

01179



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

LOS PROGRAMA DE POSGRADO EN
EXPLORACION DE RECURSOS ENERGETICOS Y
DEL SUBSUELO DEPTI.

**Inversión de datos Gravimétricos y
Magnetométricos en 3-D, con aplicación a la
Cuenca Tampico-Misantla.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERIA.

P R E S E N T A:

MARCELINO MORENO LOPEZ

ASESOR

DR. RENE CHAVEZ SEGURA

Ciudad Universitaria

Mayo del 2000

279099



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS.

A mi eterno dios.

El cual me ha dado la oportunidad de seguir adelante.

“Todo lo puedo en Cristo que me fortalece” Filipenses (4:13)

A mis padres, los cuales siempre han sido para mí como los más grandes asesores en la vida.

A todos y cada uno de mis hermanos, con los que siempre nos hemos visto como unos grandes amigos.

A mi esposa Rocío e hijos con todo mi corazón, por los que siempre seguiré superándome:

Mara

Majaira

Ezequiel

A todo el personal de PEMEX que contribuyó en la realización de la presente tesis. Al Instituto Mexicano del Petróleo, por todo su apoyo que me brindó al otorgarme una beca para la realización del presente trabajo. A toda la Línea de Investigación en la Delimitación de Yacimientos, de la Subdirección de Exploración y Producción, por todas y cada una de las facilidades otorgadas. En especial al M en C. Ricardo Díaz Navarro y al M en C. Rodolfo Marines Campos por su gran estimación.

A los geólogos: Dr. Jorge Jacobo Albarrán y al Ing. Arturo Escamilla Herrera.

Al Instituto de Geofísica, de la manera más sincera al Dr. René Chávez Segura por la atención prestada en la dirección de la presente tesis y a la Dra. Elsa Leticia Flores Márquez.

*A los miembros del jurado:
M en C. Jorge A. Mendoza Amuchastegui y al M en C. Andres Tejero Andrade*

En especial a mis grandes compañeros de trabajo: al Ing. Felipe de Jesús Zamora Vega, M en C. Carlos Fco. Paredes Vargas, M en C. Eduardo Gonzalez, Ing Leopoldo Hernandez, A. al Ing. Alberto Rocha Legorreta (q.en p.d) y a todas las personas que de alguna manera contribuyeron con su esfuerzo para realizar este trabajo.

R E S U M E N

Los principales reservorios petroleros del país, se encuentran contenidos en las cuencas sedimentarias, las cuales en su mayoría están alojadas sobre toda la margen continental. Una de ellas de gran importancia, es la denominada Tampico-Misantla, en esta se presenta un cuerpo ígneo de grandes dimensiones denominado "Batolito del golfo" derivado de la apertura del golfo y siguiendo una dirección NW-SE, desde el distrito de Poza Rica hasta Tampico Tamaulipas. Con el análisis de los datos magnetométricos se le ha estimado una longitud de 220 km y con 40 km de espesor en promedio, el cual presenta condiciones petroleras favorables a nivel basamental, debido a que la intrusión originada por este cuerpo no cortó la carpeta sedimentaria y favoreció a la maduración de la materia orgánica. Se presenta un análisis detallado de esta estructura y del atolón Faja de Oro, mediante siete perfiles configurados con información de pozos y modelados mediante gravimetría y magnetometría, estimando profundidades de 3,000 metros que corresponden a la cima del batolito, el cual es más somero en la parte norte con 1,000 metros de profundidad y llegando hasta los 5,000 metros en la parte sur.

En lo que corresponde a la información geofísica, los mapas de intensidad magnética total y de anomalía de Bouguer, indican alineamientos con dirección NW-SE del denominado batolito del golfo y en menor proporción cuerpos aislados en la parte Oeste, con esta información se propusieron varios cuerpos de diferentes dimensiones y se modelaron bidimensionalmente, obteniendo mediante el ajuste de la anomalía observada con la calculada un modelo de basamento pseudotridimensional, para gravimetría y magnetometría.

Se utilizó además, el análisis del espectro de potencia radial de los mapas gravimétrico y magnético, en donde el rango de números de onda de 0.05625 a 0.0875 ciclos/km, coincide con las profundidades dadas por los pozos. Para el caso magnético, la interfase obtenida como basamento (?) mediante el análisis espectral se ubicó a 3.8 km, mientras que para gravimetría se determinó a 5 km. Lo cual nos indica que las profundidades reportadas por los pozos y la inversión magnetométrica corresponden a la cima del batolito y no a la cima del basamento como lo muestra gravimetría, por lo tanto las diferencia entre las profundidades de gravimetría con magnetometría indican un espesor de 900, 1500, 2100 metros en promedio del denominado batolito del golfo.

Uno de los planos de basamento fue el resultado del modelado de los siete perfiles, en donde se configuraron las profundidades obtenidas por el ajuste de las anomalías (observada y calculada) de los perfiles. Dicho mapa nos indica altos y bajos basamentales aislados que no describen las grandes dimensiones del batolito y las profundidades de 1,000 a 4,000 metros y que son atribuibles a la cima del batolito y no al basamento.

En lo que respecta a la aplicación del método de inversión a los datos potenciales, este se llevó a cabo sobre los residuales gravimétrico y magnetométrico en el dominio de Fourier. Dando como resultado la configuración de la cima del basamento para cada uno de ellos,

comparando los resultados obtenidos con los datos de pozos, existe coincidencia en la existencia de cuatro zonas con diferentes rasgos basamentales y con diferentes susceptibilidades magnéticas. La primera se presenta como un alto, la segunda como un bajo, la tercera un alto y la cuarta un bajo (talud), en donde estos altos alargados de dirección NE-SW pertenecen a la cima del batolito:

La primera zona es denominada como "Rocas ígneo-metamórficas Noroccidentales Precámbricas ", son rocas producto del metamorfismo regional de grado medio a alto. En donde el basamento se muestra en forma más homogénea, cuyas anomalías magnéticas se encuentran dispuestas siguiendo una orientación preferencial de rumbo NW-SE con los mínimos al W, SW y los máximos al centro, estos emigran hacia el este conforme aumenta la latitud, presentando profundidades de 3,800 a 3,900 metros. Se considera como una roca metamórfica regional de las rocas más antiguas

La segunda zona, "Rocas Intrusivas Centro Orientales del Jurásico temprano", las cuales han sido consideradas como rocas ígneas intrusivas (granitos y dioritas) de la parte central, denominadas también como troncos occidentales, con el denominado batolito, el cual tiene un espesor variable de 20 a 40 km. Su eje mayor tiene un rumbo NW-SE y un azimut de 340° con un pequeño quiebre a la altura de Poza Rica de 50 km con un azimut de 280°. Su profundidad más somera se determinó a los 2,750 metros, en tanto que para la parte sur se tiene una profundidad de 4,000 a 5,500 metros, pudiendo haber sido derivado de un magma básico que intrusionó a las rocas de la corteza continental a través de fallas transformes profundas.

La tercera zona corresponde a la parte central, es considerada como de "Rocas ígneo-metamórficas del Paleozoico Tardío", El mapa de Intensidad Magnética total presenta alineamientos en esta porción, que corresponden a un bajo basamental con profundidades de 2,500 a 5,000 metros siguiendo una orientación NW-SE, entre dos cuerpos altos en la misma dirección, que se ha denominado como zona de rocas metamórficas paleozoicas e ígneas (intrusivos pérmicos) de la parte central. Las rocas metamórficas se encuentran deformadas y metamorfizadas regionalmente, en donde se efectuó un emplazamiento de los cuerpos intrusivos en el pérmico y se continuó con una etapa de distensión a finales del paleozoico, Todas las rocas de esta zona se encuentran afectadas por el denominado batolito del golfo, las cuales reflejan el último evento térmico que afecto a las rocas de metamorfismo regional.

La cuarta zona se encuentra posterior al segundo flanco del arrecife, alojada hacia la parte del golfo, exactamente donde comienza la zona del talud, el cual inicia con profundidades del orden de los 3,000 metros y profundiza hacia el golfo hasta los 4,000-7,000 metros, en donde se tiene un basamento de tipo granítico y diorítico, con una amplia anomalía magnética y gravimétrica lineal, que sigue una dirección NW-SE.

CONTENIDO

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

1.1. Generalidades	1
1.2. Objetivo	1
1.3. Justificación	2
1.4. Metodología de Aplicación	2

CAPÍTULO II INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA Y MAGNETOMÉTRICA

2.1. Generalidades del método de inversión	3
2.2. Inversión de los campos potenciales	3
2.3. La no-unicidad del problema de inversión	5
2.4. Inversión gravimétrica y magnética	6
2.4.1. Efecto gravimétrico de una interfase irregular	6
2.4.2. Inversión gravimétrica iterativa	13
2.5. Inversión de datos magnéticos	15
2.5.1 Caso en que la magnetización es constante	17

CAPÍTULO III APLICACIÓN A LA CUENCA TAMPICO-MISANTLA

3.1. Localización del área	21
3.1.1. Marco geológico de la cuenca	21
3.1.2. Paleocanal de Chicontepec	22
3.1.3. Faja de Oro	23
3.1.4. Geología histórica del área	24
3.2. Pozos del área	27
3.3. Sísmica del área	29
3.3.1. Modelo estático de los yacimientos	31
3.4. Interpretación gravimétrica y magnética	33
3.4.1. Gravimetría	33
3.4.1.1 Integración gravimétrica	33
3.4.1.2. Procesamiento de los datos	35
3.4.2. Magnetometría.	36
3.4.2.1. Procesamiento magnetométrico	37
3.5. Estimación de profundidades del basamento.	39
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	44
BIBLIOGRAFÍA.	46

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades

Petróleos Mexicanos en conjunto con el Instituto Mexicano del Petróleo, ha llevado a cabo una constante investigación en las principales cuencas petroleras del país. Una de ellas y de gran importancia es la denominada Tampico-Misantla, la cual presenta especial interés, debido a que en ella está contenido el denominado Paleocanal de Chicontepec y el atolón Faja de Oro, los cuales contienen hidrocarburo explotable en forma comercial, por lo que se busca describir y entender el comportamiento de las zonas de extracción y producción desde el punto de vista basamental, para esto se han escrito diversos trabajos locales e investigado su relación con la columna sedimentaria, como es el de Quezadas, en 1961 realizó estudios petrográficos de las rocas que tocaron basamento, dando una edad basamental como permo-triásica y diferencia los tipos de rocas, obteniendo profundidades de 1,000 en los límites de la cuenca y de 3,000 para la parte central.

El conocimiento de la distribución y morfología del basamento, nos permite establecer un marco geológico que sirva para orientar los trabajos de perforación y exploración. En el modelado de esta interfase, los campos potenciales (gravimétrico y magnetométrico) juegan un papel importante, debido a que con ellos se pueden estimar profundidades mayores a 3 ó 4 km y distribución de los cuerpos, utilizando el método de inversión. En comparación con el método sísmico, este no alcanza a describir las estructuras a estas profundidades, debido a que se pierde la energía de la señal.

Los primeros trabajos sobre este mapeado fueron desarrollados por Peters (1949), el cual propone una combinación del método de continuación hacia abajo y el principio del estrato equivalente, aprovechando la relación existente entre el campo observado y el relieve de la interfase para describir la profundidad de la interfase.

Pilkington y Crossley (1986) determinan en forma iterativa el efecto magnetométrico de una interfase, cuya forma topográfica está dada por la función $h(r)$ y un nivel de referencia $z=0$, la cual aproximan mediante armónicos y utilizan la transformada de Fourier para hacer más rápida la convergencia del algoritmo. Este método se describirá con mayor detalle más adelante.

1.2 Objetivo

El objetivo del presente trabajo es la aplicación de la técnica de inversión desarrollada por Pilkington y Crossley a los campos potenciales de la parte sur de la cuenca Tampico-Misantla y mediante el análisis del espectro de potencia radial de los mapas gravimétrico y magnetométrico, obtener la profundidad promedio en base a la selección de un rango de números de onda, restringiendo la solución con la información de 48 pozos y 10 líneas

sísmicas, para llegar a generar modelos y configurar las profundidades a la cima del batolito y del basamento. Esto incluye la integración de 8 prospectos gravimétricos (referidos al nivel del mar) y 6 magnetométricos (continuados a 2,100 m) que conforman el área de estudio.

