobre la gama de interpretaciones posibles para un proyecto particular cuando se carece de suficientes elementos geológicos o geofísicos de apoyo.

La necesidad de comparar los resultados obtenidos con distintos métodos es justificada adicionalmente por: la dificultad de satisfacer los fundamentos teóricos que sustentan a cada técnica, cuando se aplican en datos de campo reales; el carácter finito de los datos; y el riesgo económico de las decisiones que se toman con base en ellos.

Cuando los datos de campo son insuficientes para hacer una interpretación apegada a los fundamentos de un método, se aconseja enfocar la geofísica a la determinación de cotas para algunos parámetros importantes, más que para reproducir los datos de campo mediante modelado directo. En general, se recomienda hacer un uso más extensivo de las técnicas inversas para la determinación de modelos equivalentes.

7.2 SOBRE EL CAMPO GEOTERMICO DE LOS HUMEROS

La posición geográfica de la caldera de Los Humeros se debe a una zona de debilidad cortical producida por el cruce de dos tendencias regionales de fallamiento, cuyos rasgos específicos NW-SE y NE-SW se delínean mediante los estudios magnéticos (Fig. 16 y 17).

Desde el punto de vista gravitacional se localiza en un

punto de inflexión de los contornos regionales de la anomalía de Bouguer, que pasan de una orientación NW-SE a otra N-S (Fig. 5).

La caldera de Los Humeros se encuentra en una zona de baja densidad asociada no solo con la estructura de colapso, sino con el centro volcánico silícico. Este a su vez se encuentra inmerso en una región de baja densidad asociada al Eje Neovolcánico.

Dentro de la caldera se identifica magnéticamente un cuerpo intrusivo de composición intermedia que produce un gran dipolo centrado en el borde norte de la estructura (Fig. 16 y 17) y que posiblemente provoca un efecto pequeño en la anomalía de Bouguer (Fig. 5).

Se confirma que existe una relación cualitativa clara entre los altos gravimétricos y las protuberancias del basamento calcáreo denso (Fig. 4, 5 y 7). Pero se muestra mediante modelado bidimensional (Fig. 21), que tal relación no tiene carácter cuantitativo y solo es válida en zonas donde las calizas de la formación Tamaulipas Inferior se encuentran cerca de la superficie, lo que origina su predominio sobre la anomalía de Bouguer.

Por tal causa, ninguno de los planos residuales refleja satisfactoriamente el comportamiento de las calizas en toda la extensión de la zona de Los Humeros, pues el efecto de esta unidad litológica es "residual" en los anticlinales y "regional" en las depresiones.

Mediante el teorema de Gauss se estima que el déficit de masa, que origina la componente de la anomalía que corresponde a la caldera de Los Humeros, es de 1.3×10^{13} kg, equivalente a un volumen de 33 km^3 de roca con un contraste de densidad de 0.4 g/cm^3 .

Mediante análisis espectral de datos gravimétricos (Fig. 12) se interpreta un grupo de cuerpos fuente con tapa a profundidad media de 2.8 km. La misma técnica, aplicada en los datos magnetométricos (Fig. 25), produce una profundidad de 2 km (5.5 km por debajo de la altura de vuelo).

El modelado bidimensional tipo Tsuboi de perfiles residuales de primer grado (Fig. 20), permite estimar que el basamento gravimétrico dentro de la caldera tiene una profundidad máxima de aproximadamente 3000 m .

A partir de un modelado tipo Talwani de la zona geotérmica (Fig. 21), hecho con apoyo de datos litológicos y de densidad, se confirma la misma estimación para la profundidad máxima del basamento calcáreo dentro de la caldera.

La configuración automática de los datos gravimétricos originales por estación (Fig. 15), y el plano de reducción al polo (Fig. 17), sugieren que el alto gravimétrico asociado al basamento calcáreo en torno al pozo H-14, se relaciona con un alineamiento de máximos NE-SW al sureste de la caldera.

Con base en la interpretación gravimétrica y magnetométrica, se propone un modelo conceptual del campo geotérmico (Fig. 26) al que se llegó haciendo las siguientes consideraciones adicionales:

Según modelos utilizados por el autor (García, 1990a), una cámara magmática de dimensiones típicas se enfría conductivamente en unas centenas de miles de años después de la intrusión, y mucho más rápidamente si existe convección. Por otro lado, es muy probable que la penetrabilidad de las fallas sea de un par de miles de metros, como se ha comprobado en los paquetes de caliza cortados por los pozos.

Tomando en cuenta ambas condiciones, se considera que las altas temperaturas medidas en los paquetes sedimentarios impermeables, pueden explicarse por el calentamiento predominantemente conductivo de éstos, a partir de una fuente de calor muy próxima.

Los pozos geotérmicos han cortado intrusivos ácidos terciarios y diques básicos más recientes de edad imprecisa. Con base en los resultados de este trabajo se considera que es probable que la anomalía magnética detectada corresponda a un cuerpo intrusivo masivo cuyos apófisis han dado lugar a los intrusivos básicos cortados por los pozos.

Se plantea la hipótesis de que los sectores profundos del intrusivo detectado por aeromagnetometría puedan ser la fuente de calor del sistema hidrotermal. Sin embargo, se descarta la posibilidad de que la parte superior, modelada en esta tesis (Fig. 23 y 24) lo sea, en virtud de que no se conocen manifestaciones hidrotermales hacia ese sector, y las resistividades eléctricas no son bajas (Fig. 18).

Como producto de estos razonamientos, se elaboró un diagrama esquemático del modelo conceptual del campo geotérmico (Fig. 26). El yacimiento hidrotermal se delimitó con base en la interpretación cuantitativa de sondeos Schlumberger realizada por Guerrero (1988) (se incluyen en la misma figura). Con este objetivo, las interpretaciones cuantitativas unidimensionales por sondeo, de la cima del estrato conductor, la base y su resistividad eléctrica, se trazaron a lo largo del perfil 5 utilizado para el modelado gravimétrico tipo Talwani (Fig. 15). La zona de resistividad mínima, y la existencia de estratos conductores más someros, se utilizaron como delimitación del yacimiento (Fig. 26).

De acuerdo con este modelo y la información de subsuelo disponible, se concluye que el sistema hidrotermal se ubica en las unidades volcánico-sedimentarias que rellenan el sector comprendido entre los anticlinales de calizas cretácicas, por un lado, y los bordes del intrusivo, por el otro (Fig. 26).

Si la interpretación es correcta, el hecho de que se tenga una respuesta magnética importante - relacionada con el

cuerpo caliente-, sugiere que su temperatura es inferior a la de Curie cuando menos en sus niveles asociados con la fuente de calor del yacimiento geotérmico. Por lo tanto, si bien la isotermia de Curie por debajo de él pudiera ser más somera, no estaría relacionada directamente con las altas temperaturas del yacimiento.

Por su alta magnetización el intrusivo no parece afectado por hidrotermalismo. Los sectores desmagnetizados, si los hay, deben su origen más a fenómenos químicos (someros) de alteración hidrotermal, que a causas físicas (profundas) como el exceso de temperatura. Por tal motivo se ha interpretado que la alteración hidrotermal que produce la desmagnetización más intensa se produce en una capa próxima a la superficie y disminuye considerablemente por debajo de ella, lo que es razonable si la alteración se debe al ataque de fluidos ácidos producidos por la mezcla del vapor geotérmico mezclado con agua somera.

Como resultado de este modelo, se postula que las estructuras superficiales locales N-S que controlan el hidrotermalismo superficial (Fig. 15), son un reflejo de los esfuerzos y la geometría del intrusivo durante su emplazamiento. El bloque más somero del intrusivo, posiblemente ya frío (Fig. 26), se encuentra al E del sector N del campo. Las porciones inferiores del mismo, que no se modelaron, pero son observables en el mapa de reducción al polo (Fig. 17) como una serie de escalones hacia el S y SW, pueden ser la fuente de calor del sistema hidrotermal.

El intrusivo presenta un límite abrupto hacia el occidente, por lo que es poco probable que se encuentre a menos de 2000 m de profundidad en el sector N del campo. Sin embargo, hacia el sur y SW por su forma escalonada, afecta a las rocas calcáreas a menor profundidad, e incluso es probable que su parte masiva se encuentre dentro del paquete sedimentario, muy cerca de la máxima profundidad alcanzada por los pozos.

Se considera probable que las variaciones químicas y termodinámicas detectadas entre los pozos del sector N del campo, y los del S, sean una consecuencia de su distinta ubicación relativa con respecto al intrusivo.

8. REFERENCIAS

Arredondo, F.J., 1982. Estudio geoeléctrico de detalle en la zona geotérmica de Los Humeros, Pue., Informe interno 67/82. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, México.

Arredondo, F.J., 1985. Levantamiento gravimétrico de detalle en la caldera de Los Humeros, Pue., Informe interno, 36/85. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, México.

Arredondo, F.J., 1986. Levantamiento magnetométrico en el campo geotérmico de Los Humeros, Pue., informe interno 8/86. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad.

Arredondo, F.J. y Campos, E.J.O., 1989. Modelo Tridimensional del contacto calizas-volcan sedimentario del área del campo geotérmico de Los Humeros, Pue., Informe interno 2/89, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, México.

Bhattacharyya, B.K., 1965. Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation, *Geophys.*, Vol.30, No.5, pp. 829-857.

Campos, E.J.O. and Garduño M.V.H., 1987. The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico. *Geothermics*, Vol.16, No.5/6, pp. 539-554.

CFE (Comisión Federal de Electricidad), 1990. El proyecto de desarrollo geotérmico Los Humeros, Pue. Vol I y II, 86 pp. Edición interna, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, México.

CFE (Comisión Federal de Electricidad), 1992. El proyecto de desarrollo geotérmico Los Azufres, Mich. Informe interno en edición, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, México.

De la Cruz, M.V., 1983. Estudio geológico a detalle de la zona geotérmica de Los Humeros, Pue., Informe interno 10/83, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, México.

DiPippo, R., 1988. International developments in geothermal production. *Geothermal Energy Symposium*, Geothermal Resources Council, Proceedings, New Orleans, La.

Dimitriadis, K., Tselentis G.A. and Thanassoulas K., 1987. A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source-depth estimation. *Computers & Geosciences*, Vol.13, No.5, pp. 549-560.

Ferriz, H., 1982. Geologic and preliminary reservoir data on the

Los Humeros geothermal system, Pue., Mexico. In Proceedings Eight Workshop Geothermal Reservoir Engineering, pp.19-24, Stanford University, California.

Ferriz, H. and Mahood, G., 1986. Volcanismo ríolítico en el eje neovolcánico mexicano. Geofis. Int., Vol. 25, No.1, pp.117-156.

Flores, L.C., González, R., Singh, S.K. y Urrutia, J., 1978. Aeromagnetic survey of Los Humeros caldera, Mexico. Geofis. Int., Vol.17, No.4, pp 415-428., México.

García, E.G.H., 1988. Las técnicas de medida del flujo térmico en continentes, métodos opcionales y su aplicación en México. Geotermia, Rev. Mex. Geoenergía, Vol. 5 No.3, pp. 375-410.

García, E.G.H., 1990a. Comentarios sobre el uso del flujo de calor como método de exploración geotérmica. Informe interno DEX 08/91 Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mex., 16 pp.

García, E.G.H., 1990b. Interpretación del mapa regional de anomalía de Bouguer de Los Humeros, Pue. Informe interno DEX 09/91 Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mex., 38 pp.

García, E.G.H., 1991a. Estudios magnetométricos de la zona geotérmica de Los Humeros, Pue. - Interpretación cualitativa general- . Informe interno DEX 05/91 Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mex., 17 pp.

García, E.G.H., 1991b. Perfiles de resistividad aparente basados en una integración provisional de sondeos eléctricos verticales en la zona geotérmica de Los Humeros, Pue. Informe interno DEX 06/91 Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mex., 14 pp.

García, E.G.H., 1991c. Estudio gravimétrico de la zona geotérmica de Los Humeros, Pue. Interpretación cualitativa general. Informe interno DEX 07/91 Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mex., 31 pp.

García, E.G.H., 1991d. El modelado gravimétrico bidimensional en zonas geotérmicas, aplicación en Los Humeros, Pue. y Tres Virgenes, B.C.S. Informe interno DEX 10/91, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mex. 31 pp.

Guerrero, G.J.L., 1988. Integración, análisis cualitativo y correlación de los estudios geoelectrónicos en el campo geotérmico de Los Humeros, Pue. Informe interno Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, México.

Gupta, V.K. and Ramani, N., 1980. Some aspect of regional-residual separation of gravity anomalies in a precambrian terrain. Geophys., V.45, pp. 1412-1426.

Gupta, V.K. and Ramani, N., 1982. Optimum second vertical derivatives in geologic mapping and mineral exploration. *Geophys.*, Vol.47, No.12, p. 1706-1715.

Huestis, P.S. and Ander M.E., 1983. IDE2- A FORTRAN program for computing extremal bounds in gravity data interpretation. *Geophys.*, Vol.48, No. 7, p. 999-1010.

JICA (Japan International Cooperation Agency), 1989. La Primavera geothermal development project in United Mexican States (final report), 340 pp.

LaFehr, T.R., 1965. The estimation of the total amount of anomalous mass by Gauss's theorem. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 70, No. 8, pp. 1911-1919.

Lippman, M. y Mañón, A., 1987. The Cerro Prieto geothermal field, *Geotherm. Sci. and Tech.*, Vol. 1 (1), pp. 1-38.

López, H.A., 1991a. Análisis estructural y aportes al conocimiento volcánico en la sierra de La Primavera, Jal. Tesis de Maestría en Ciencias (Geología), Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 80 pp.

López, H.A., 1991b. Estudio geológico estructural de Los Azufres, Mich. Informe interno en edición, Oficina de Geología, Departamento de Exploración, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mex.

Mena, M., González, M.T., 1978. Regional gravity of Los Humeros volcanic area, *Geofis. Int.* Vol.17, No.4, pp 429-444, México.

Palacios-Hartweg, L.H. y García-Velázquez, H., 1981. Informe geofísico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Gerencia de Proyectos Hidroeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, México, 97 pp.