1.3. Justificación

Actualmente en varias partes del mundo se tienen yacimientos que se están explotando a nivel basamental, teniendo buenos resultados, por ejemplo:

En la cuenca de Maracaibo en Venezuela, el campo La Pez, se tiene una producción de 3,600 a 11,500 barriles diarios en un basamento ígneo y metamórfico. En Libia se explota el campo Augilio, en la U.R.S.S. tenemos el campo Shaim etc. Todos ellos presentan condiciones térmicas de cuerpos ígneos que maduraron la materia orgánica.

Con la aplicación del método de inversión, se busca obtener de una manera más rápida y eficaz resultados acordes a la realidad geológica, realizando para esto el manejo de los datos de campo con computadoras de alta velocidad y mediante la solución de algoritmos que nos llevan a una aproximación de la interfase basamental, mediante armónicos.

1.4. Metodología de Aplicación

El tratamiento del problema de inversión de los campos potenciales se describe en los siguientes capítulos. En el capítulo dos, se presentan los fundamentos teóricos en los que se basa el método de inversión y los aspectos que se deben considerar, como es la ambigüedad en los datos. Realizando el tratamiento del problema directo y de inversión gravimétrica y magnetométrica del efecto de una interfase armónica con densidad y magnetización constante y se llegan a obtener las ecuaciones que estiman iterativamente la solución del problema, indicando algunas restricciones del método.

Finalmente en el capítulo tres, se realiza la aplicación del método de inversión con la introducción de una interfase armónica definida en un espacio limitado por la información geológica y geofísica, donde $Z_0=0$ y $Z=3$ km, que corresponden al nivel de observación y a la profundidad promedio proporcionada por los datos de pozo que tocaron basamento.

Adicional a lo anterior se configuraron estructuralmente siete perfiles denominados como R-I, RI-I', RII-II', RIII-III', R-IV, R-VI y R-VIII, cada perfil en su trayectoria toca diferentes pozos, para correlacionar las formaciones del área estructuralmente, en donde se presentan altos y bajos basamentales en promedio de 3,000 metros que corresponde a la cima del batolito. Se describen las unidades que contiene la cuenca y se hace una breve descripción de su historia geológica, proponiendo un modelo de desarrollo estático de los yacimientos, para explicar el porqué los campos productores se encuentran en altos mediante cuatro etapas. Finalmente se configuran las profundidades obtenidas por el modelado, la inversión y los datos de pozos.

Por último, se presentan las conclusiones y recomendaciones en la aplicación del método de inversión.

CAPÍTULO II

FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LA INVERSIÓN

2.1. Generalidades del método de inversión.

Mucho de lo que se conoce de la corteza terrestre está basado en la interpretación de las mediciones geofísicas efectuadas en la superficie terrestre, en tanto que el análisis de esta información ha tenido grandes avances, debido a que en el manejo de datos de campo se emplean computadoras de alta velocidad y algoritmos matemáticos más eficientes.

Una de las técnicas más recientes en la interpretación de los datos geofísicos es el denominado método de inversión. El procedimiento general de este método consiste en la determinación de los parámetros del subsuelo a partir de las mediciones de campo, de una manera más rápida y eficaz, acorde a la realidad geológica.

2.2. Inversión de los campos potenciales.

Como se sabe el cálculo del comportamiento de un modelo es la solución del problema directo, sin embargo en la teoría del problema inverso; el objetivo principal es determinar los parámetros del modelo, como son la profundidad, la magnetización y la densidad a partir del problema directo, entonces necesitamos escoger un conjunto de datos iniciales de un modelo y posteriormente modificarlos iterativamente en el modelo hasta obtener un error mínimo en el ajuste de las curvas observada y calculadas, siempre y cuando se consideren los datos geológicos y geofísicos en la solución. La secuencia de la solución del problema de inversión es el siguiente:

- a.- Establecer una base de datos gravimétricos y magnetométricos a partir de mediciones obtenidas en el campo.*
- b.- Establecer los parámetros iniciales del modelo que se supone produce la respuesta de los datos observados, de acuerdo con la información geológica y geofísica disponible.*
- c.- Calcular la curva sintética empleando los parámetros propuestos y observar las diferencias entre la curva observada y la calculada.*
- d.- Revisar el error entre los valores de la curva observada y calculada.*
- e.- Emplear la diferencia obtenida para modificar nuevamente el modelo inicial propuesto.*
- f.- Iterar hasta encontrar el mínimo error cuadrático medio entre las curvas observada y calculada.*

En gravimetría, el objetivo principal es el de obtener valores de densidad y espesores (profundidad) de las estructuras de un complejo geológico a partir de las observaciones de aceleración del campo gravimétrico terrestre.

En magnetometría, se tiene como objetivo el calcular los espesores (profundidad) y valores de susceptibilidad de las rocas magnéticas a partir de datos observados.

La mayoría de los problemas de inversión lineal en geofísica están relacionados con los datos a través de una transformación de la siguiente forma:

$$h(x) = \int_l G(x,y) m(y) dy ,$$

*Donde: m = es una función desconocida (o modelo) que deseamos encontrar,
G = es el kernel que se emplea para generar la respuesta geofísica.
l = es la trayectoria de integración.*

e(x) son las observaciones

La función utilizada en el presente trabajo para G es la transformada de Fourier:

$$G(x,y) = e^{2\pi ixy} \quad -\infty < y < \infty ,$$

La cual esta compuesta de funciones armónicas, representada por la función exponencial

Lo que se pretende es optimizar un modelo geológico propuesto (figura II.1), para justificar la anomalía observada, mediante un proceso iterativo de corrección de los parámetros que lo constituyen. Esta corrección tiende a minimizar las diferencias existentes entre las anomalías observada y calculada, Matemáticamente tenemos que para el modelado directo:

$$Y = T(x) , \dots\dots\dots(2.1)$$

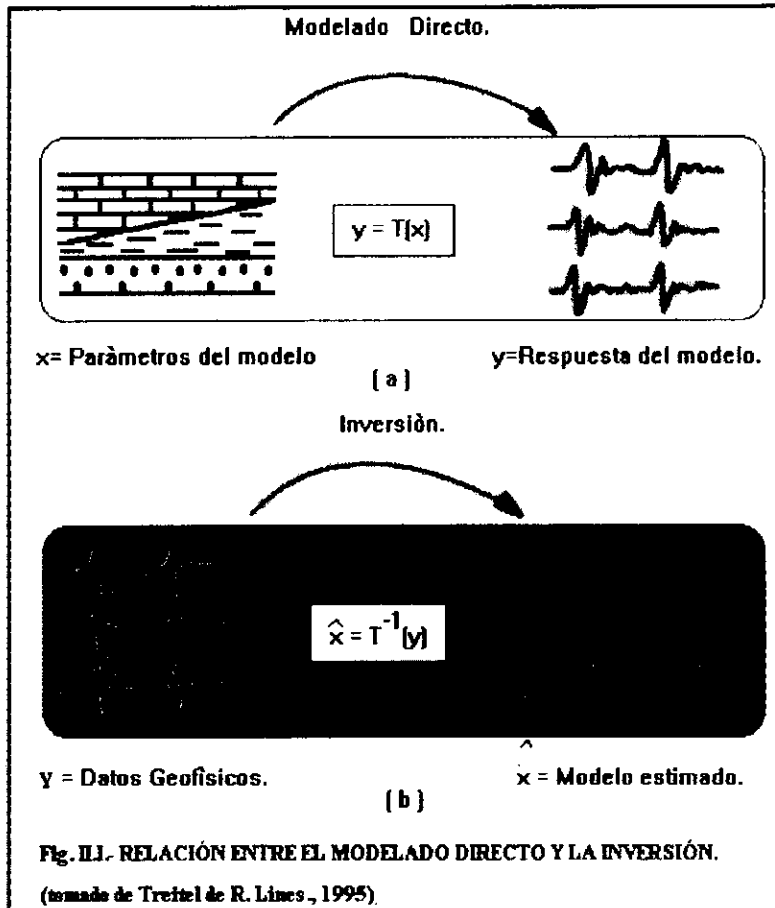
siendo:

*Y = vector de datos de la respuesta geológica del modelo.
x = es el vector de parámetros del modelo.
T = es la transformación que describe el proceso físico.*

En el caso de la inversión tenemos:

$$\bar{x} = T^{-1}(Y), \quad (2.2)$$

donde:



\bar{x} = El vector de parámetros del modelo topográfico estimado.

Y = El vector de datos de la anomalía observada.

T^{-1} = Es la transformación inversa de los datos.

En problemas de inversión, se deben considerar varios aspectos asociados con el modelo:

a.-) *Existencia.* El modelo debe tener aproximaciones que lo justifiquen, esto se logra al idealizar una estratificación horizontal, con las observaciones hechas sobre un plano ortogonal magnético con ejes E_x , B y Z vertical. Si el medio es isótropo es condición suficiente para la existencia del modelo de inversión.

b.-) *Unicidad.* Se busca que la solución del problema sea única, para un conjunto de datos, lo cual no se puede garantizar en problemas de inversión (por lo que nos ayudamos con la información geológica y geofísica existente).

c.-) *Estabilidad.* Un problema es estable si la solución depende únicamente de los datos, pero si la solución está confinada a las altas frecuencias, esto indica inestabilidad en el proceso, en el presente trabajo se ha seleccionado el rango de números de onda que está asociado a la profundidad de interés, sin llegar a la zona de las altas frecuencias. Se ha utilizado además la transformada de Fourier, la cual es estable ya que su inversa es única.

2.3 La no-unicidad en el problema de inversión

En problemas de inversión gravimétrica y magnetométrica, se tienen varias incógnitas, como son la densidad, la susceptibilidad y la profundidad a las fuentes del modelo. Dado un conjunto de estos parámetros, notamos que existe una gran variedad de soluciones, entonces es necesario evaluar y analizar las soluciones posibles, mediante la información geológica y geofísica existente. En el presente problema se ha eliminado parte de esta ambigüedad al conocer uno de los parámetros del modelo geológico como es la profundidad de la interface promedio (3,000 m) y se ha utilizado la interpretación de los datos sísmicos y los datos de pozos, los cuales restringen los posibles modelos.

Para el caso de magnetometría, la ambigüedad surge de la relación existente entre la profundidad de la interface promedio Z_0 y la magnetización (J). En donde para cada valor de Z_0 , existe una gran variedad de magnetizaciones que satisfacen las observaciones cuando los datos son invertidos. Si la profundidad de la interface Z_0 es conocida (3,000 m), se puede aplicar un método de ensayo y error para determinar la magnetización J , este aspecto se solucionó al considerar en el modelado que el paquete sedimentario no posee magnetización, siendo el basamento el único que contribuye en la magnetización del área.

2.4 Inversión gravimétrica

En la interpretación gravimétrica de una cuenca sedimentaria, se considera como característica principal, la existencia de anomalías negativas, debido a la baja densidad de los sedimentos comparados con las rocas del basamento. Si se cuenta con datos de pozos para reconocer las formaciones y sus densidades, el parámetro por determinar es entonces la profundidad del relieve topográfico de la interfase basamento-sedimentos, por lo que el cálculo de la geometría de la cuenca es un problema de inversión.

El algoritmo propuesto para resolver este problema, está basado en una aproximación en expansión de series armónicas, donde la evaluación de cada una es calculada eficientemente por una transformada rápida de Fourier. El algoritmo es iterativo que describe la solución inversa en términos del relieve del basamento, mostrando que la solución es única después del truncamiento de los componentes de alta frecuencia (Granser 1987) y la precisión gravimétrica calculada esta dada por el contraste de densidad entre los sedimentos, el basamento y la selección del intervalo de números de onda.

2.4.1 Efecto gravimétrico de una interfase irregular

La componente vertical de la atracción gravimétrica para todo punto con coordenadas (x,y,z) debida a un cuerpo que ocupa un volumen, esta dada por la ley de gravitación universal de Newton como:

$$a(x,y,z) = G \iiint_V \frac{\rho(x',y',z')(z-z')}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2]^{3/2}} dx' dy' dz' \quad , \quad \dots(2.3)$$

Donde : G - constante de gravitación universal ($6.673 \times 10^{-11} \text{ kgs}^2/\text{m}^3$)
 $\rho(x',y',z')$ es el contraste de densidad (coordenada s de cuerpo)

Para el caso bidimensional (figura (a)), se considera que el cuerpo se extiende hasta el infinito en la dirección $-y$, entonces el perfil coincide con la dirección $(x'-x)$, entonces la ecuación anterior nos queda como:

$$a(x) = 2G \iint \frac{\rho(x',y')z' dx' dz'}{(x-x')^2 + z^2} \quad , \quad \dots\dots\dots(2.4)$$

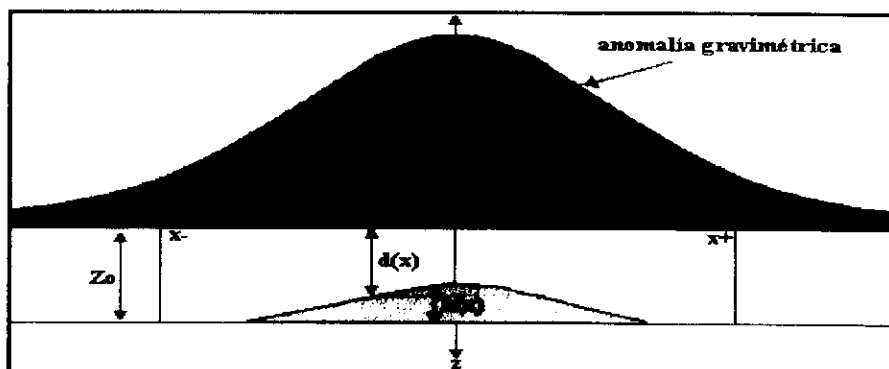


Figura "a" Perfil topográfico y gravimétrico

Debido a que el perfil gravimétrico tiene longitud finita, con esto se evitan problemas de convergencia en la solución. Si hacemos la suposición de que el espesor de la masa anómala se encuentra definida entre $(-x, +x)$ y nulo fuera de la región. Si consideramos la base de la formación definida por una profundidad constante Z_0 y que su cima variable con la distancia x , la podemos definir por una función $d(x)$, dejando además la densidad como constante tenemos:

$$a(x) = 2G\rho \int_{-x}^{+x} dx' \int_{d(x')}^{z_0} \frac{z' dz'}{(x-x')^2 + z'^2} , \quad \dots\dots\dots(2.5)$$

Realizando la integración con respecto a z se tiene:

$$\int_{d(x')}^{z_0} \frac{z' dz'}{(x-x')^2 + z'^2} = \frac{1}{2} \ln[(x-x')^2 + z'^2] \Big|_{d(x')}^{z_0} = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{(x-x')^2 + Z_0^2}{(x-x')^2 + d(x')^2} \right]$$

Sustituyendo esta última ecuación en (2.5):

$$a(x) = G\rho \int_{-x}^{+x} dx' \ln \frac{(x-x')^2 + Z_0^2}{(x-x')^2 + d(x')^2} , \quad \dots\dots\dots(2.6)$$

Si definimos a $h(x') = Z_0 - d(x')$, y lo sustituimos en la ecuación (2.6) nos quedará:

$$a(x) = G\rho \int_{-x}^{+x} dx' \ln \frac{(x-x')^2 + Z_0^2}{(x-x')^2 + [Z_0 - h(x')]^2} \cong -G\rho \int_{-x}^{+x} dx' \ln \left[1 - \frac{2Z_0 h(x')}{(x-x')^2 + Z_0^2} \right]$$

Siempre y cuando $h(x') \ll Z_0$

Desarrollando la integral en una serie de Taylor y conservando los términos lineales en $h(x')$, se tiene:

$$a(x) = 2G\rho \int_{-x}^{+x} \frac{h(x') dx'}{(x-x')^2 + Z_0^2} , \quad \dots\dots\dots(2.8)$$

Esta es una integral de convolución (de sistemas lineales). De acuerdo con esta teoría, el proceso de convolución en el dominio espacial es equivalente a una multiplicación de funciones en el dominio de las frecuencias. Por esta razón se aplicará de la transformada de Fourier. si la transformada unidimensional de una función $h(x)$ se define como:

$$H(k) = \int_{-\infty}^{\infty} h(x) e^{-ikx} dx , \quad \dots\dots\dots(2.9).$$

Si aplicamos la transformada de Fourier a la ecuación (2.8) obtenemos:

$$\mathfrak{F}[a(x)] = 2G\rho Z_0 \cdot \mathfrak{F}[h(x)] \cdot \mathfrak{F}\left[\frac{1}{x^2 + Z_0^2}\right] \quad , \quad \dots\dots\dots(2.10)$$

Realizando una sustitución de términos como sigue:

$$\mathfrak{F}[a(x)] = A(k)$$

$$\mathfrak{F}[h(x)] = H(k)$$

$$\mathfrak{F}\left[\frac{1}{(x^2 + Z_0^2)}\right] = S(k)$$

Sustituyéndolas en la ecuación (2.10) tenemos una expresión simplificada:

$$A(k) = 2G\rho Z_0 \cdot H(k) \cdot S(k) \quad , \quad \dots\dots\dots(2.11)$$

Realizando la evaluación $S(k)$.

$$S(k) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{x^2 + Z_0^2} e^{-ikx} dx$$

Dado que el argumento de la integral es una función par, entonces la podemos expresar como:

$$S(k) = 2 \int_0^{\infty} \frac{1}{x^2 + Z_0^2} \cdot \cos kx \cdot dx = \frac{\pi}{Z_0} e^{-|k|Z_0} \quad , \quad \dots\dots\dots(2.12)$$

Sustituyendo el resultado anterior en la ecuación (2.11) obtenemos la siguiente ecuación:

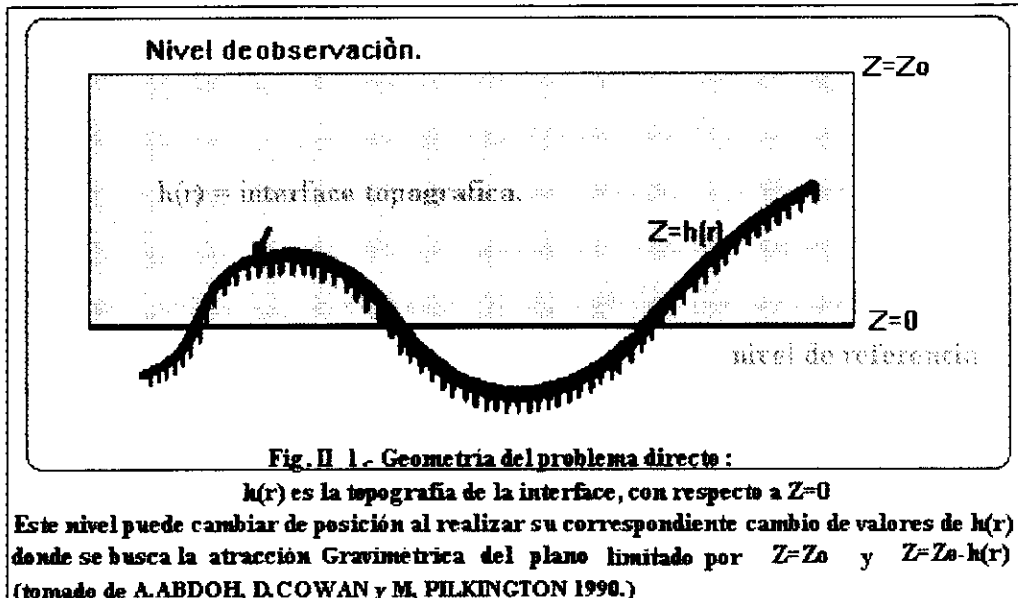
$$A(k) = 2\pi G\rho \cdot e^{-|k|Z_0} H(k) \quad , \quad \dots\dots\dots(2.13)$$

Parker (1973) desarrolla un algoritmo para determinar la anomalía gravimétrica provocada por una capa de material no plana, utilizando una serie de transformadas de Fourier, en donde establece un sistema de ejes Cartesianos, en donde el vector Z es positivo hacia abajo y trata el problema en dos dimensiones, haciendo uso de la transformada de Fourier de una función $f(r)$ simétrica, como:

$$\mathfrak{F}[f(r)] = \int_s ds f(r) e^{ik \cdot r} \quad , \quad \dots\dots\dots(2.14)$$

en donde: $s =$ se considera como todo el plano x-y.
 $k =$ es el vector de onda de la función transformada.

Entonces la atracción gravitacional de una capa de material, cuyo límite inferior es el plano $z=0$ y límite superior definido por la ecuación $z=h(\bar{r})$, que para efectos de convergencia en la solución, se considera que el estrato se encuentra confinado en un dominio finito D , por ejemplo $h(r) = 0$ si $|r| > R$, la razón de esto es que para situaciones prácticas podemos modelar sólo un área de terreno finito e integrable. Ambas razones son válidas para un modelo razonable de topografía, figura (II.1).



Tenemos que el potencial gravitacional en una posición r_0 (Parker, 1973) debido al efecto que produce una capa es:

$$U(r_0) = G\rho \int_V \frac{dV}{|r_0-r|}, \quad \dots\dots\dots(2.15)$$

separando la integral de volumen:

$$U(r_0)=G\rho \int_D dS \int_0^{h(r)} \frac{dz}{|r_0-r|},$$

donde:

- G = constante de gravitación universal.
- ρ = Es el contraste de densidad.

Debido a que los puntos de observación están confinados sobre el plano $Z=Z_0$, este está situado por encima de la topografía, entonces U únicamente depende de r_0 y la transformada de Fourier de (2.15) nos queda:

$$\mathfrak{S}[U(r_0)] = \int_x U(r_0) \exp^{(ik \cdot r_0)} dS_0,$$

$$\mathfrak{S}[U(r_0)] = G\rho \int_x dS_0 \int_D dS \exp^{(ik \cdot r_0)} \int_0^{h(r)} \frac{dz}{|r_0 - r|}, \dots\dots\dots(2.16)$$

ordenando términos:

$$\mathfrak{S}[U(\bar{r}_0)] = G\rho \int_D dS \int_0^{h(r)} dz \int_x dS_0 \exp^{(ik \cdot r_0)} \frac{1}{|r_0 - r|}, \dots\dots\dots(2.17)$$

La última integral es una transformada de Hankel, la cual se puede resolver utilizando coordenadas polares (del libro de Bracewell, 1965 pp. 244-249) nos queda:

$$\int_x e^{(ik \cdot r_0)} dS_0 / |r_0 - r| = \int_x e^{(ik \cdot r_0)} dS_0 / [(x_0 - x)^2 + (y_0 - y)^2 + (z_0 - z)^2]^{\frac{1}{2}},$$

Si definimos a.

$$[(x_0 - x)^2 + (y_0 - y)^2 + (z_0 - z)^2] = r^2 + a^2,$$

resulta la ecuación anterior como:

$$\int_x dS_0 e^{(ik \cdot r_0)} / |r_0 - r| = \int_x \frac{1}{(r^2 + a^2)^{\frac{1}{2}}} \exp^{(ik \cdot r_0)} dS_0,$$

si consideramos las siguientes relaciones reciprocas de la transformada de Hankel:

$$F(q) = 2\pi \int_0^\infty f(r) J_0(2\pi qr) r dr,$$

$$f(r) = 2\pi \int_0^\infty F(q) J_0(2\pi qr) q dq,$$

Utilizando ahora las relaciones de la transformada $f(r) = F(q)$ (Bracewell, 1965):

$$\frac{1}{(a^2 + r^2)^{\frac{1}{2}}} \longleftrightarrow \exp(-2\pi a q) / q,$$

$$a = (Z_0 - Z), \dots\dots\dots q = |k|$$

Por lo tanto la integral en desarrollo nos queda como sigue:

$$\int_x dS_0 e^{(ik \cdot r_0)} / |r_0 - r| = \frac{2\pi}{|k|} \exp(-|k|(Z_0 - Z)) \exp(ik \cdot r),$$