PEMEX (Petróleos Mexicanos), 1979. Levantamiento aeromagnético de alta sensibilidad - Morelia-Pachuca-Tamazunchale-Huautla, hoja O-14, escala 1:200 000. Gerencia de Exploración, Petróleos Mexicanos.

PEMEX (Petróleos Mexicanos), 1980. Mapa regional de anomalía de Bouguer, esc. 1:50000.

Rybach, L. and Muffler, L.J.P. (Ed), 1981. *Geothermal systems: Principles and case histories.* John Wiley & Sons, Great Britain.

Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Tripp, A.C. and Alley, L.B., 1977. Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophys. Jour.*, Vol.50, No. pp.75-101.

Spector, A. and Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophys.*, Vol.35, No. 2, p. 293-302.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A., 1976. Applied Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge.

Thanassoulas, C. and Tsokas, G.N., 1985. A microcomputer program for Tsuboi's method of gravimetric interpretation. First Break, Vol.3, No.6, pp.16-22.

Thorarinsson, F., Magnusson, S.G. and Bjornsson, A., 1988. Directional spectral analysis and filtering of geophysical maps. Geophysics, Vol. 53, pp. 1587-1591.

Viggiano, G.J.C., 1990. The Los Humeros, Pue. (Mex) Geothermal field: water-rock interaction and practical implications. Submitted to New Zealand Geothermal Workshop, Nov. 1990.

Wright, P.M., Stanley, H.W., Ross, H.P. y West, R.C., 1985. State-of-the-art geophysical exploration for geothermal resources. Geophysics, Vol. 50, No. 12, pp. 2666-2699.

Won, I.J. and Bevis, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and FORTRAN subroutines. Geophys., Vol.52, No.2, p. 232-238.

Yañez, G.C., 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas. Estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad, Area de Geología y Minería, México., 59 p.

Yokoyama, I., 1987. A quantitative consideration of several calderas for study of their formation. Geofis. Int., Vol.26, No.4, pp. 487-498.

Yokoyama, I. and De la Cruz, S., 1991. Comments on "Chaotic collapse of calderas" by R. Scandone. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47, p. 349-357.

Yokoyama, I. and Mena, M., 1991. Structure of La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47, p. 183-193.

FIGURAS

FIGURA 1.- LOCALIZACION DE LAS PRINCIPALES ZONAS GEOTERMICAS EN MEXICO

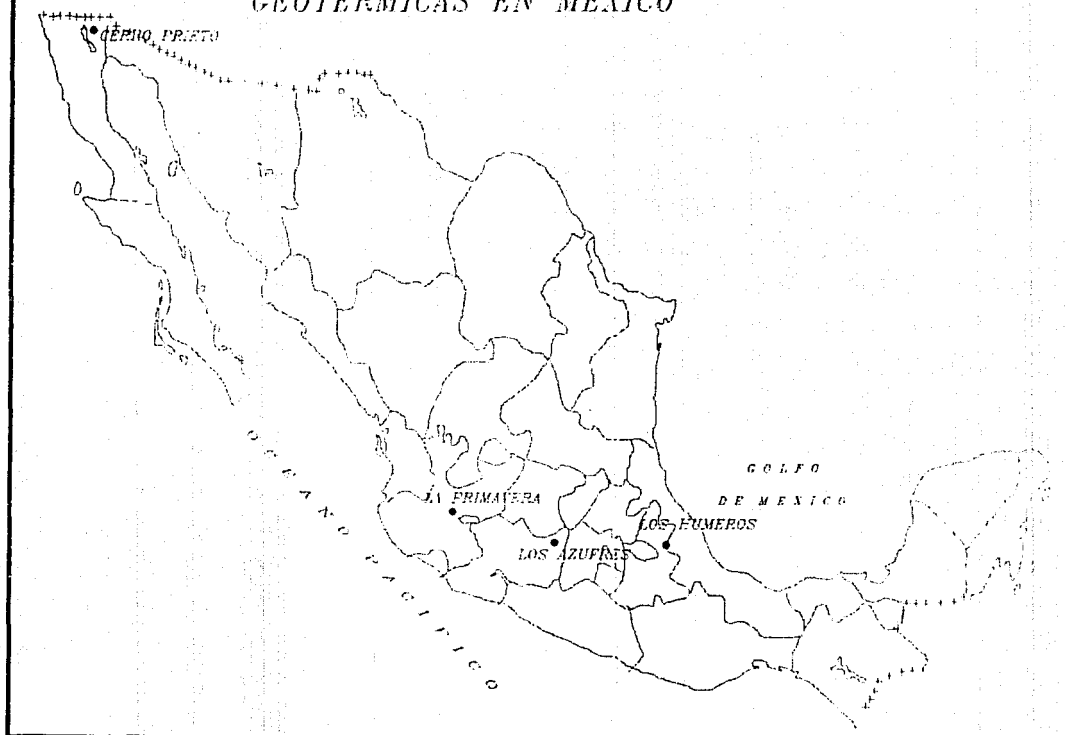


FIGURA 2.— ESQUEMA DE FUNCIONAMIENTO DE UN SISTEMA HIDROTHERMAL

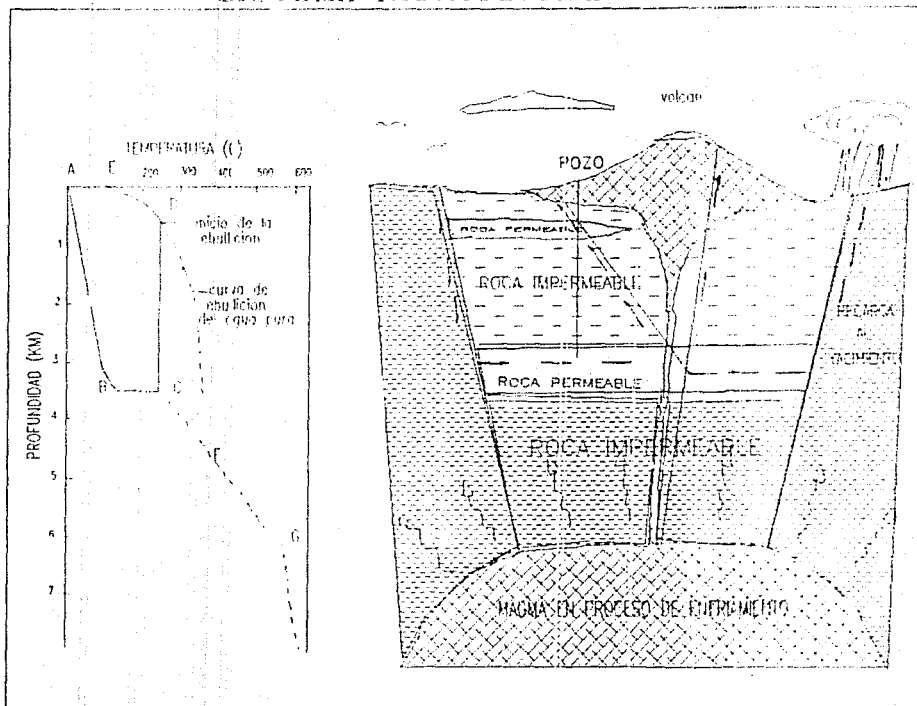
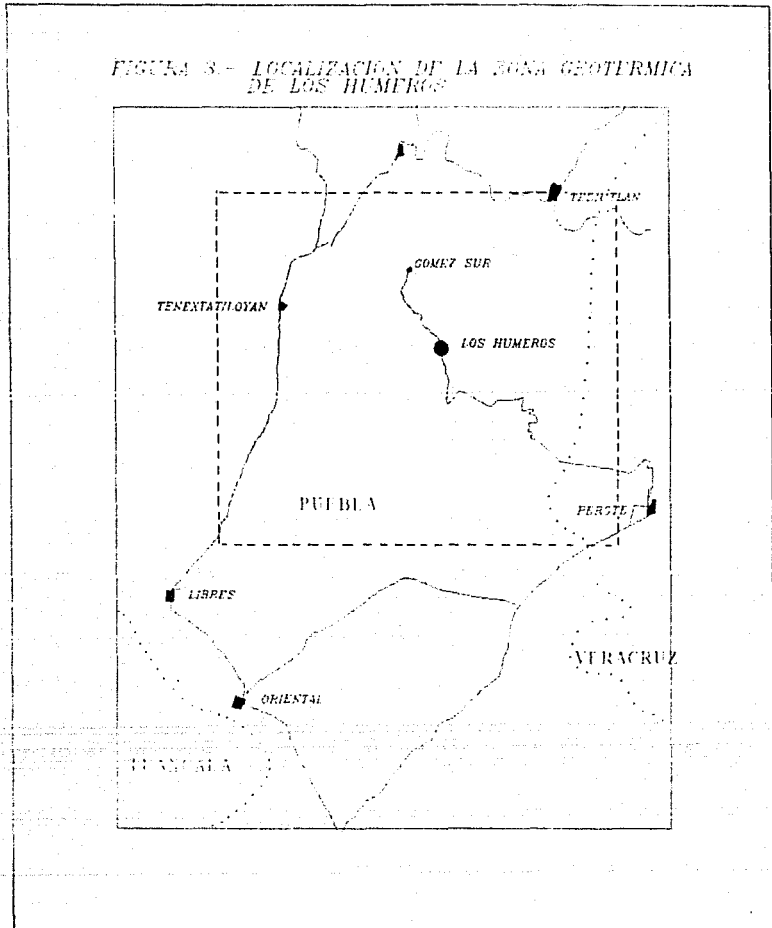
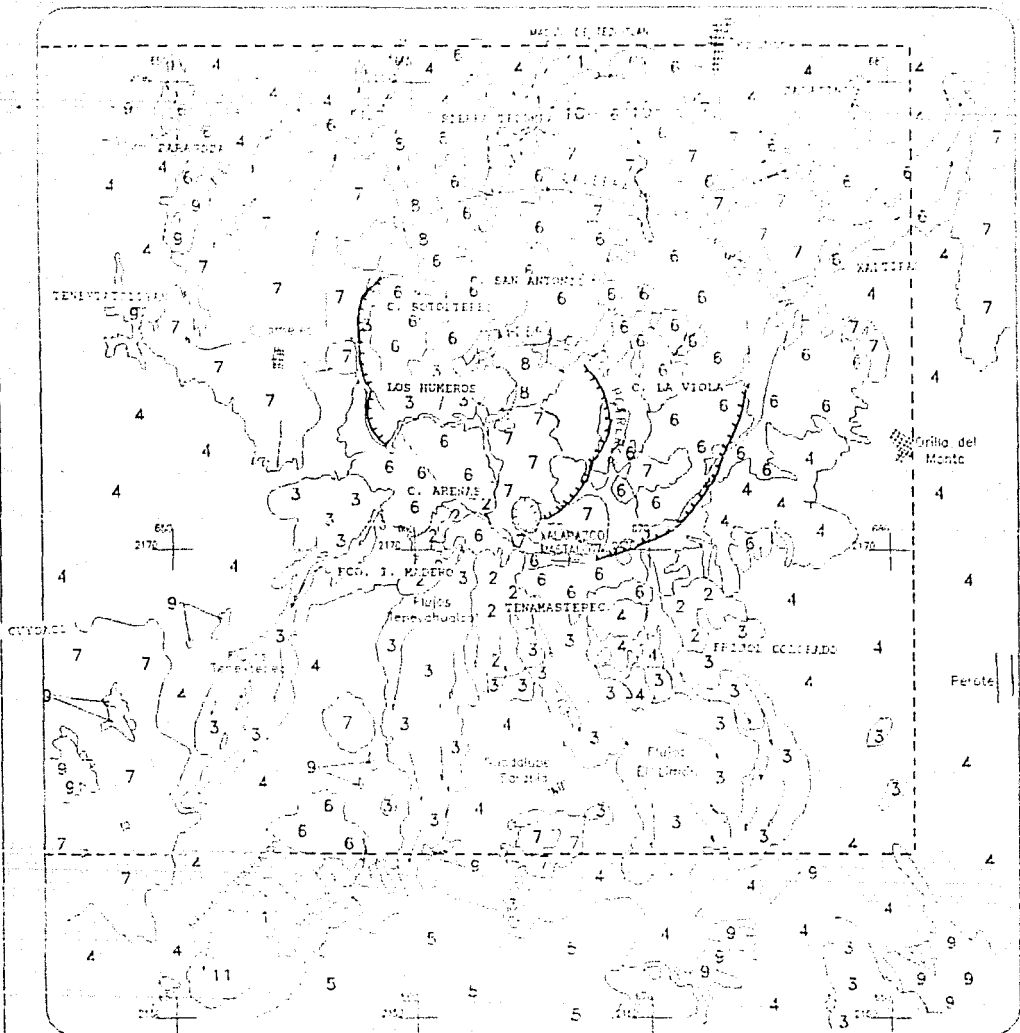


FIGURA 3.- LOCALIZACION DE LA ZONA GEOTERMICA DE LOS HUMEROS



--- Límite del estudio geotérmico Carretera
----- Límite estatal ■ Poblado

FIGURA 4.— PLANO LITOLOGICO GENERALIZADO



SIMBOLOGIA

1	4	7	10
2	5	8	11
3	6	9	

- 1.-ALUVIEN SULOS RESIDUALES
- 2.-ARENAS, DACTAS Y ANGESITAS
- 3.-BASALTOS Y ANGESITAS DEL LIMON
- 4.-TONES Y TORAS DE CALA AZEPA
- 5.-SEDIMENTOS LACUSTRES
- 6.-VULCANISMO ALDEGAS, BASALTOS Y ESCORIA
- 7.-VULCANISMO ROLINDO, ECOMOS Y PIROCLASTICOS
- 8.-VULCANISMO ANDESICO DEL TERTARIO
- 9.-CALIZAS DE PLATAFORMA DEL CRETACICO
- 10.-CALIZAS METAMORFIZADAS ARRECOITALES DEL JURASICO
- 11.-ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS

--- Límite del área de estudio

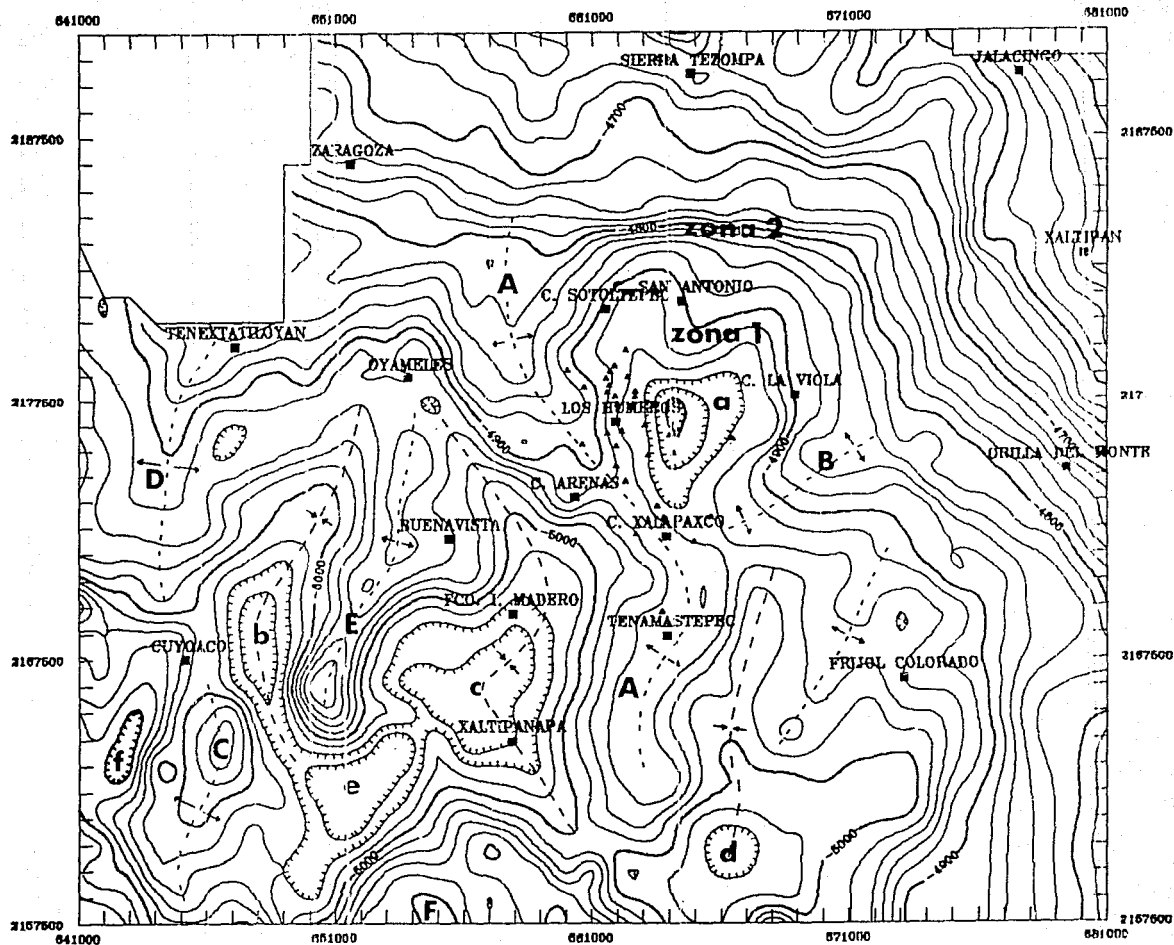
— Falla

○ Colapso central



FIGURA 5.- PLANO

DE ANOMALIA DE BOUGUER



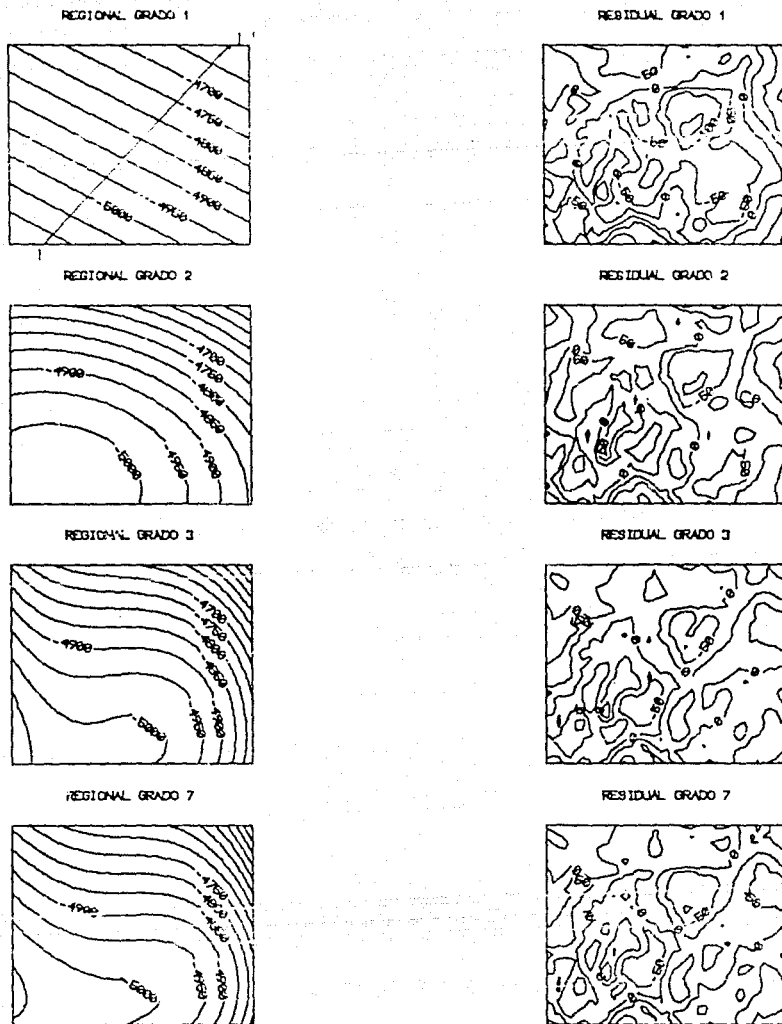


FIGURA 6. SEPARACIONES POLINOMIALES DEL EFECTO REGIONAL.
 (Se incluye la ubicación del perfil 1-1' (parte 1)).

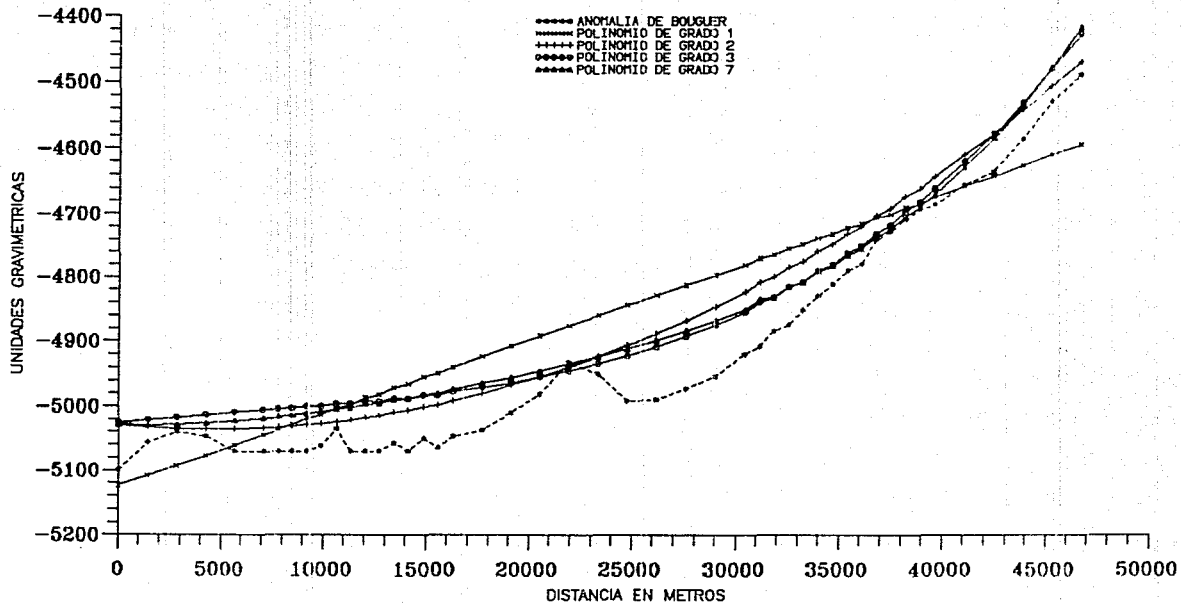


FIGURA 6.- SEPARACIONES POLINOMIALES DEL EFECTO REGIONAL (PERFIL 1-1')
(parte 2)

INSTITUTO VENEZOLANO DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
 DIVISIÓN DE GEODESIA Y GEOMÁTICA

FIGURA 7.- RESIDUAL POLINOMIAL DE PRIMER GRADO

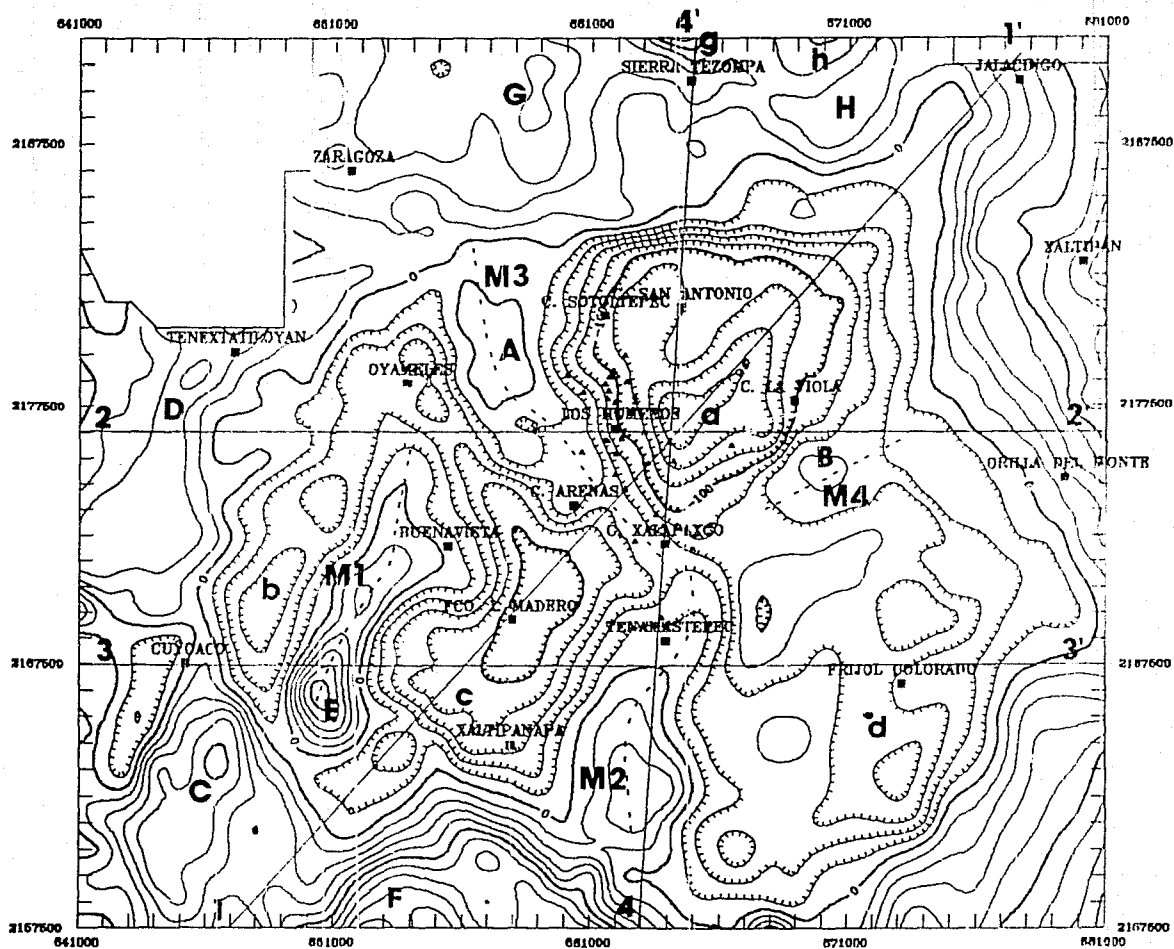
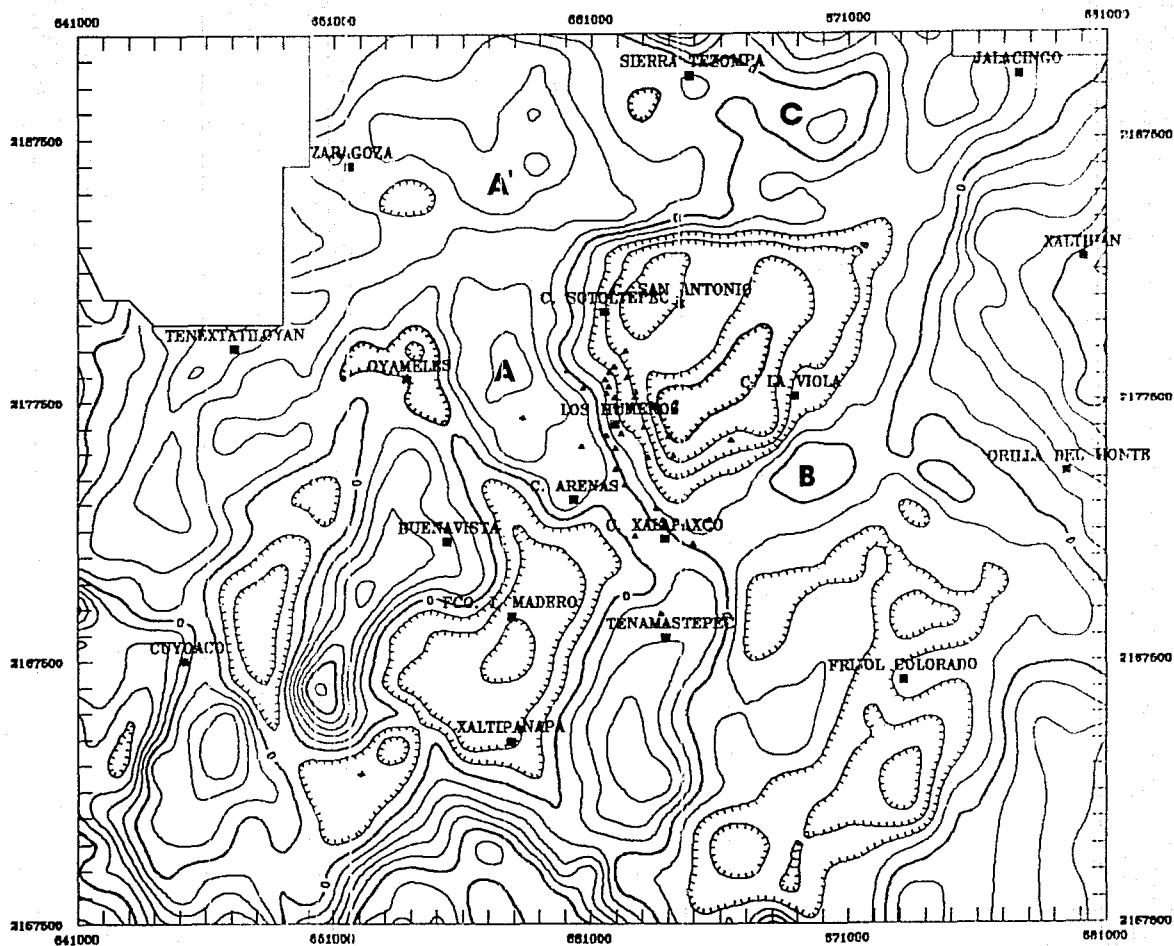
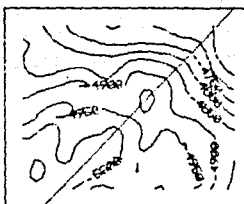