Este resultado lo sustituimos en la ecuación (2.17) y obtenemos:

$$\int_x dS_0 \frac{e^{(ik \cdot r_0)}}{|r_0 - r|} = \frac{2\pi}{|k|} \exp((ik \cdot r) - |k|(Z_0 - Z)),$$

$$\mathfrak{S}[U(r_0)] = G\rho \int_D dS \int_0^{h(r)} dz \left\{ 2\pi \exp^{(ik \cdot r - |k|(z_0 - z))} \right\} \frac{1}{|k|}, \dots\dots\dots(2.18)$$

realizando la integral con respecto a Z se tiene:

$$\frac{2\pi}{|k|} \int_0^{h(r)} \exp(ik \cdot r) \exp(-|k|(Z_0 - Z)) dz = \frac{2\pi}{|k|} \exp(ik \cdot r) \int_0^{h(r)} \exp(-|k|(Z_0 - Z)) dz,$$

$$= \frac{2\pi}{|k|} \exp(ik \cdot r) \left[\frac{\exp(-|k|(Z_0 - Z))}{-|k|} \right]_0^{h(r)}, \quad = \frac{2\pi}{|k|^2} [\exp(-|k|(Z_0 - h(r))) - \exp(|k|Z_0)],$$

$$= 2\pi \exp(ik \cdot r - |k|Z_0) (\exp(|k|h(r)) - 1),$$

sustituyendo la igualdad en la ecuación (2.18) se tiene:

$$\mathfrak{S}[U(r_0)] = 2\pi G\rho \int_D dS \exp^{(ik \cdot r - |k|z_0)} \left\{ \exp[|k|h(r)] - 1 \right\} \frac{1}{|k|^2}, \dots\dots\dots(2.19)$$

Como la ecuación anterior no es una transformada de Fourier, necesitamos expandir la segunda función exponencial en series de Taylor y reorganizando la suma y la integración se tiene:

$$\mathfrak{S}[U(r_0)] = 2\pi G\rho \exp^{(-|k|z_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-2}}{n!} \mathfrak{S}[h^n(r)], \dots\dots\dots(2.20)$$

La cual es una sumatoria de transformadas de Fourier y representa la atracción vertical del material de la capa.

Debido a que la corrección por terreno es de hecho la atracción vertical del material y no el potencial. El potencial lo podemos encontrar como:

$$U(r_0) = \frac{1}{4\pi^2} \int dk^2 U(k) \exp(-|k|z \cdot r_0 - ik \cdot r_0), \dots\dots\dots(2.21)$$

recordando que la atracción vertical Δg (campo gravimétrico), esta dada por la definición de potencial como:

$$\Delta g = + \frac{\partial U}{\partial z},$$

la cual podemos transformar al dominio de las frecuencias como sigue:

$$\mathfrak{S}[\Delta g] = -|k| \mathfrak{S}[U]$$

Este resultado es aplicado a la ecuación (2.21), para obtener el potencial gravitacional debido a un estrato que presenta un contraste de densidad constante y que esta limitado en la parte inferior con el plano $Z=0$ y por la parte superior con la superficie $Z = h(r)$, para una posición r_0 , se tiene:

$$\mathfrak{S}[\Delta g] = -2\pi G \rho \exp^{(-|k|z_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} \mathfrak{S}[h^n(r)] \dots \dots \dots (2.22)$$

En donde:

- K = Es el vector de los números de onda.
- $\mathfrak{S}[\]$ = Es la transformada de Fourier.
- Z_0 = Es la altura del nivel de referencia.
- Δg = Es la anomalía gravimétrica en el dominio de las frecuencias
- G = constante de gravitación universal.
- h = es la profundidad de la interfase.
- ρ = contraste de densidad

Se puede generalizar (2.22) al incluir el caso en que el límite inferior de la capa no es plano y es descrito por $z = g(r)$. Permitiendo variar la densidad con respecto a r como:

$$\mathfrak{S}[\Delta g] = -2\pi G \exp^{(-|k|z_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} \mathfrak{S}[\rho(r) \{h^n(r) - g^n(r)\}] \dots \dots \dots (2.23)$$

y la extensión a varias capas es:

$$\mathfrak{S}[\Delta g] = -\frac{2\pi G \rho}{k} \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^n e^{(-|k|z_0)}}{n!} \cdot \mathfrak{S}[h^n] \dots = -\frac{2\pi G \rho}{k} \cdot S \dots \dots \dots (2.24)$$

Recordando la ecuación (2.13), podemos deducir la ecuación que nos da la topografía que provoca una anomalía gravimétrica, con solo despejar obtenemos que:

$$H(k) = \frac{1}{2\pi G \rho} e^{|k|z_0} A(k),$$

Existen dificultades en la ecuación anterior para efectos de convergencia debido a la presencia del término

$$A(k)e^{k|z_0}$$

El cual es el término utilizado para el proceso de continuación descendente a una distancia z_0 , lo cual produce altas frecuencias que se asocian con ruido en los datos, esto trae la necesidad de la aplicación de un filtro de suavizamiento a los datos observados antes del proceso de inversión.

2.4.2 Inversión gravimétrica iterativa

Parker (1973), muestra la convergencia de la serie (2.22) al colocar el nivel de referencia en $z = 0$ como el valor topográfico promedio de $h(r)$. Pilkington y Crossley (1986) indican que la forma linealizada de (2.22) se obtiene con el primer término de la serie (en el dominio del espacio):

$$g(r) = \mathfrak{F}^{-1} \left\{ 2\pi G\rho \cdot e^{-|k|z_0} \mathfrak{F}h(r) \right\} \quad , \quad (2.26)$$

Por propiedades de la transformada de Fourier, la ecuación anterior puede ser expresada como un vector de valores discretos:

$$g(r) = \{E^*TE\}h(r) \quad , \quad (2.27)$$

en donde:

$h(r)$ = Es la forma topográfica de primer orden.

E, E^* = Son las matrices de eigenvectores directa e inversa de Fourier.

T = Es una matriz diagonal con elementos:

$$t_i = -2\pi G\rho \cdot e^{-|k|z_0} \quad , \quad (2.28)$$

$g(r)$ = Es el campo gravimétrico observado.

El problema de inversión topográfica es resuelto, usando un esquema iterativo de la forma:

$$h_{n+1} = h_n + E^*T^{-1}E (g_{obs.} - g_{calc.}) \quad , \quad (2.29)$$

$$x_{n+1} = x_n + E^*T^{-1}E (g_{obs.} - g_{calc.})$$

donde:

$g_{obs.}$ = Es la gravedad observada.

$g_{calc.}$ = Es la gravedad calculada del modelo topográfico.

*La ecuación (2.29) requiere de una estimación inicial topográfica h_0 , en particular hacemos $h_0 = 0$. Contrario a los métodos de inversión tradicionales, (2.29) utiliza una constante inversa ($E^*T^{-1}E$) en todo el proceso iterativo, en donde la estabilidad depende de la magnitud de la matriz de eigenvalores T^{-1} . Los eigenvalores pequeños corresponden a largos números de onda que causan inestabilidad en la solución, para resolver este problema se ha utilizado el análisis espectral, en donde se seleccionó un rango de números de onda lejos del ruido.*

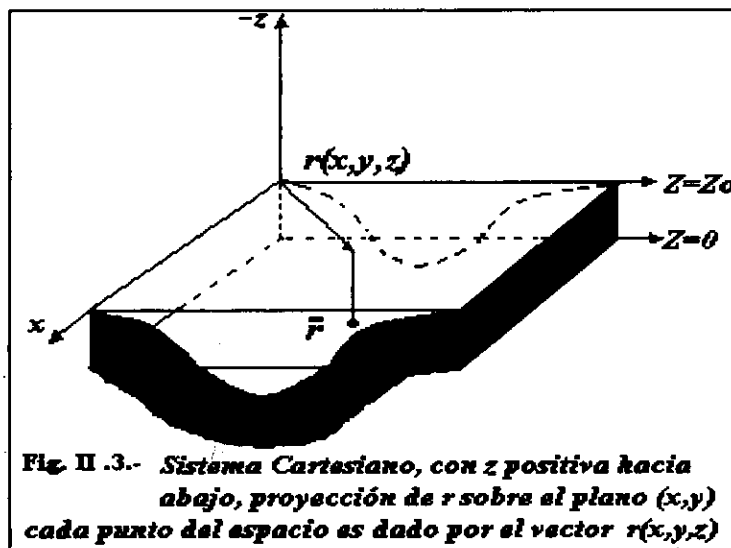
Para el caso de los datos magnéticos:

Un problema que siempre ha existido al interpretar los datos magnéticos, es el mapeo de la interfase del basamento magnético, debido a que existe traslape espectral en los campos a diferentes profundidades. En el problema se requiere separar los efectos regionales de los residuales, lamentablemente no es posible una separación perfecta. Esta condición trae consigo, la división del campo dentro de longitudes de onda corta y larga, separando e interpretando cada una independientemente (método de Spector y Parker, 1979). Para evitar esto, en el presente trabajo se analizó el espectro de potencia del mapa de intensidad magnética total y se seleccionó el intervalo de números de onda de (0.05625 a 0.0875) ciclos/km, que corresponde a la cima del batolito con 3.8 km de profundidad (figura espectral de profundidades magnéticas).

2.5. Inversión de datos magnetométricos

El problema magnético equivalente al gravimétrico, se puede resolver con un procedimiento similar:

Primero, se considera un modelo uniforme, en donde las observaciones están referidas sobre un plano vertical (siendo "y" la coordenada invariante, "x" para la dirección horizontal, y "z" para la componente vertical, figura II.3), el material magnetizado se supone que está confinado en una capa cuya superficie superior es la interfase del basamento. Esta idealización es posible debido a que los sedimentos son menos magnéticos que el basalto y únicamente la superficie del basalto está fuertemente magnetizada.



Para la capa magnética, la dirección de magnetización es constante (excepto para inversiones de 180° que son de acuerdo a un cambio de signo en la intensidad), esto se justifica con la hipótesis del "polo axial" de paleomagnetismo, la cual promedia el campo geomagnético de cientos de años, indicando que es parecido a un dipolo paralelo al eje de rotación de la tierra y se confirma en el terciario, por lo tanto consideraremos la magnetización como constante.

Al igual que para el método gravimétrico, Pilkington y Crossley (1986) llevan la solución a un simple cálculo de sumatorias de Fourier en la solución del problema directo. La ventaja del presente procedimiento radica en la rapidez de convergencia, debido a que se utiliza la transformada rápida de Fourier, la cual es computacionalmente rápida y estable.

Entonces la anomalía magnética $\Delta|B|$ puede ser aproximada por:

$$\Delta|B| = B_0 \cdot \Delta B, \quad (3.1)$$

donde:

ΔB = es el campo perturbado.

B_0 = Es el vector unitario en la dirección del campo no perturbado.