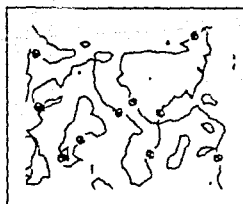
FIGURA 8.- RESIDUAL POLINOMIAL DE SEGUNDO GRADO



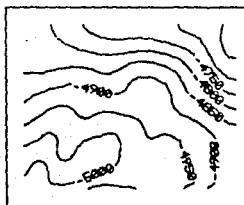
CONTINUACION A 1 KM



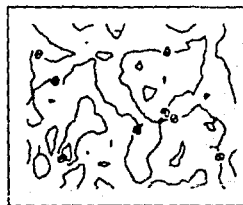
RESIDUAL A 1 KM



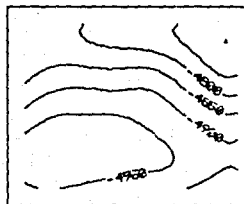
CONTINUACION A 2 KM



RESIDUAL A 2 KM



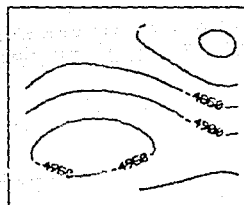
CONTINUACION A 5 KM



RESIDUAL A 5 KM



CONTINUACION A 10 KM



RESIDUAL A 10 KM



FIGURA 9.- SEPARACIONES DEL EFECTO REGIONAL POR CONTINUACIONES DE CAMPO (parte 1). SE INCLUYE LA UBICACION DEL -- PERFIL 1-1'.

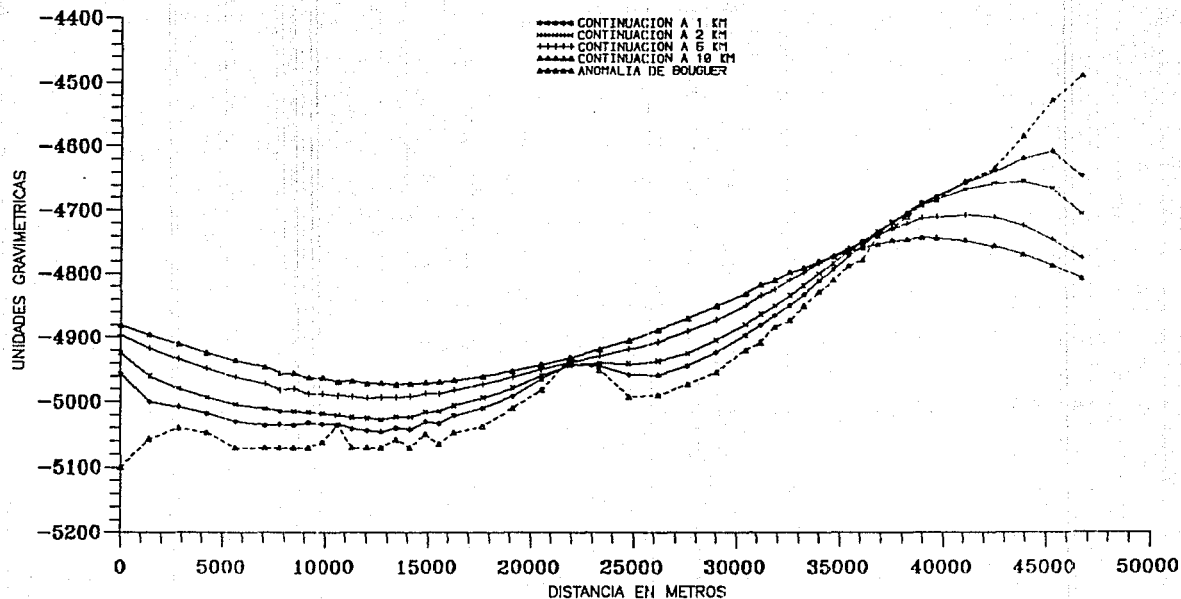


FIGURA 9 .- SEPARACIONES DEL EFECTO REGIONAL POR CONTINUACIONES DE CAMPO
(PERFIL 1-1') (parte 2)

FIGURA 10.- RESIDUAL DE LA CONTINUACION ASCENDENTE A 1000 m.

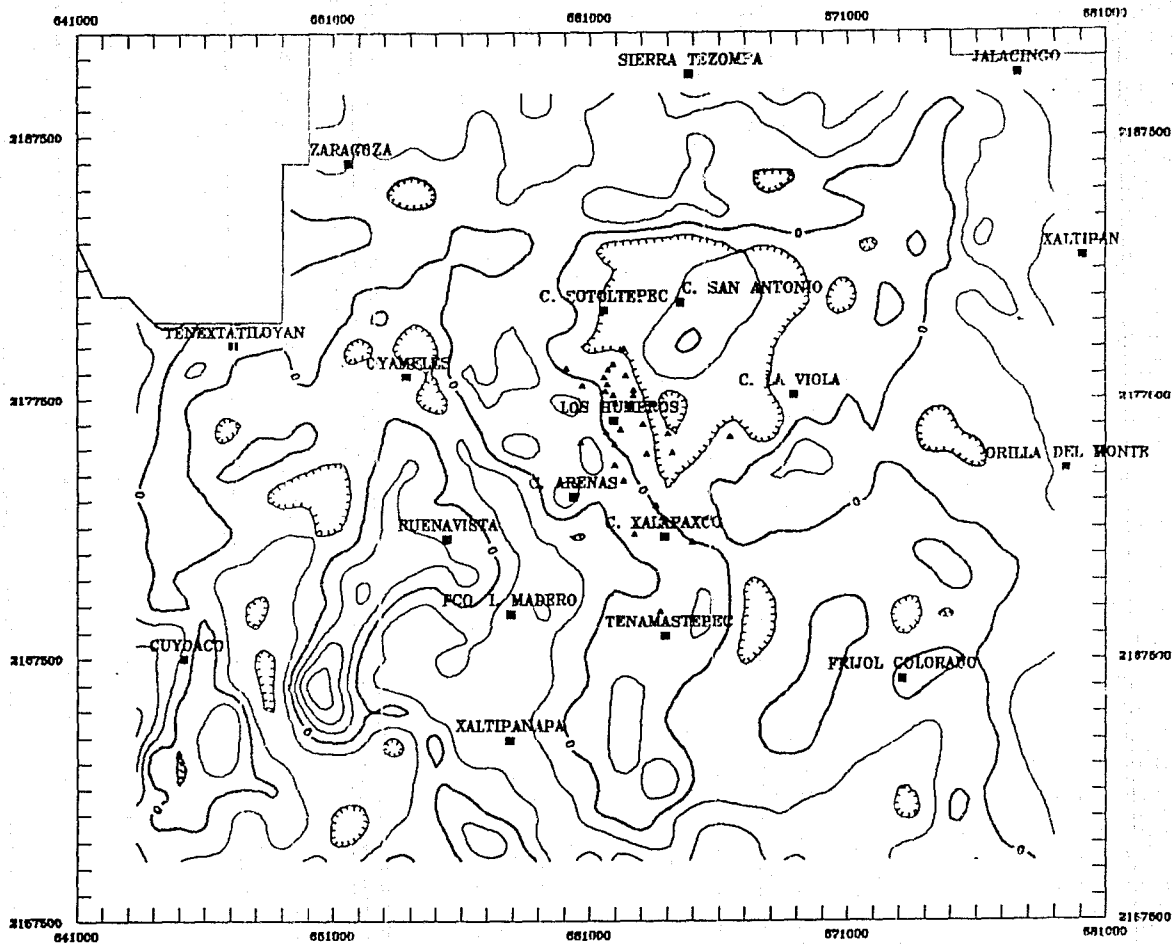
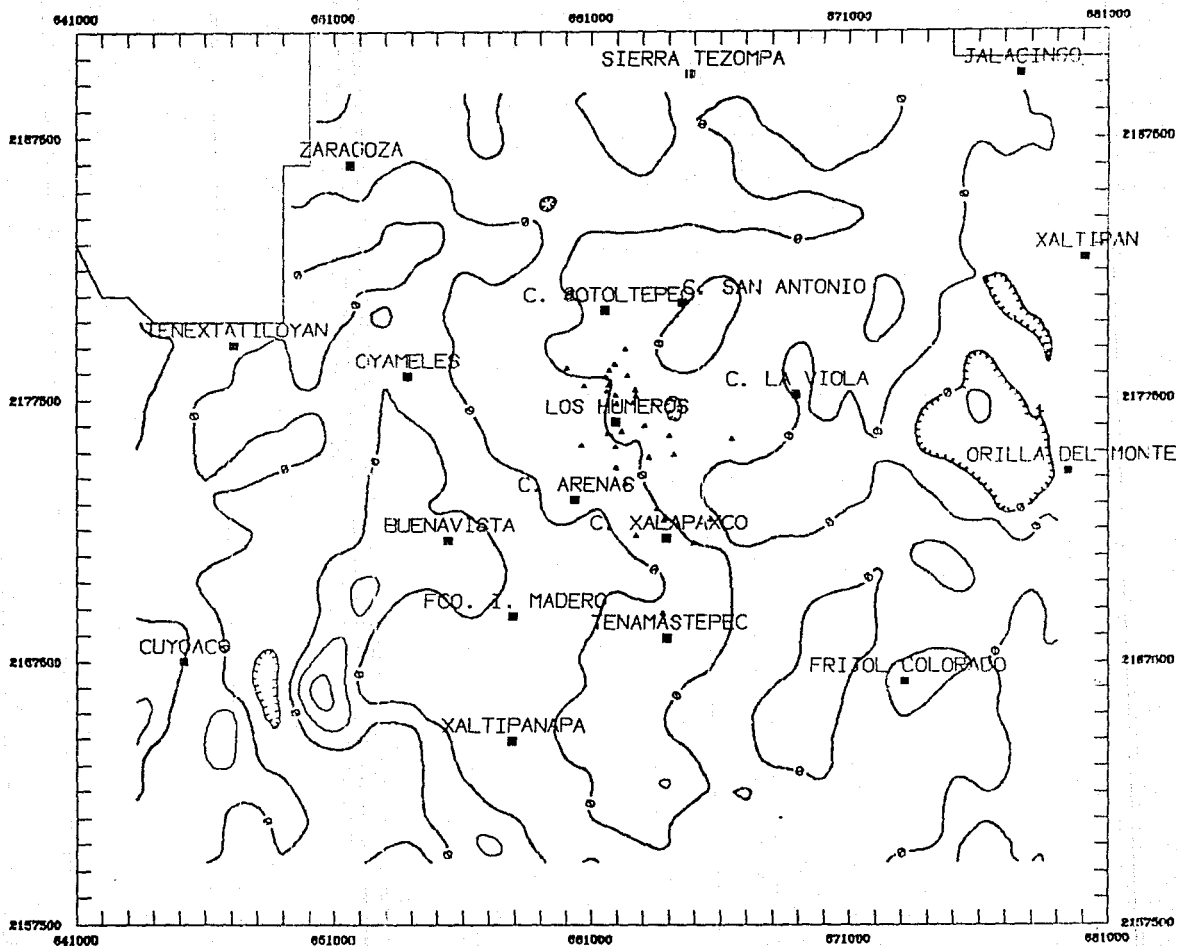