La ecuación equivalente al caso gravimétrico (ecuación 2.23) ahora para la anomalía magnética es:

$$\Im[\Delta|B|] = \frac{1}{2} \mu_0 \exp^{(-|\bar{k}|z_0)} B_0 \cdot (i\bar{k}, |\bar{k}|) \hat{M}_0 \cdot (i\bar{k}, |\bar{k}|) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\bar{k}|^{n-2}}{n!} \Im[M(\bar{r}) \{h^n(\bar{r}) - g^n(\bar{r})\}], \quad \dots(3.2)$$

Si se asume una capa de material magnetizado de espesor constante, la ecuación (3.2) puede reescribirse como:

$$\Im[\Delta|B|] = \frac{1}{2} \mu_0 \exp^{(-|\bar{k}|z_0)} B_0 \cdot (i\bar{k}, |\bar{k}|) \hat{M}_0 \cdot (i\bar{k}, |\bar{k}|) (1 - \exp^{(-|\bar{k}|h_0)}) \sum_{n=0}^{\infty} \frac{|\bar{k}|^{n-2}}{n!} \Im[M(\bar{r}) h^n(\bar{r})],$$

donde:

h_0 = es el espesor del estrato magnético

$\Delta|B|$ = es la anomalía del campo magnético medida sobre un nivel

$M(x)$ = es la intensidad de magnetización

$z=h(x)$ es la ecuación de la superficie

M_0 = es un vector unitario constante en la dirección de magnetización

B_0 = es un vector unitario en la dirección del Campo ambiental
(considerado constante sobre la trayectoria)

Otra extensión válida en aplicaciones magnéticas, es la inversión de la fórmula (3.3) para una magnetización $M(\bar{r})$, entonces el último término de la ecuación puede ser escrito de la forma:

$$\Im[M(\bar{r})] = f(\bar{k}) + T[M(\bar{r})],$$

en donde:

T es una función que involucra las $|\bar{k}|$ series de potencias (comenzando con $n=1$)

Si T es una pequeña perturbación, la expresión puede ser usada iterativamente para encontrar M , pero debemos cortar los componentes correspondientes a las altas frecuencias con un filtro pasa bajas antes de la inversión, debido a que estos pueden producir divergencia en el proceso.

Parker (1973), obtiene también una expresión para el cálculo del campo potencial de una interfase con magnetización constante, limitada hacia abajo por el plano $z=0$ y encima por la superficie $z=h(r)$, utilizando la transformada de Fourier del campo anómalo sobre el

planoz = z₀. Es posible describir por la ecuación (3.28), donde se removi6 el t6rmino n=0 del lado derecho de la ecuaci6n y el nivel z=0 es reemplazado por el sitio que tiene el valor promedio de la interfase h(r):

$$H(k) = 2\pi J \cdot (ik, |k|)t (ik, |k|) \exp^{(-k \cdot z_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-2}}{n!} \mathfrak{S}[h^n(r)] \dots\dots\dots(3.4)$$

est6 ecuaci6n nos genera la anomalía magn6tica del estrato, donde:

$\mathfrak{S}[]$ = Es la transformada de Fourier

k = Es el n6mero de onda

J = Es el contraste de magnetizaci6n entre las interfases

j = Es la magnetizaci6n del campo (ambiental) geomagn6tico

t = Es la direcci6n del campo (ambiental) geomagn6tico

h (r) = Es la topografía de la interfase.

z₀ = Es la distancia del plano de observaci6n a la topografía de la interfase.

Esta expresi6n es similar a la gravim6trica, 6nicamente los t6rminos de magnetizaci6n y direcciones del campo se introducen. El resolver la ecuaci6n funciona para encontrar la primera interfase h(k), pero se necesita de una estimaci6n inicial, por ejemplo (h=0), la cual es sustituida en la ecuaci6n. Posteriormente se calcula la transformada $\mathfrak{S}\{h(r)\}$ y un nuevo h(k) se encuentra para invertir la transformaci6n, entonces esta funci6n se calcula nuevamente para el siguiente h(k) y as6 sucesivamente.

El operador del lado derecho de la ecuaci6n (3.4), representa una suma infinita, que amplía los altos n6meros de onda, esto ocurre en continuaci6n hacia abajo, Bullard y Cooper, 1948; Schouter y McCamy, 1972, han encontrado que es preciso atenuar las componentes de los altos n6meros de onda con un filtro, si esto es hecho en toda iteraci6n, la convergencia se mejora. Naturalmente la soluci6n resultante es muy suave.

2.5.1 Caso en que la magnetizaci6n es constante:

El nivel z=0 puede ser elegido arbitrariamente. Parker (1973) muestra que la 6ptima convergencia de la serie (3.4) depende de la posici6n del nivel seleccionado (nivel de valores promedio topogr6ficos h(r)), para nuestro trabajo z= 3,000 metros.

Como el problema de inversi6n topogr6fica es no lineal debido a la gran variedad de profundidades a la fuente en el modelo, una forma linealizada del problema directo (3.4) surge cuando se tiene una estimaci6n inicial topogr6fica h(r)₀, si seleccionamos h(r)₀=0 ,

esto nos produce un modelo suavizado y estamos asegurando la estabilidad del proceso iterativo.

Matemáticamente tenemos que al linealizar el problema directo con una estimación inicial $h(r)=0$, simplifica el primer término de la ecuación (3.4), y las transformadas pueden ser evaluadas para una malla de datos como sigue:

Para el caso del problema directo:

$$H(k) = T(k) \mathfrak{S}[h(r)], \dots\dots\dots(3.5)$$

donde, $T(K)$ son los términos no sumados en la ecuación anterior, y la transformada inversa de (3.5) nos produce la solución al problema inverso:

$$H(r) = \mathfrak{S}^{-1} \left\{ [T(k)] \mathfrak{S}[h(r)] \right\}, \dots\dots\dots (3.6)$$

Por simplicidad se modela únicamente una interfase, pero el resultado se puede generalizar para "n" interfases. Pilkington y Crossley (1986) muestran que en el problema directo para dos capas (una interfase), la ecuación anterior puede ser escrita en forma matricial como sigue:

$$Y = E^* T E h(r), \dots\dots\dots(3.7)$$

simplificando:

$$Y = A h(r) \quad , \quad \dots\dots\dots(3.8)$$

donde:

Y = Es el campo calculado para la topografía $h(r)$.

$*$ = Denota el complejo conjugado traspuesto.

\underline{A} = Es la matriz jacobiana, que por definición tiene como elementos las derivadas parciales de la función transformación, las cuales están siendo factorizada en una descomposición de valores singulares (SVD). En el modelo inicial $h(r)_0 = 0$ la factorización de \underline{A} en la ecuación (3.8) se pierde cuando las derivadas parciales son evaluadas.

E, E^* = Son las matrices directas e inversas de Fourier (simétrica y unitaria) y son matrices de eigenvectores correspondientes a los parámetros $(V), (U)$ en el dominio del espacio respectivamente.

T = Es la matriz diagonal de eigenvalores con el iésimo valor definido como:

$$t_i = 2\pi J_j \cdot \frac{(ik_i \cdot |k_i|)^2 \cdot (ik_i |k_i|) \exp^{-|k_i|Z_0}}{|k_i|}, \dots \dots \dots (3.9)$$

Se considera que el contraste de magnetización "J" de la interfase, es positivo si el estrato inferior es de mayor susceptibilidad que el estrato superior, por lo que únicamente se requiere el contraste de magnetización de la interfase.

El factor que controla la magnitud de los eigenvalores, es el término exponencial de la ecuación (3.9), este término es usado en procesos de continuación ascendente y descendente de los campos potenciales (en continuación descendente los datos son convolucionados con un filtro pasa-bajas antes de la continuación, esto es equivalente a usar un inverso aproximado amortiguado, donde Z_0 es la distancia del plano de observación, a la interfase topográfica promedio).

El filtrado requerido por el método de inversión es más severo que para propósitos de continuación normal, donde el diseño del filtro depende del número de eigenvalores, considerando que el eigenvalor al número de onda $K=0$ es cero, debido a que la anomalía magnética de una placa horizontal infinita es cero. Este eigenvalor es el que produce el valor topográfico promedio pero puede ser indeterminado cuando se invierten los datos.

Además se tiene:

$$\underline{E}^* \underline{E} = I, \Rightarrow \underline{E}^{-1} = \underline{E}^* .$$

Resolviendo la ecuación (3.8) para encontrar "h(r)" tenemos:

$$h(r) = A^{-1}y \dots \dots \dots (3.10)$$

$$h(r) = (E^* T^{-1} E)y$$

La no-linealidad del problema sucede cuando se utiliza un procedimiento iterativo de la forma:

$$h_{k+1} = h_k + [E^* T^{-1} E] (\bar{Y}_{obs} - \bar{Y}_{cal}), \dots \dots \dots (3.11)$$

Esta ecuación corresponde al inverso natural de Lanczos (1961), el cual minimiza el error cuadrático, $\|Y - Ah(r)\|^2$, siendo:

\bar{Y}_{cal} = Es el efecto calculado del modelo.

\bar{Y}_{obs} = Es el vector de datos observados (malla o perfil).

T^{-1} = Es una matriz diagonal con elemento $\frac{1}{t_i}$ de la ecuación (3.9),

Con este término, no es necesaria la inversión matricial.

La iteración inicial de la ecuación (3.11) describe la primera aproximación lineal topográfica, esta aproximación asegura que el parámetro de búsqueda esta confinado en una región, para encontrar la solución verdadera. Subsecuentes iteraciones equivalen a una continuación del campo residual y convergen hacia el relieve topográfico.

En la ecuación (3.7), la matriz "A" se factoriza como una descomposición de valores singulares (SVD), donde:

$$A = U \Lambda V^T, \dots\dots\dots(3.12)$$

donde:

E = equivale a la matriz de eigenvectores del parámetro V*

*E = equivale a la matriz de eigenvectores del parámetro U
(en el dominio del espacio)*

T = es la matriz que de eigenvalores 1/ ti de la ecuación (3.9).

Los aspectos teóricos desarrollados anteriormente, seran aplicados a los datos gravimétricos y magnetométricos de la cuenca Tampico- Misanla, debido a que es de gran importancia definir los altos basamentales es donde se establecieron cuerpos arrecifales de interés petrolero, un aspecto favorable en la aplicación del método de inversión es el fuerte contraste y susceptibilidad entre el basamento y los sedimentos. A pesar de que en la inversión no existe unicidad en la solución, esta la ajustaremos con la información de pozos, líneas sísmicas y modelado de siete perfiles.

Para determinar la morfología de su basamento, usaremos como restricción en la inversión, los datos geológicos, datos de pozos y sísmicos, tomando en cuenta que la profundidad proporcionada por los pozos es mayor a los 3,000 metros y considerando que el método sísmico presenta incertidumbre a estas profundidades

Se mostrará la eficacia del método de inversión en los campos potenciales para la determinación de la morfología del basamento. Mas aún cuando se dispone de datos provenientes de otros métodos geofísicos, el modelo proporcionado por la inversión prácticamente coincide con la realida.

CAPITULO III

APLICACIÓN A LA CUENCA TAMPICO-MISANTLA

Se ha seleccionado el área sur de la cuenca Tampico-Misantla, debido a que posee características geológicas y geofísicas que hacen suponer que a nivel basamental se puede tener producción de hidrocarburo. Por la parte geofísica, los datos magnéticos muestran dos cuerpos alargados con dirección NW-SE, que corresponden a un batolito de grandes dimensiones que intrusionó la carpeta sedimentaria a gran escala. Esto contribuyó a la maduración de la materia orgánica en varias zonas de la cuenca, creando entrampamientos en los altos basamentales como es el caso del campo Arenque. Por lo que es de gran importancia el conocer la morfología del basamento mediante el método de inversión y poder así definir la geometría de la cuenca.

3.1. Localización del área

La Cuenca Tampico-Misantla, esta ubicada en la mayor parte del estado de Veracruz y en pequeñas porciones de Tamaulipas, Hidalgo, Puebla y San Luis Potosí. Al norte colinda con el estado de Tamaulipas y los ríos Soto la Marina, San Rafael y la cuenca de Burgos. Al este con el golfo de México, al oeste por la Sierra Madre Oriental y los pliegues del Geosinclinal Mexicano, así como el paleocanal de Chicontepec, al Sur por el río Misantla y la prolongación de la antefosa que separa el macizo de Teziutlán (fig. IV.1), cubriendo un área de aproximadamente 62,000 km cuadrados. Estructuralmente es una cuenca de tipo asimétrica, en donde el flanco este tiende a ser más profundo

3.1.1. Marco geológico de la cuenca

La cuenca Tápico-Misantla, es una de las zonas productoras de hidrocarburo más importantes del país, debido a su carácter morfológico. En su contexto contiene al denominado Paleocanal de Chicontepec y al Atolón arrecifal de la Faja de Oro. El carácter que presenta la Cuenca se debe al hundimiento del archipiélago de Tamaulipas, provocado por esfuerzos que plegaron y fallaron la Sierra Madre Oriental a principios del terciario.