FIGURA 11.- SEGUNDA DERIVADA DE LA CONTINUACION A 1000 m



ESPECTRO LOGARÍFICO BIDIMENSIONAL DE POTENCIA, ANOMALIA DE BOUGUER

(0, 0, 5) CICLOS/Km

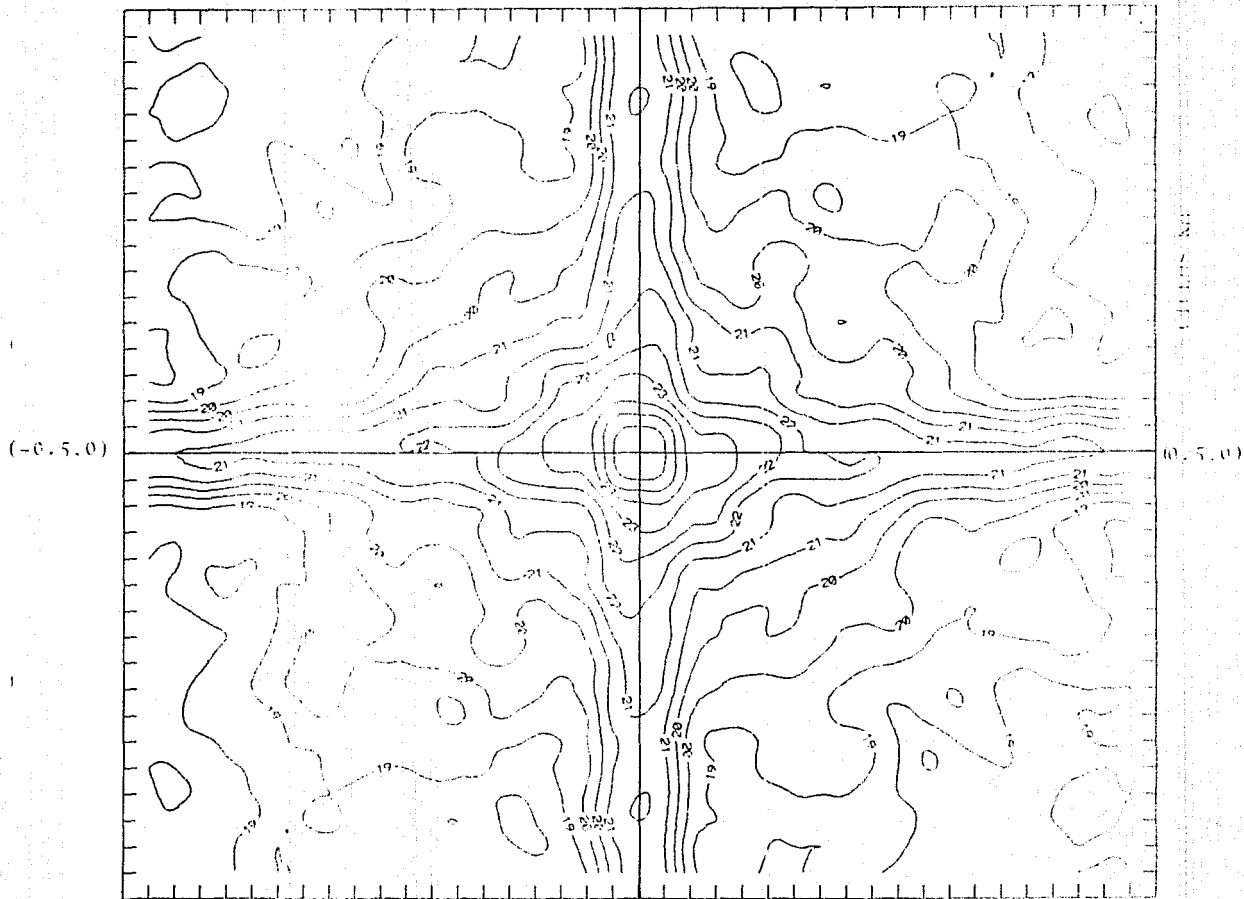


FIGURA 12. ESPECTRO LOGARÍFICO BIDIMENSIONAL DE POTENCIA, ANOMALIA DE BOUGUER. (PARTE 1)

- - - - ANOMALIA DE BOUGUER
 - - - - POLINOMIO REGIONAL DE PRIMER GRADO
 - - - - RESIDUAL DE PRIMER GRADO

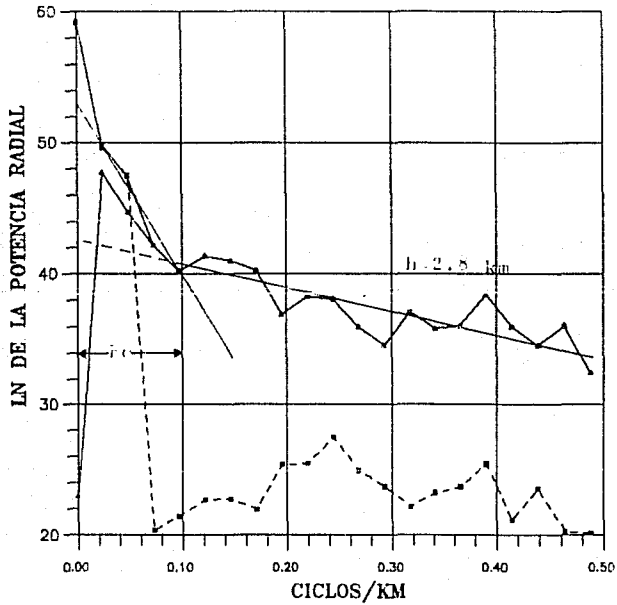
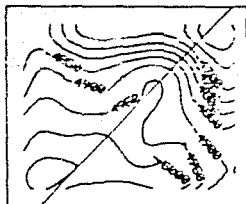


FIGURA 12.- ESPECTROS LOGARITMICOS DE POTENCIA DE LOS PLANOS DE ANOMALIA DE BOUGUER Y DEL RESIDUAL POLINOMIAL DE PRIMER GRADO.
 (TABLA 2).

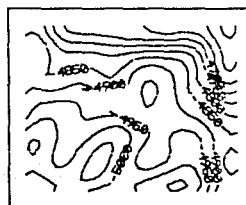
FACTORIZACION CON FC=0.073 C/KM



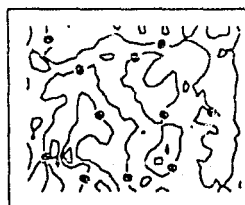
RESIDUAL CON FC=0.073 C/KM



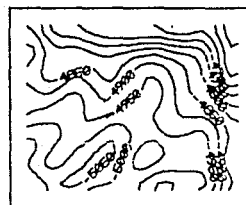
FACTORIZACION CON FC=0.094 C/KM



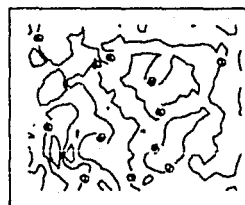
RESIDUAL CON FC=0.094 C/KM



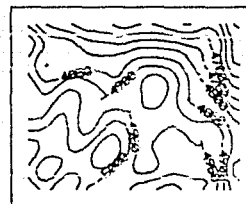
FACTORIZACION CON FC=0.100 C/KM



RESIDUAL CON FC=0.100 C/KM



FACTORIZACION CON FC=0.125 C/KM



RESIDUAL CON FC=0.125 C/KM

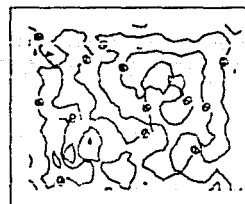


FIGURA 13. SEPARACIONES REGIONALES MEDIANTE FACTORIZACION ESPECTRAL CON DISTINTAS FRECUENCIAS DE CORTE - (parte I).

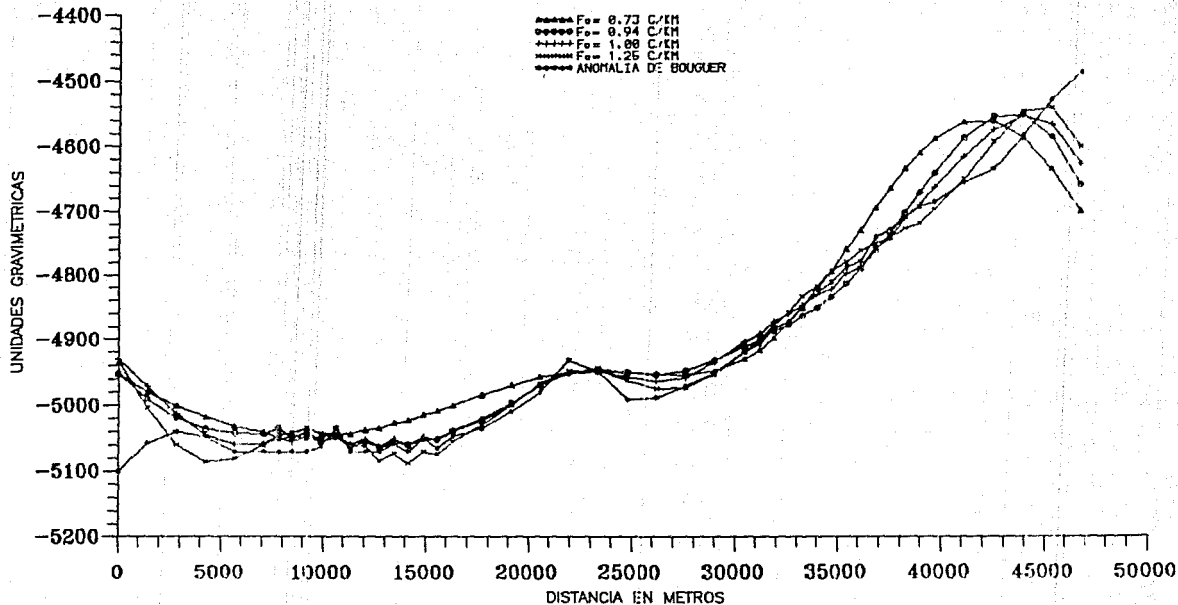


FIGURA 13.- SEPARACIONES REGIONALES MEDIANTE FACTORIZACION ESPECTRAL CON DISTINTAS FRECUENCIAS DE CORTE (PERFIL 1-1')
(parte 2)