A nivel mundial las rocas carbonatadas contienen el 40% de la reserva total de aceite, el resto ocurre en areniscas. En México la mayor producción se encuentra en estas zonas. Como ocurre en el Paleocanal de Chicontepec, por lo que es considerada como una de las zonas más productoras de aceite a nivel cretácico del país.

La producción de esta cuenca se inicia en 1912, en areniscas del eoceno inferior del campo San Marcos. Se continuó con areniscas del paleoceno y plioceno al sur de la cuenca, actualmente se cuenta con 31 campos productores, los cuales están ubicados a lo largo del paleocanal de Chicontepec y sobre la formación productora de la Tamabra como sucede en el área de Poza Rica. La figura IV.3 muestra la disposición de los campos productores de la Faja de Oro y las secciones propuestas por López Ramos y por el presente trabajo, para modelar la cima del basamento.

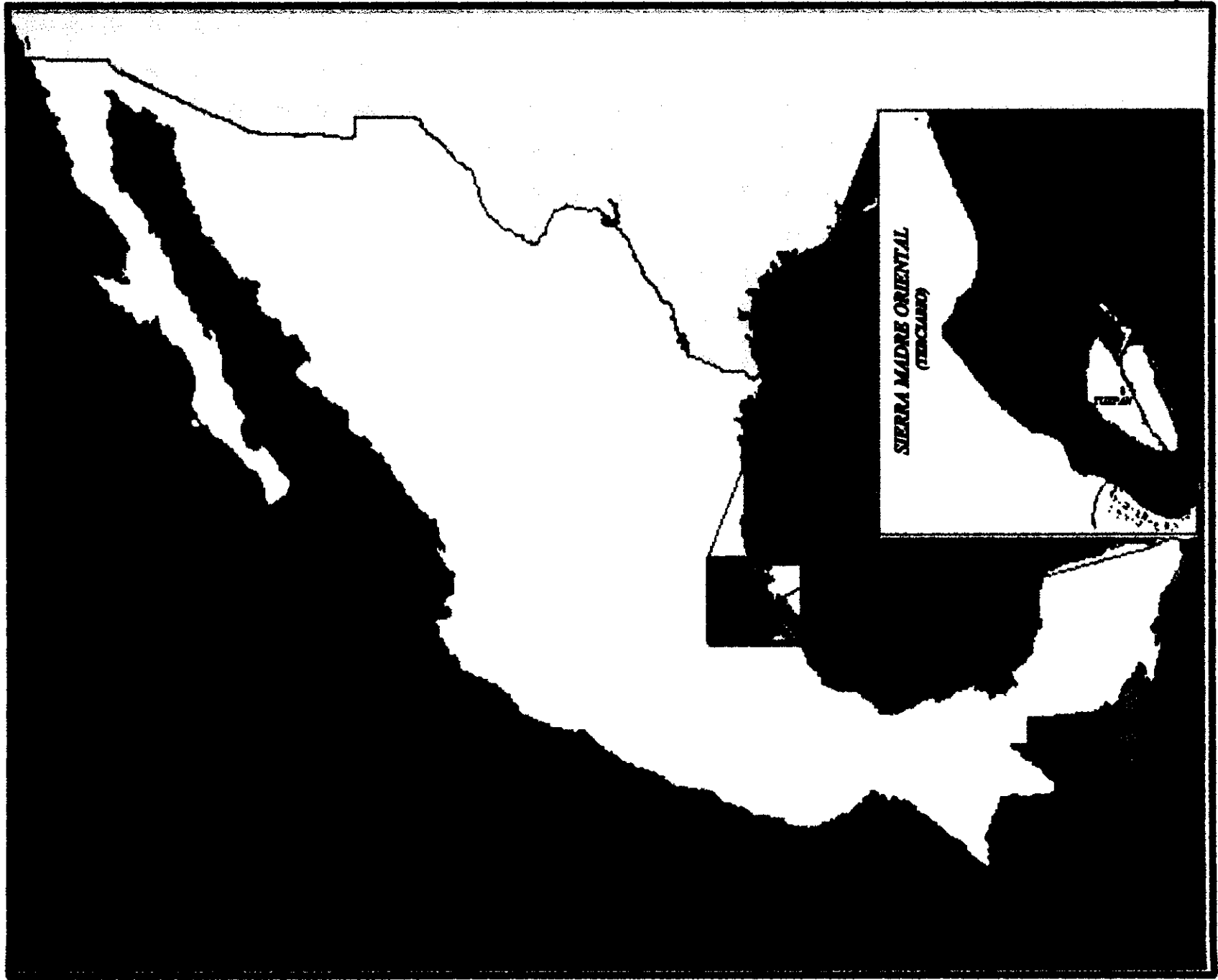




Fig. IV.3.- Campos Faja de Oro, formación Abra, Tamabra, Chicontepec y localización de 3 de las secciones modeladas (tomado de E. López Ramos 1979)

3.1.2. Paleocanal de Chicontepec

El paleocanal de Chicontepec es una paleoestructura que se encuentra contenida dentro de la denominada cuenca Tampico-Misantla. Esta ubicado entre la Sierra Madre Oriental y el borde del arrecife (figura IV.5), siguiendo una dirección NW-SE. Es una gran depresión con profundidades hasta de 3,000 metros y con una longitud de 123 km, su ancho varía de 12 km en la parte sur hasta llegar a los 23 km en la parte norte. Su relleno lo constituyen sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidíticos con más de 3,000 metros de sedimentos terrígenos basales del paleoceno-mioceno de espesor variable conocidos con el nombre de "grupo Chicontepec", los cuales llegan a aflorar en los flancos de los pliegues de la Sierra Madre Oriental. Siendo al norte de 100 m y en la porción occidental de 700 m, en donde las areniscas que se encuentran en él contienen gas y/o aceite. La microfauna que contiene es de un ambiente nerítico externo a batial.

Estratigrafía del paleocanal

Su formación se llevó a cabo en el eje de una paleoestructura correspondiente a un sinclinal en la porción sur-suroccidental del Atolón de la Faja de Oro. Estructuralmente se encuentra erosionando formaciones del paleoceno, cretácico y jurásico superior.

En la secuencia estratigráfica del canal de Chicontepec, existe un paquete de rocas marinas del jurásico y cretácico, integradas por facies de rocas carbonatadas que forman los bordes del paleocanal, las cuales son escombros del arrecife. Históricamente a fines del paleoceno superior se origina un periodo de erosión que corta parcialmente las estructuras y rocas preexistentes, formándose este canal y rellenándose en el eoceno inferior por sedimentos terrígenos

Para identificar el tipo de arenas, se contó con una sección geoelectrica (figura IV.5) López Ramos, 1978), transversal al eje principal, en donde se correlacionaron datos de pozos para definir el horizonte eléctrico "C", el cual es considerado como el más productor y que corresponde a la cima del Eoceno Inferior. La línea ondulante en la figura corresponde a la superficie discordante del canal.

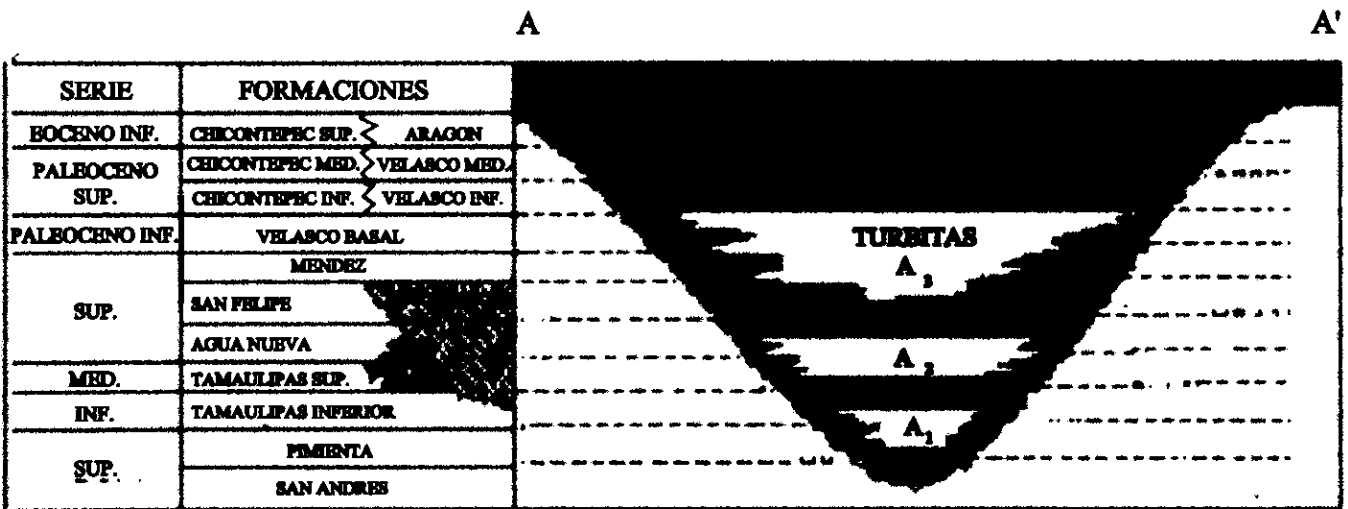
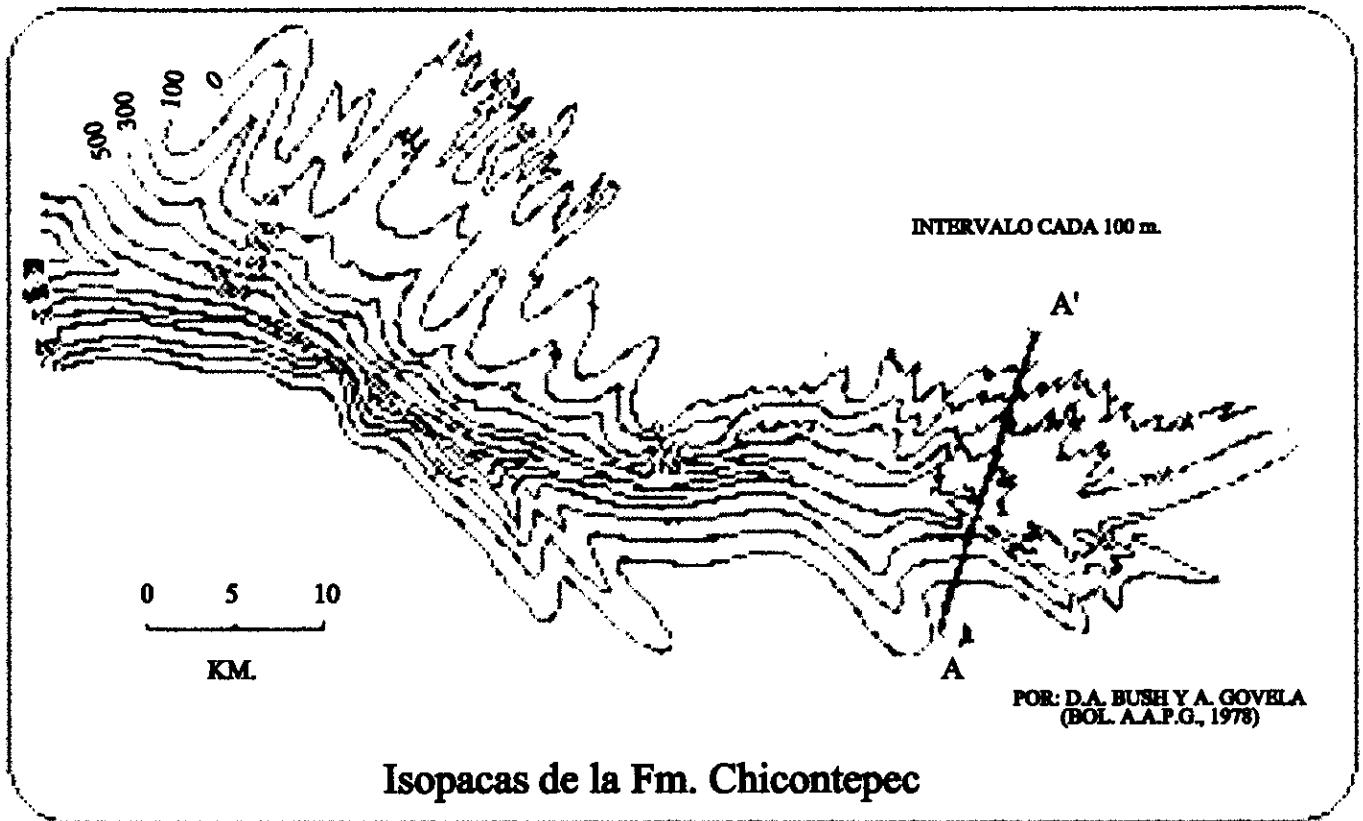
En los sedimentos se han detectado tres tipos de areniscas, denominadas como (A1,A2,A3) de las cuales la arenisca A3 es una de las principales productoras de la parte suroriental, estas tienden a acuñarse y cambian de facies, creando posibles trampas estratigráficas.