FIGURA 14.- RESIDUAL POR FACTORIZACION ESPECTRAL, $F_c = 0.1$ CICLOS/km

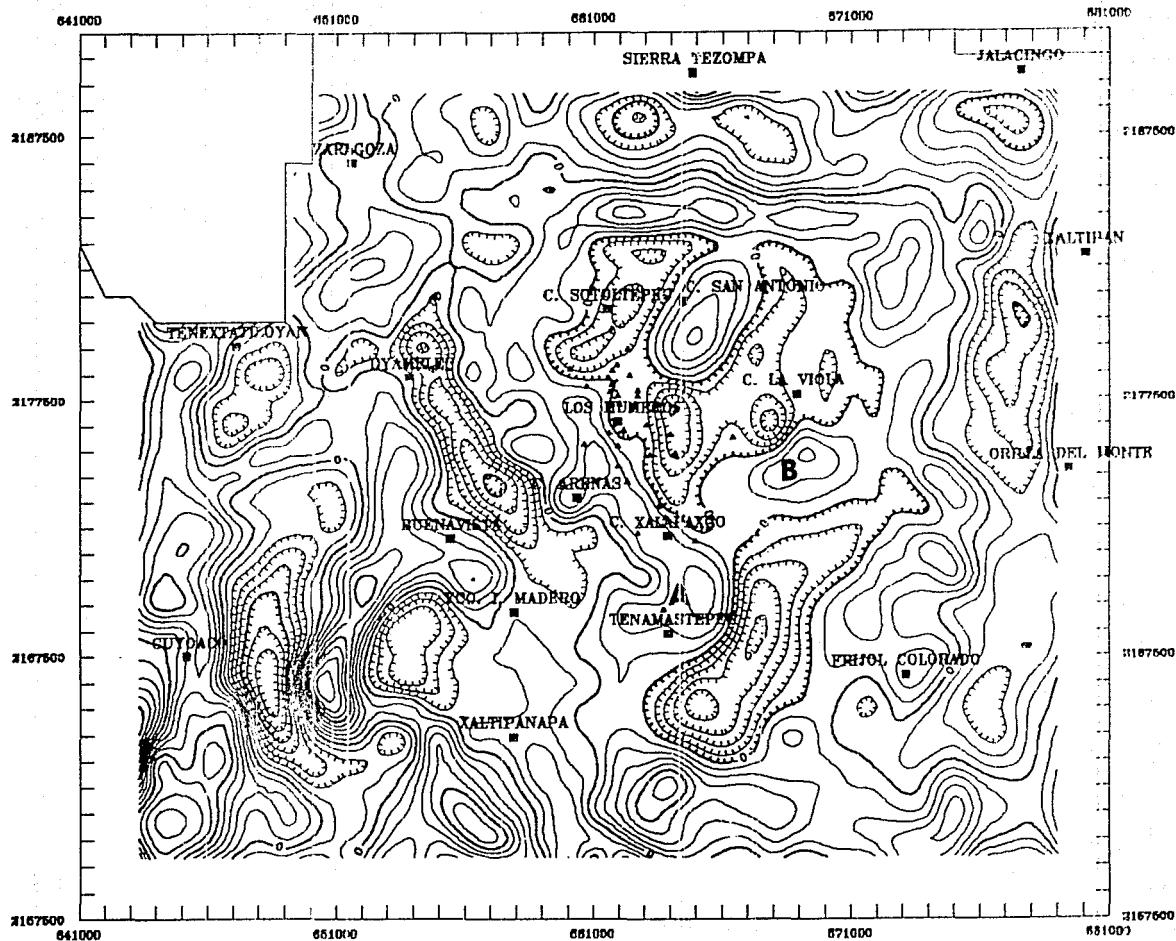


FIGURA 15.- PLANO LOCAL DE ANOMALIA DE BOUGUER, CONFIGURACION AUTOMATICA

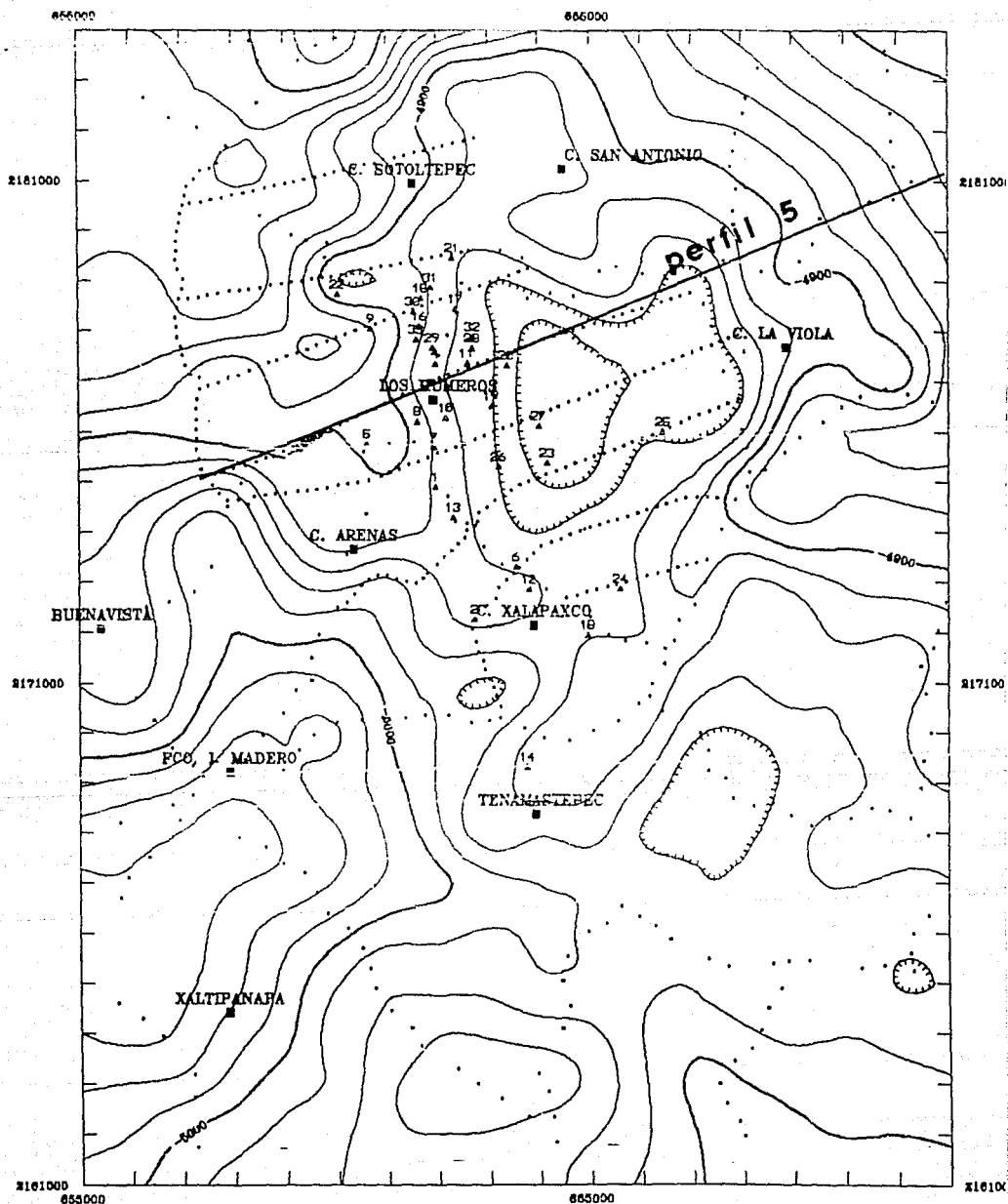


FIGURA 16.- PLANO AEROMAGNETICO REGIONAL DE CAMPO TOTAL

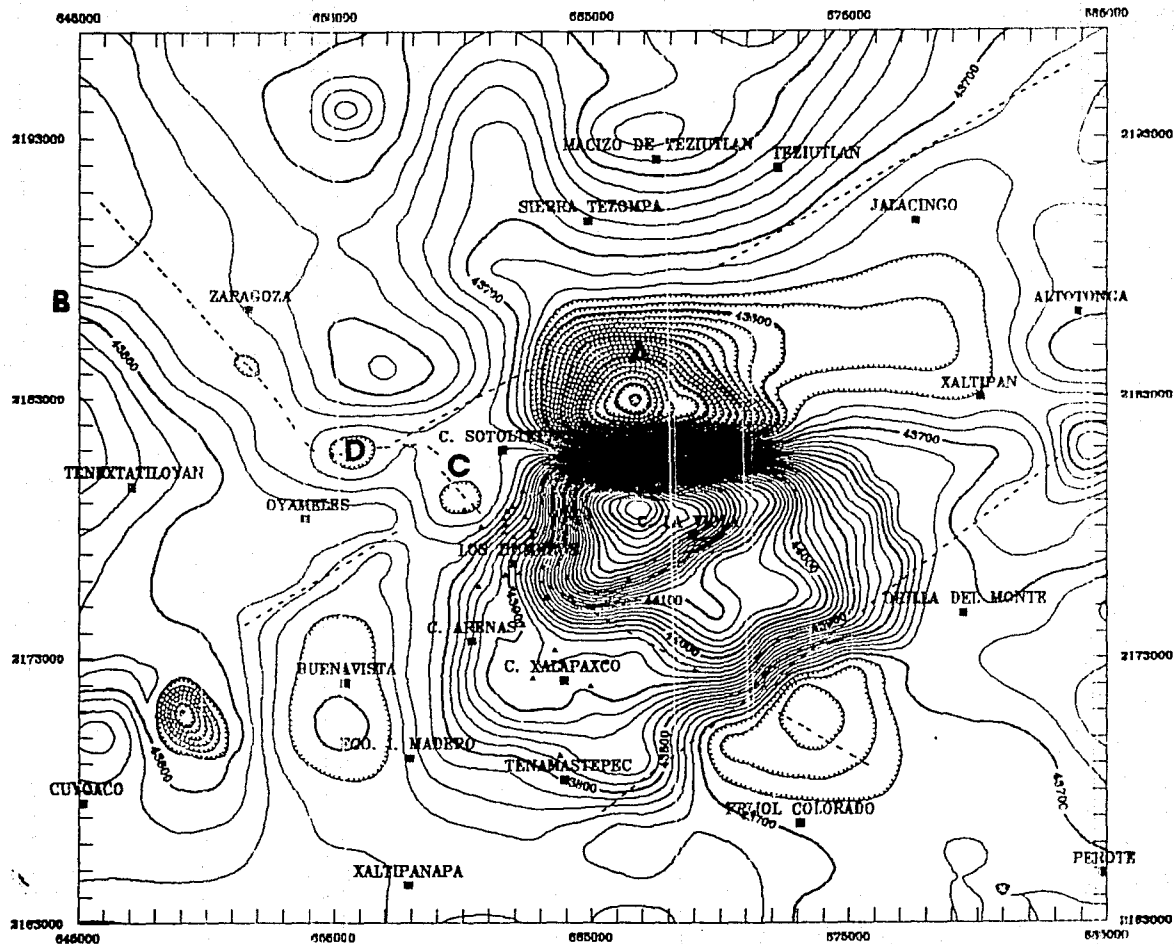


FIGURA 17.- REDUCCION AL POLO DEL PLANO AEROMAGNETICO

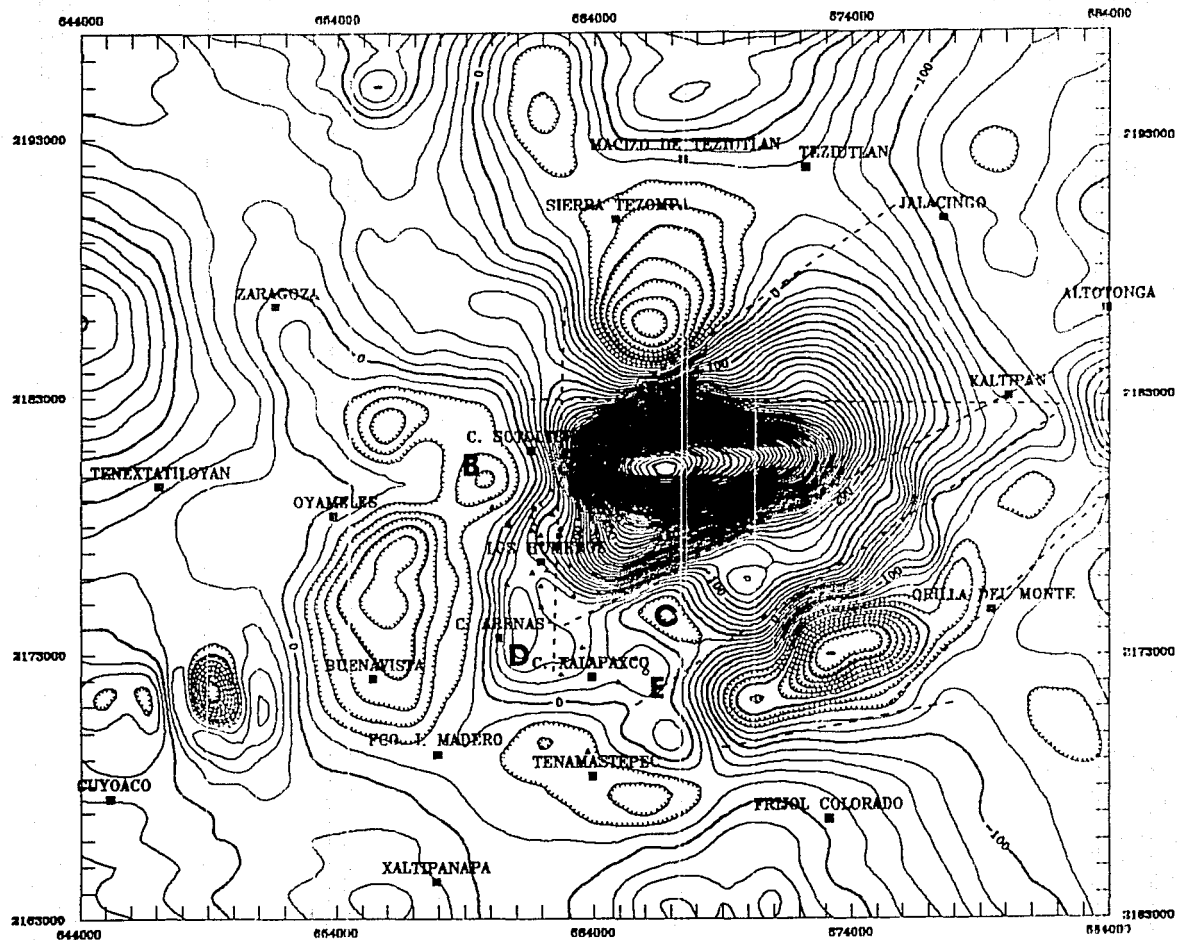


FIGURA 18.- RESISTIVIDAD APARENTE CON $AB/2 = 2000$ m, ZONA CENTRAL

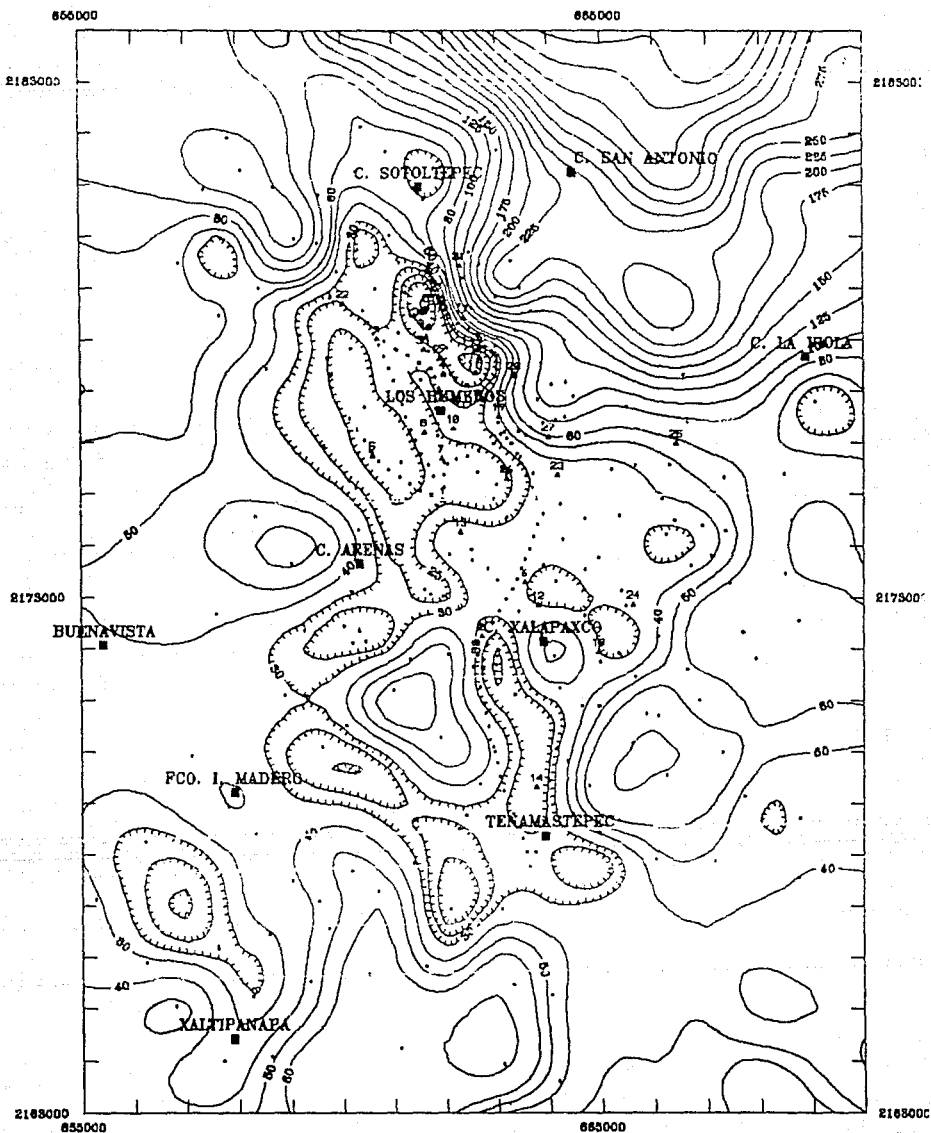
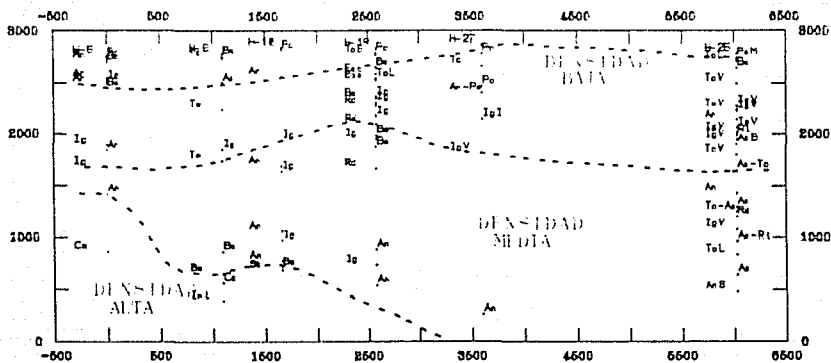
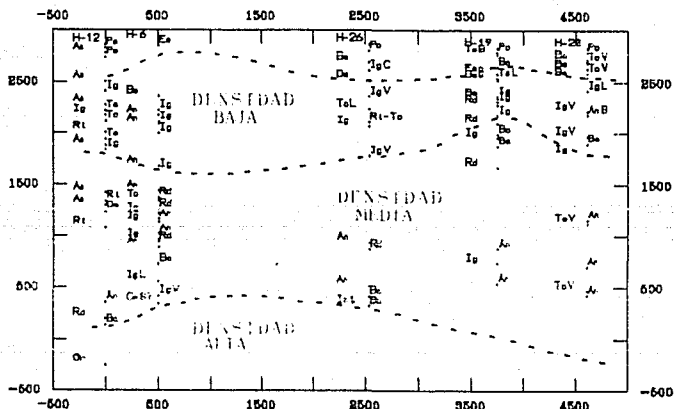