Los cuerpos arenosos que sirven de relleno varían de norte a sur de 800 a 2,400 metros de profundidad y se extienden por toda el área con un ancho variable, pero en las márgenes del canal están ausentes (escombros del arrecife). Mientras que en el área sur se tienen cerca de 12 km de extensión, en tanto que en la parte norte crece hasta llegar a 25 Km. Las secuencias de capas gruesas de litarenitas se encuentran interestratificadas con lutitas, lo cual es típico de las turbiditas.

NOMENCLATURA EUROPEA TIEMPO			CUENCA SEDIMENTARIA DE TAMPICO		POZA RICA PORCIÓN S-DE AREA SAN ANDRÉS MISANTLA		
ERA	SISTEMA		FORMACION	FORMACION		FORMACION	
	CUATERNARIO	PERIODO		RECIENTE		RECIENTE	
TERTIARIA	QUATERNARIO	MIOCENO	Vindobriano	Tuxpan (Mt)		Tuxpan (Mt)	
		Plioceno	Burdigaliano	Tuxpan (Mt)		Tuxpan (Mt)	
			Aquitaniano	Mesaón (Dn)	Escobal (De)	Escobal (De)	
		Pleistoceno	Chattiano	Coatzacoatlán (Dc)		Coatzacoatlán (Dc)	
			?	Alazón	(Dprs)	Palma Real Sup (Dprs)	
		Pleistoceno	Pupeliano	Palma Real Inf (Dpri)	(Dpri)	Palma Real Inf (Dpri)	
			? Lattaciano	Horcones		Horcones	
		Pleistoceno	Ludiano	Chopopote	Tontoyuca	Chopopote	Tontoyuca
			Bartoniano	Chopopote		Chopopote	
		Pleistoceno	Auverniense	Guayabal (Eg)		Guayabal (Eg)	
			Luteciano	Guayabal (Eg)		Guayabal (Eg)	
		Pleistoceno	Ypresiano	Aragón (Ed)		Aragón (Ed)	
			Sarmatiano	Chicontepec Sup	Velasco Sup	Chicontepec Sup (Echr)	
Paleoceno	Paleoceno	Landeniano	Chicontepec Med	Velasco Med	Chicontepec Med (Pechi)		
		Montiano	Chicontepec Inf	Velasco Inf	Chicontepec Inf (Pechi)		
		Daniano	Velasco Basol		Velasco Basol (Pevb)		
		Retiano	Huizochal	Guacamayo	Esquistos		
			Del Monte				
			Vicente Guerrero				
			La Yerba				
			Caballeros				
			Victoria				
			La Presa				

Fig. IV.4.- Columna Estratigráfica de la Cuenca Tampico-Misantla

(tomado de E. López Ramos 1979)



CANAL DE TURBIDITAS

LOCALIZACION DEL CANAL

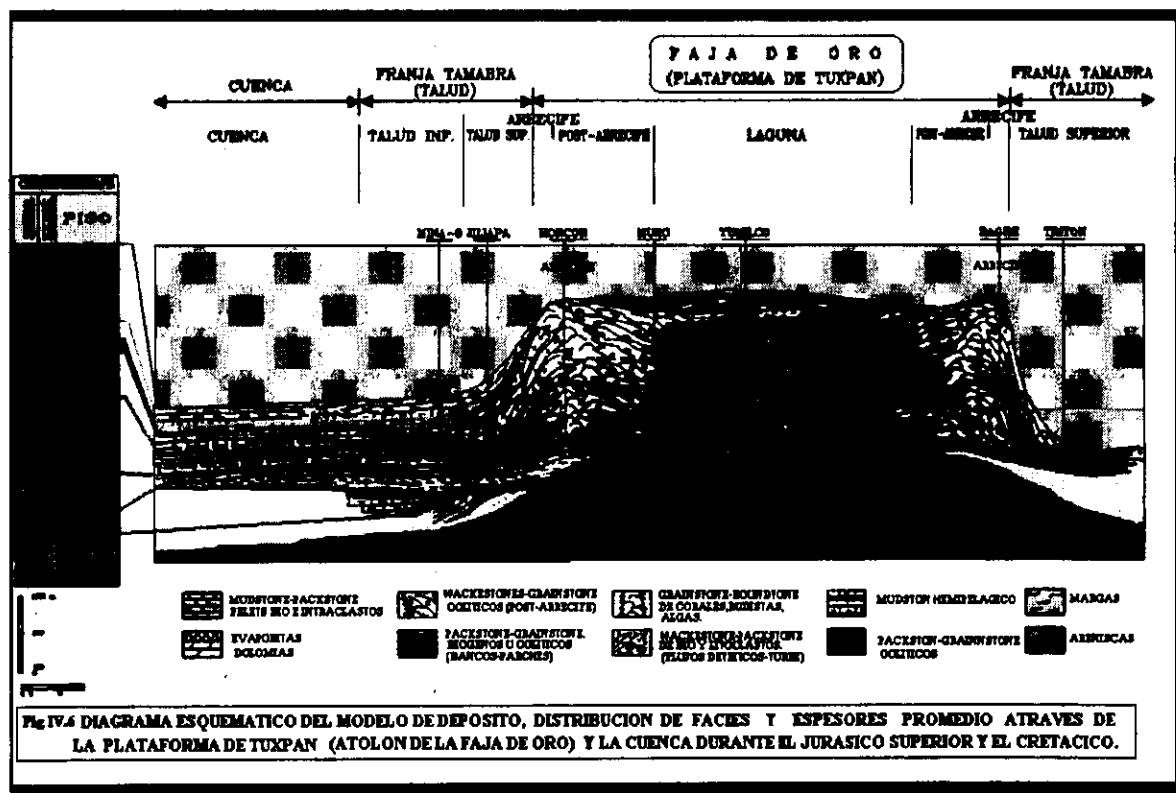


Fig. IV. 5. Sección geoelectrica A-A', ubicada en la parte sur de Poza Rica.

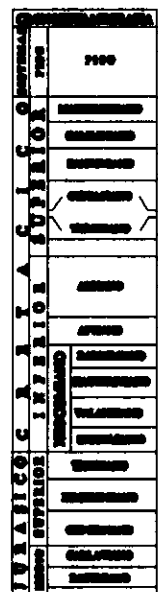
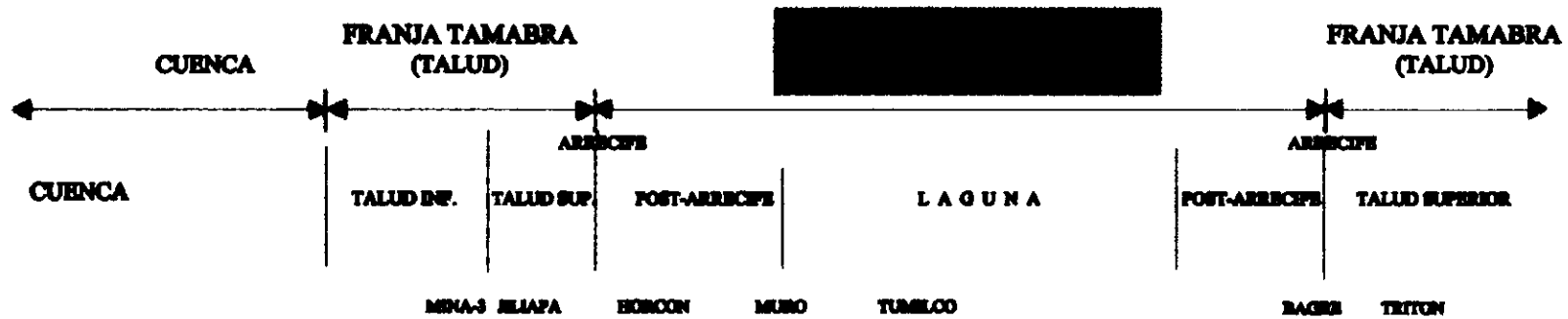
El contacto inferior y lateral de las arenas es abrupto, mientras que el contacto superior es gradacional a lutitas debido a que se traslapan con una discordancia erosional, o a veces se encuentran integradas debido a los cambios de facies.

3.1.3. Faja de Oro

La parte productora de aceite en forma comercial, corresponde a la zona arrecifal denominada como "Faja de Oro", la cual presenta una forma semielíptica con dirección NW-SE. En la parte norte se encuentra bajo la laguna de Tamiahua, hasta llegar a la parte sur del Distrito de Poza Rica, los yacimientos productores están alojados en las rocas calizas del cretácico medio de la formación "El Abra". Estas rocas fueron depositadas en un complejo extenso de arrecifes de barreras coralinos que se desarrollaron en aguas someras de plataforma marina, cuya pendiente del frente arrecifal a la cuenca es muy inclinada (12° a 25°) y los detritos sueltos del arrecife, crearon la acumulación de escombros arrecifales de la formación "Tamabra". Los sedimentos fueron depositados por gravedad en aguas profundas, los cuales actualmente son yacimientos productores y se están explotando actualmente en el área de Poza Rica. La figura IV.6 muestra todo el cuerpo arrecifal, así como las zonas de post-arrecife, de talud y los depositos de cuenca y la zona lagunar (parte central del arrecife).



La Faja de Oro presenta una forma de arco semielíptico con una caída mayor hacia el golfo. Este complejo arrecifal se desarrolló en el cretácico, por encima del denominado batolito del golfo originado por procesos de apertura del golfo.




 MUDOS Y FACIES
 DE MARGAS Y
 INTRACLASTOS



 FACIES GRANITE
 OOLITICAS (POST-ARRECIPE)


 GRANITOS MUY
 DE COBALTA,
 MARGAS,
 ALGAS


 MUDOS
 SEMIPLACIO


 MARGAS


 FACIES
 DE MARGAS


 FACIES GRANITE
 OOLITICAS (ARRECIPE)
 (ARRECIPE)


 FACIES GRANITE
 DE MARGAS Y
 LITOCLASTOS
 (FLUJO DE DETRITOS TURBIDITICOS)


 FACIES GRANITE
 OOLITICAS


 ANEMIAS

3.1.4. Geología histórica del área

La historia geológica del área presenta varias etapas, las tres primeras son de distensión. En la primera las depresiones continentales se rellenaron con sedimentos del triásico medio y tardío. Toda la región permaneció emergida, predominando un ambiente continental en el que se depositaron sedimentos arcillo-arenosos rojos de la formación Huizachal.

La segunda (fallamiento normal) ocurre a finales del triásico y principios del jurásico inferior, en donde el océano invade el continente provocando una transgresión marina que da lugar a la formación de la cuenca de Huayacocotla, constituida por sedimentos terrígenos marinos (roca generadora) lutitas y areniscas cementadas en una matriz arcillosa con contenido fosilífero. La figura (IV.7) muestra las etapas 1,2,3,4 y sus condiciones de relleno, en donde la roca generadora se encuentra contenida en los bajos basamentales.

La tercera etapa presenta fallamiento normal y rotación de bloques, erosión de partes elevadas y relleno en depocentros con sedimentos del jurásico medio, donde un disturbio orogénico a finales del triásico provoca una emersión continental, quedando expuestos los sedimentos y propiciando el depósito de rocas continentales como las formaciones Rosario y Cahuasas.