FIGURA 19.- PERFILES LITOLÓGICOS REPRESENTATIVOS DE LA ZONA
(ver localización de pozos en la Fig. 18)

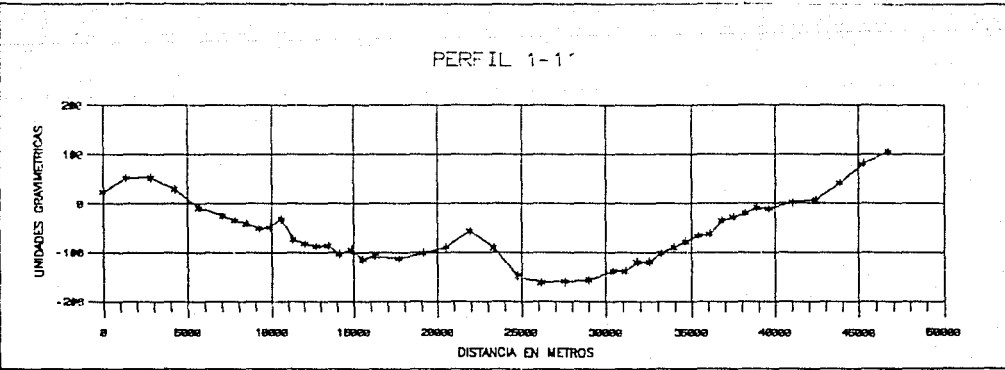


PERFIL LITOLÓGICO ENTRE LOS POZOS H-5, H-8, H-10, H-19,
H-27 y H-25 (agrupamiento de densidades)



NOTA.- PERFIL LITOLÓGICO ENTRE LOS POZOS H-12, H-6, H-20, H-19 Y H-20
(agrupamiento de densidades)

PERFIL 1-1'



MODELO DEL PERFIL 1-1'

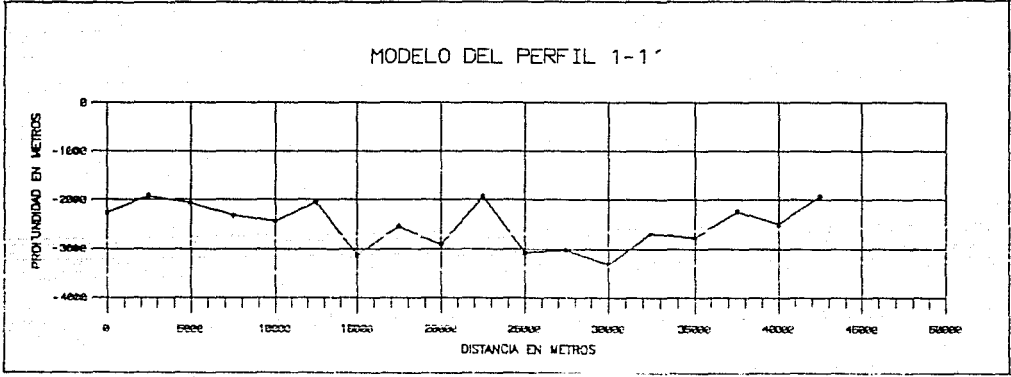


FIGURA: 20 (parte 1).- Perfiles gravimétricos regionales y modelo tipo TSUBOI.

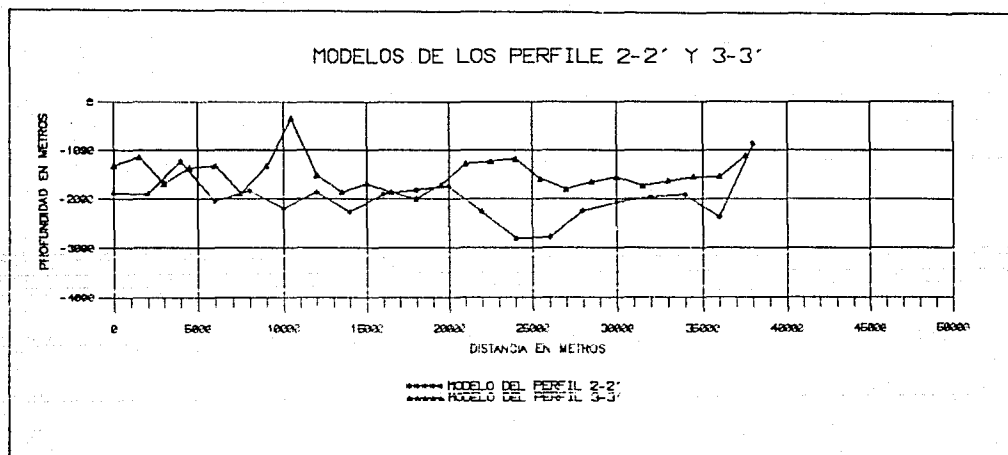
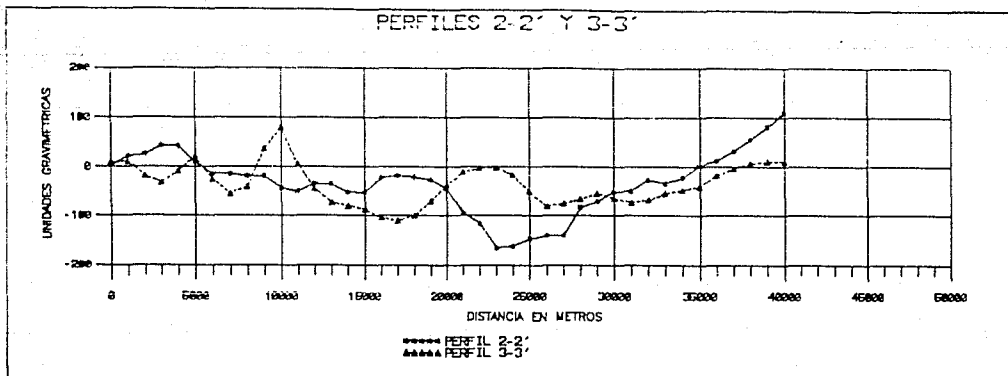


FIGURA: 20 (parte 2).- Perfiles gravimétricos regionales y modelo tipo TSUBOI.

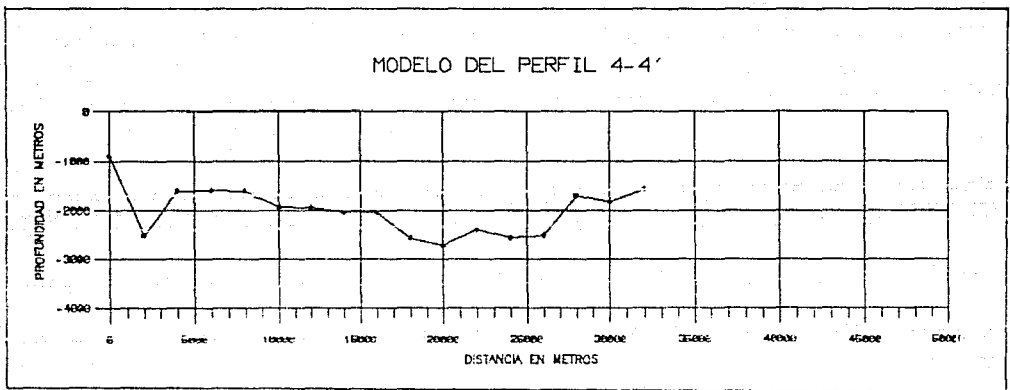
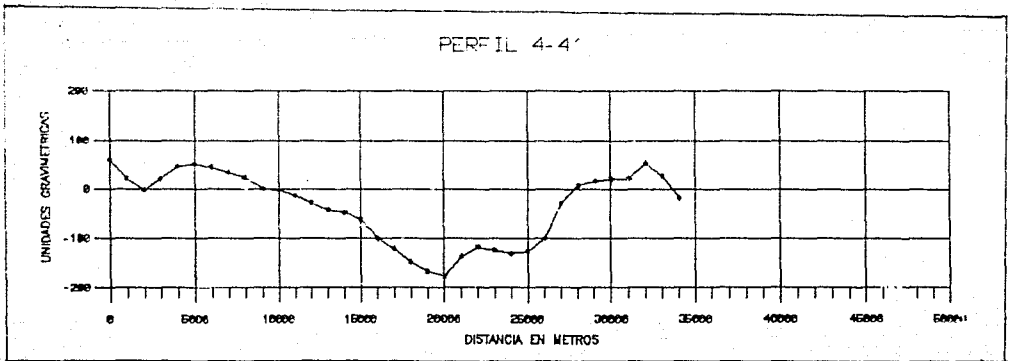
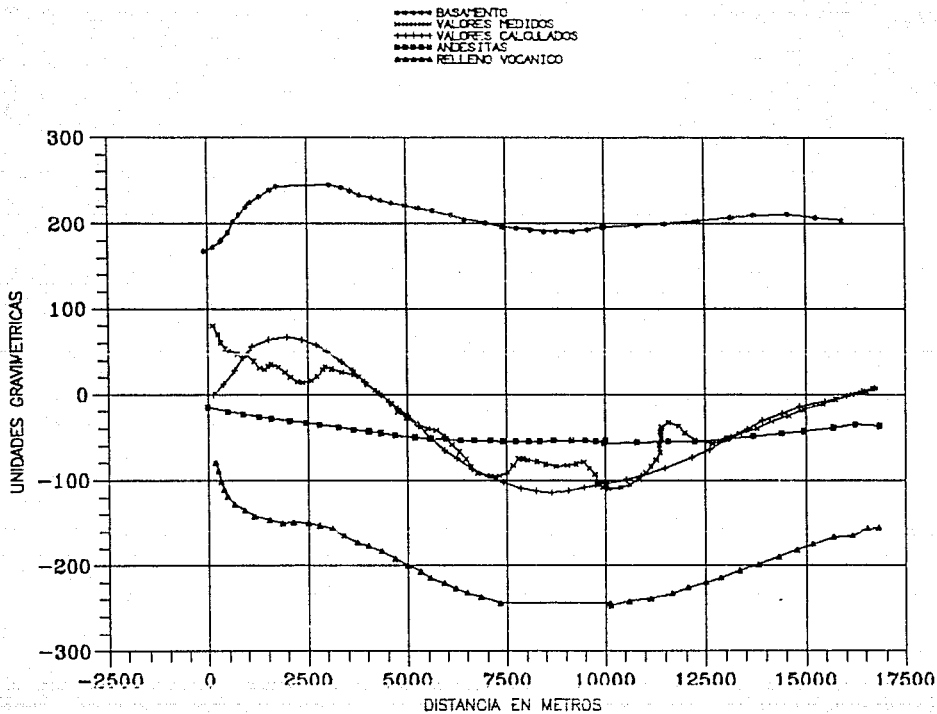


FIGURA: 20 (parte 3) .-. Perfiles gravimétricos regionales y modelado Lipo TSUBOI.

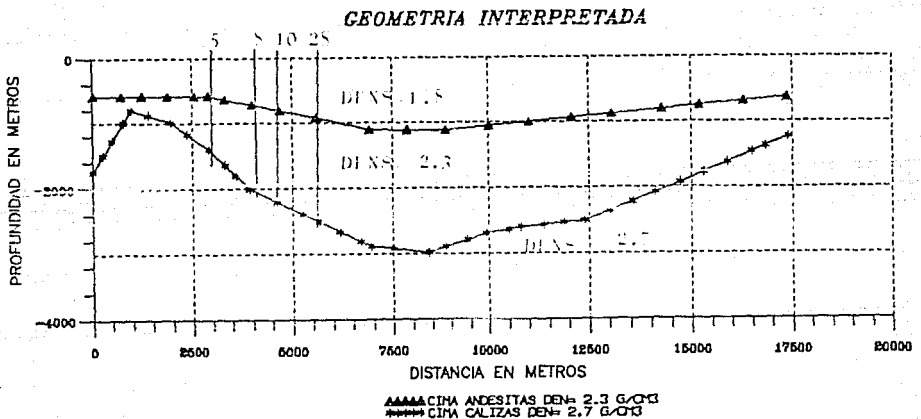
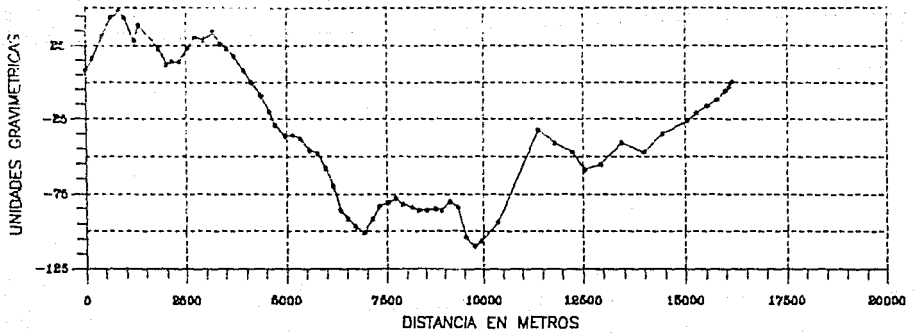
FIGURA 21. MEDIDADO BIDIMENSIONAL TIPO TAIWANI DE LA ZONA CENTRAL DE LA CALDERA (parte 2)



EFFECTO GRAVIMÉTRICO CALCULADO

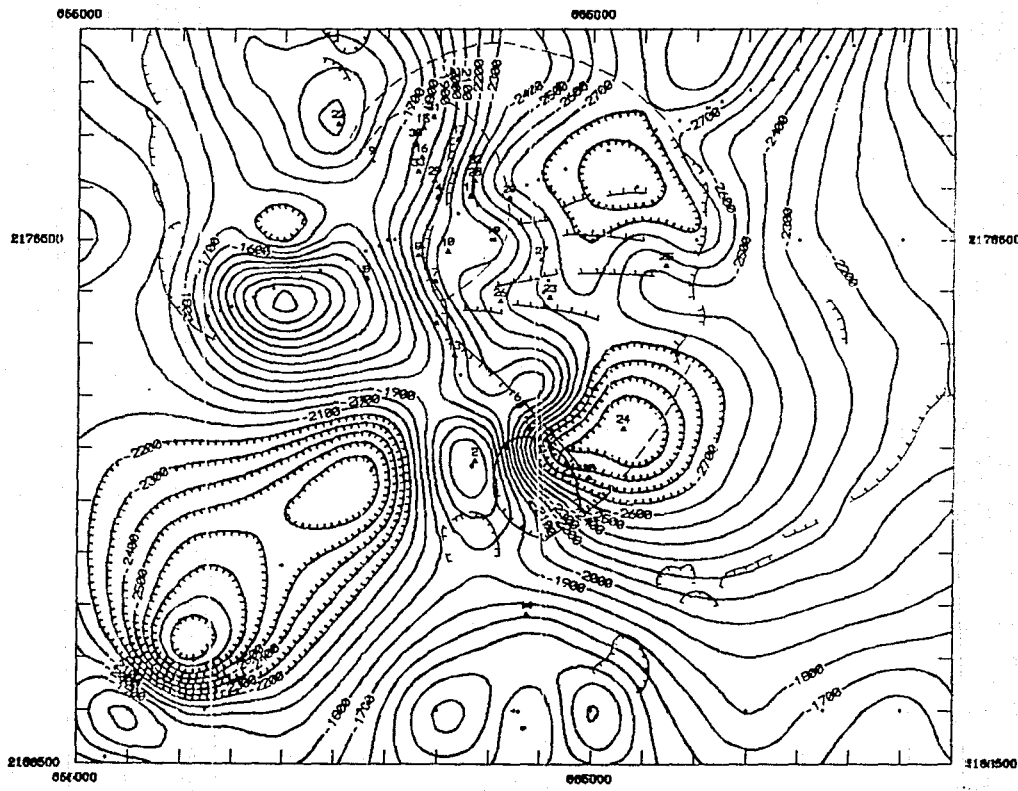
(por cuerpos)

FIGURA 21.- MODELADO BIDIMENSIONAL TIPO TALWANI DE LA ZONA CENTRAL DE LA CALDERA (parte 1)



DENSIDAD DE REFERENCIA DENS = 2.4 g/cm³
 (Se indica la ubicación de los pozos)

FIGURA 22.- CONFIGURACION TENTATIVA DEL BASAMENTO CALCAREO, ZONA CENTRAL



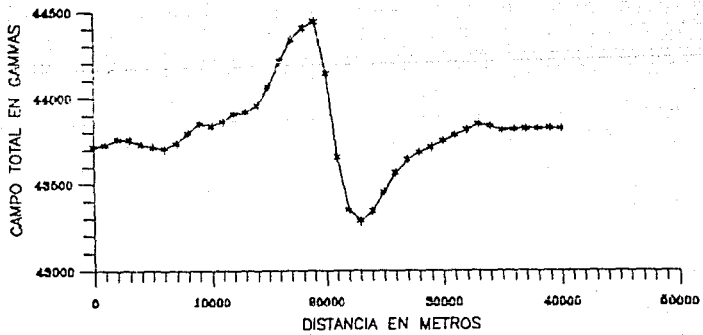
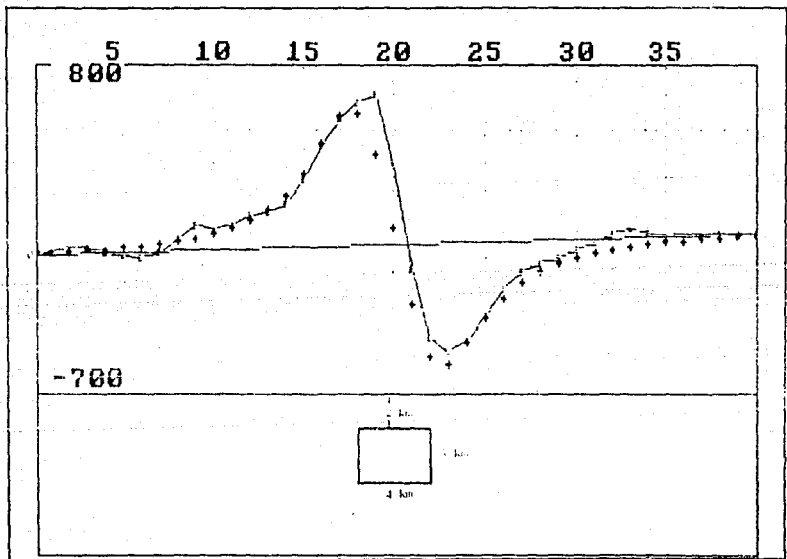


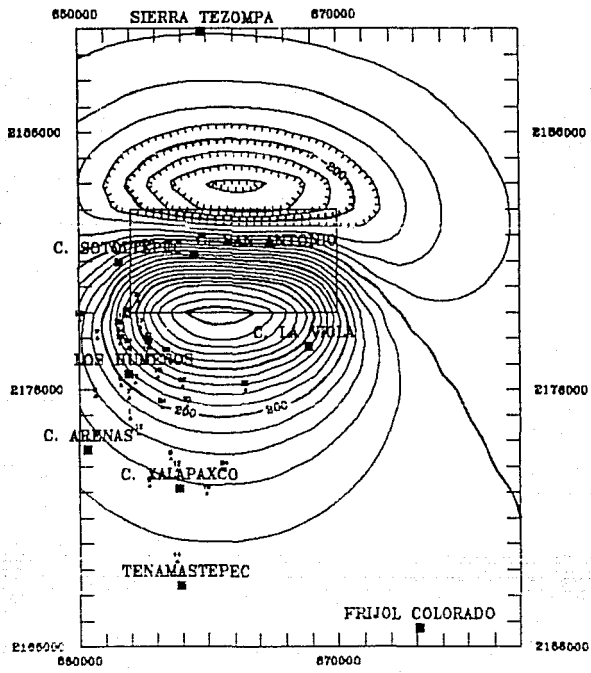
FIGURA 23.- MODELADO MAGNETICO BIDIMENSIONAL (PERFIL REGIONAL, CAMPO TOTAL)



PERFIL RESIDUAL Y CUERPO MAGNETICO INTERPRETADO CON SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA DE 0.01 cgs

FIGURA 23

FIGURA 24.- MODELADO MAGNETICO TRIDIMENSIONAL



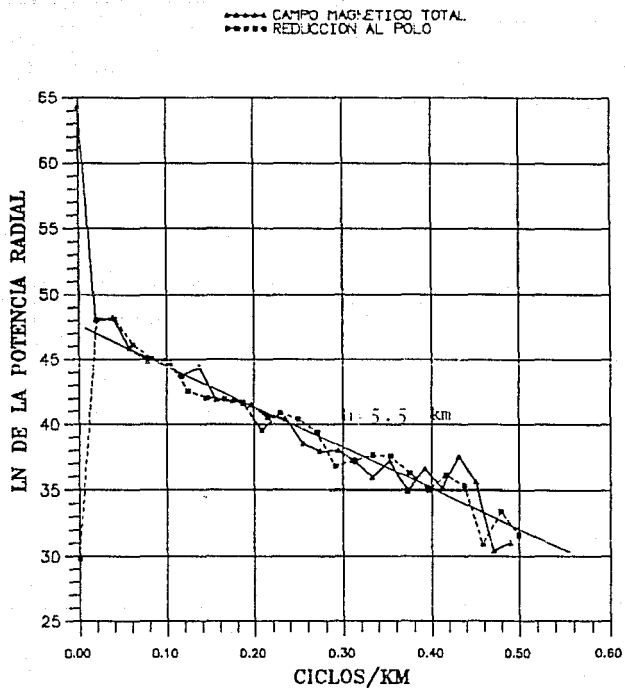
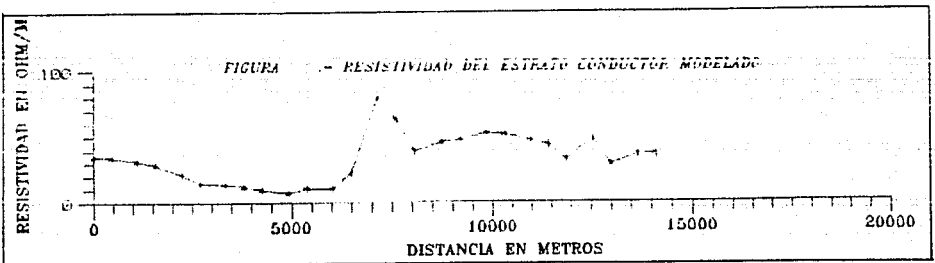
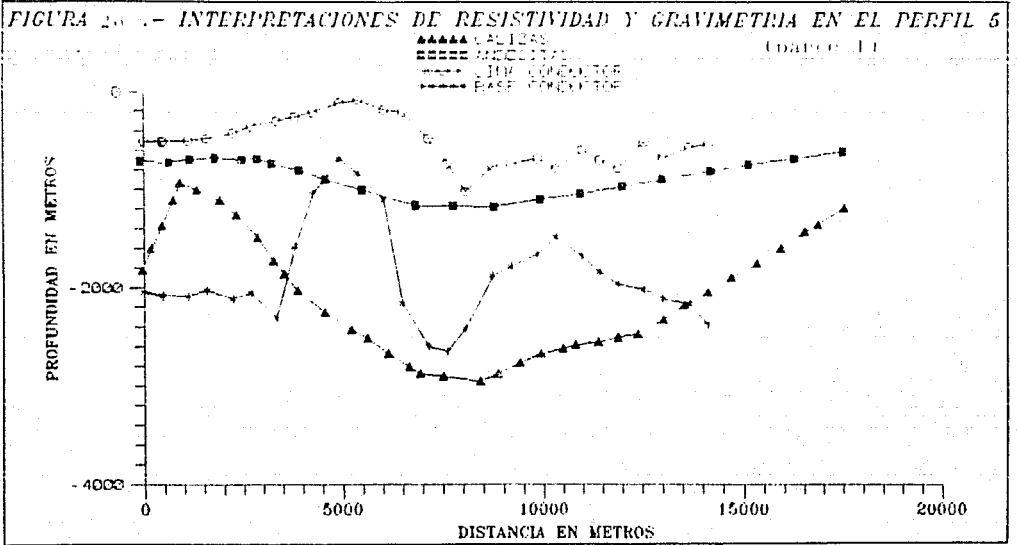


FIGURA 25.- LOGARITMO DE LA POTENCIA DEL PLANO DE CAMPO MAGNETICO TOTAL

FIGURA 20 (parte II)

DIAGRAMA ESQUEMATICO DEL SISTEMA GEOTERMICO



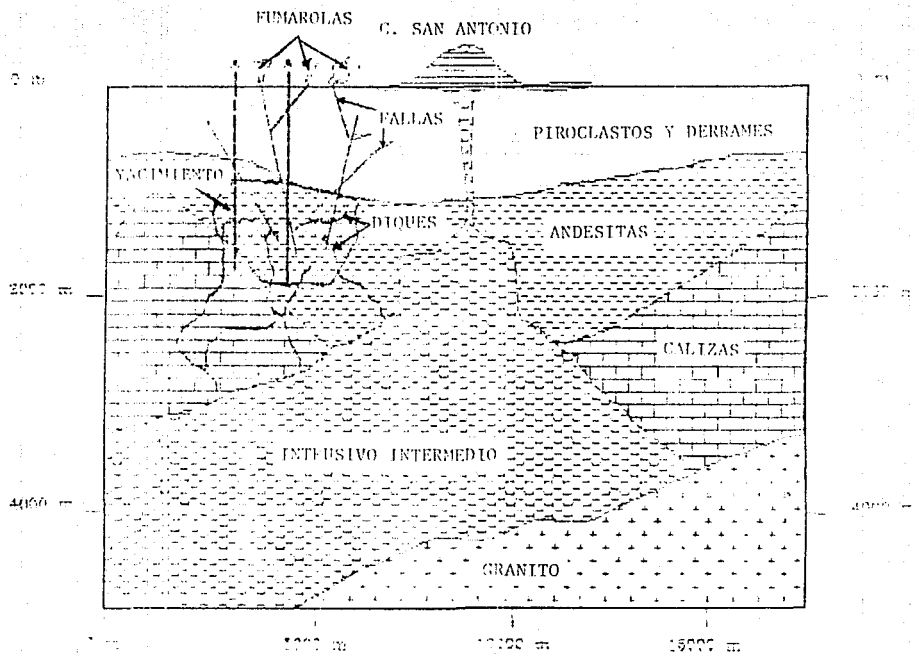


FIGURA 25.- DIAGRAMA ESQUEMATICO DEL SISTEMA GEOTERMICO