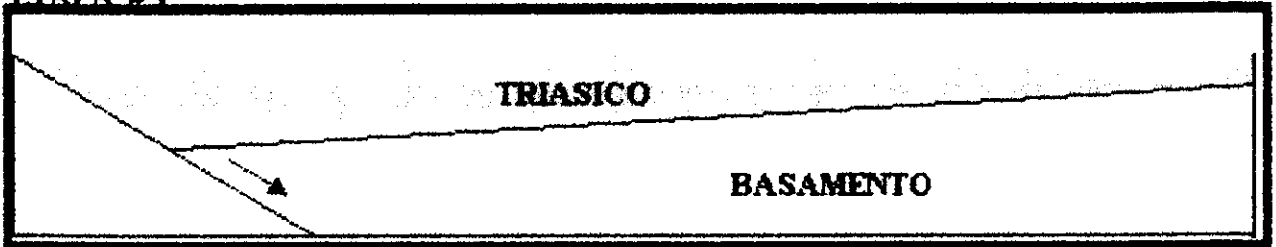
En el jurásico superior (calloviano, oxfordiano, kimeridgiano, titoniano), a principios del calloviano se efectuó una nueva emersión marina como principio de una transgresión, la cual invadió la actual planicie costera. Durante el titoniano el comportamiento en los medios marinos es más tranquilo, pero la transgresión continúa con movimientos oscilatorios en el fondo, desarrollándose todo un sistema de archipiélagos en sus márgenes. Durante el kimmeridgiano se depositaron rocas de alta energía (oolitas y calcoarenitas de la formación San Andrés). En las depresiones situadas entre las áreas positivas, se depositaron calizas arcillosas y lutitas negras de la formación Tamán.

Durante el titoniano toda la región fue cubierta por el mar, depositándose la formación Pimienta, constituida por lutitas y carbonatos arcillosos con pedernal, algunas áreas en el oxfordiano-kimmeridgiano funcionaron como islas de depósito en ambientes de alta energía, como la formación la Casita, constituida por areniscas y lutitas oscuras.

En el cretácico inferior (berriasiano-aptiano), la transgresión iniciada en el jurásico superior alcanza su mayor magnitud y las condiciones de depósito cambian totalmente, ya que en un principio existen áreas con indicios de depósitos de alta energía, pero posteriormente cambian a condiciones de baja energía. Los depósitos continúan en un clima templado hasta principios del berriasiano, donde las aguas son más puras y el clima adecuado para el crecimiento de núcleos arrecifales (figura IV.10) sobre las márgenes de las plataformas, dando lugar al desarrollo del atolón de la Faja de Oro. De esta edad, hasta el aptiano, continúa una estabilidad tectónica, pero en un lapso corto de tiempo cambian las condiciones de depósito y el clima creando depósitos en medios reductores (En zonas más profundas se depositaron calizas con pedernal, correspondientes a la formación Tamaulipas Inferior).

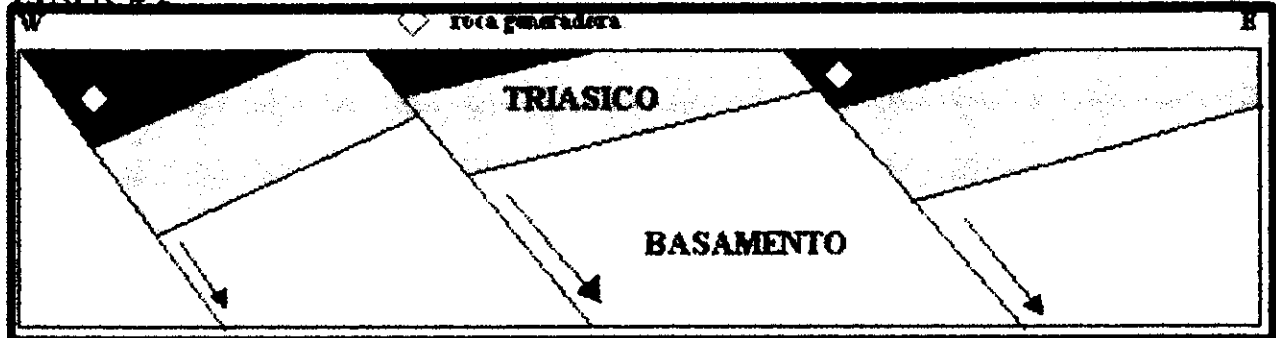
Fig. IV.7.- ETAPAS DE EVOLUCIÓN DEL BASAMENTO DE LA CUENCA TAMPICO-MISANTLA.

ETAPA # 1



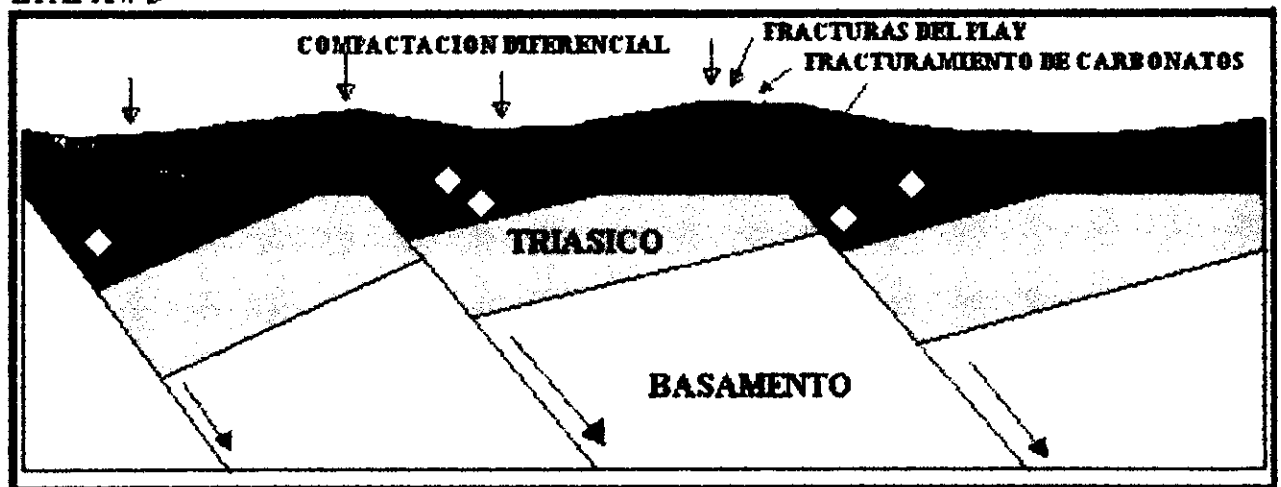
Distensión y relleno de las depresiones continentales con sedimentos del Triásico.

ETAPA # 2



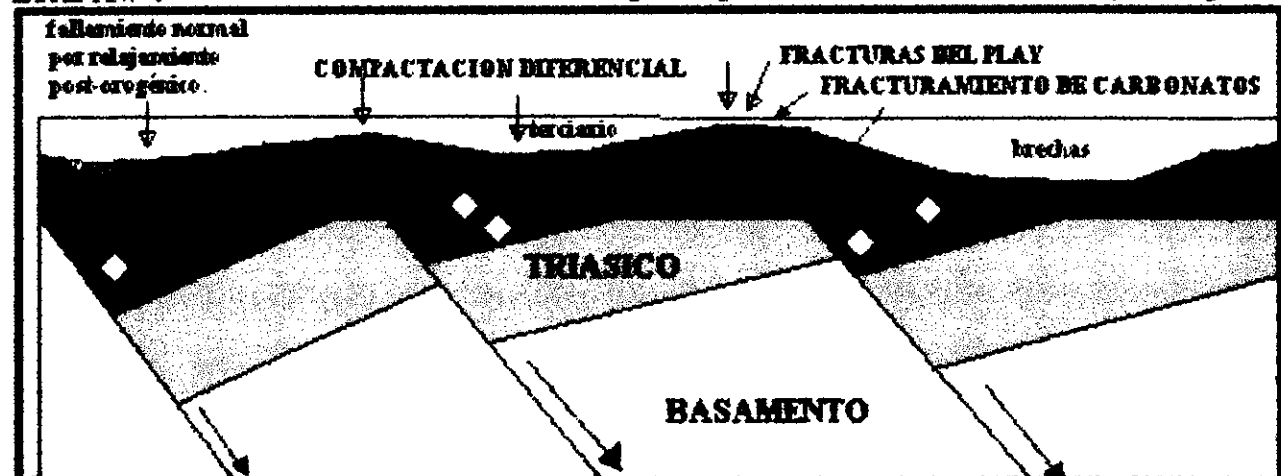
Distensión (fallamiento normal), existe transgresión marina, principios del Jurásico Inf.

ETAPA # 3



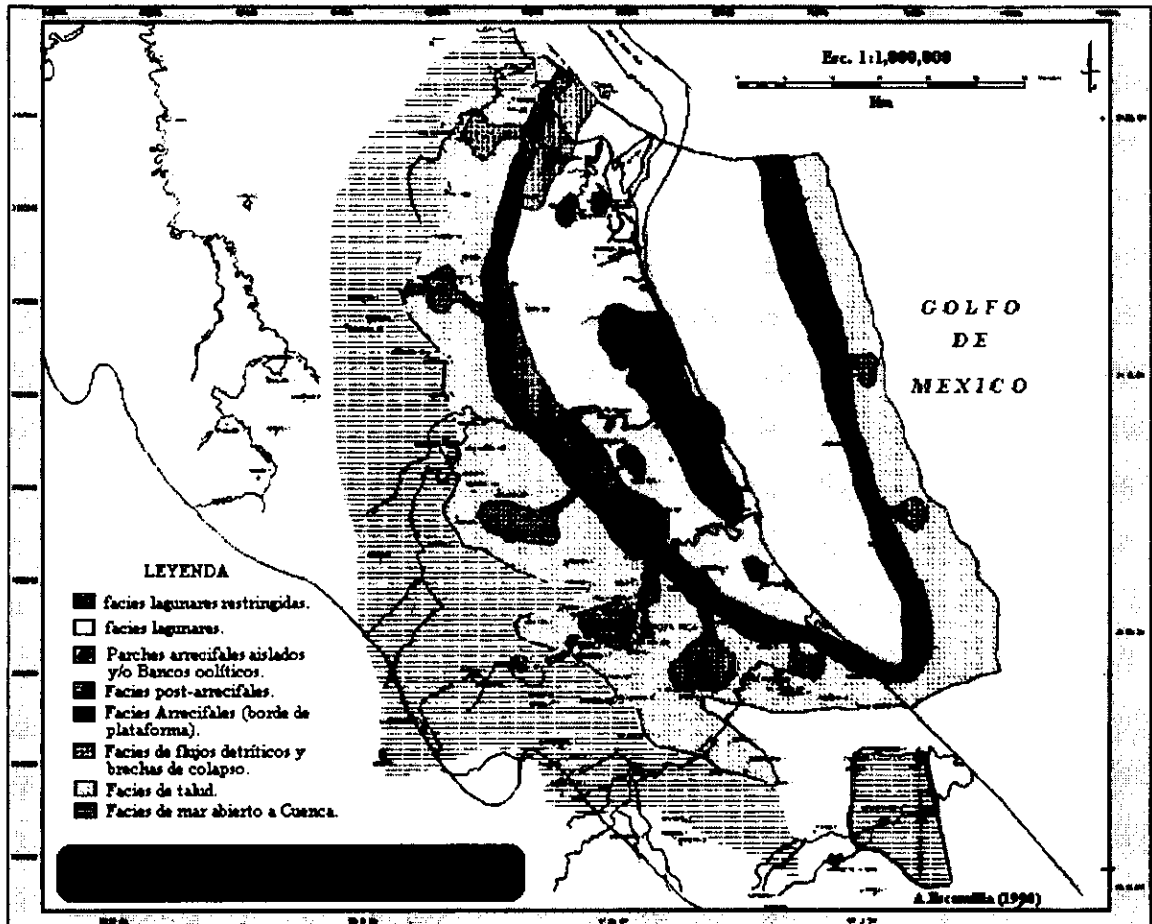
distensión (fallamiento normal), rotación de bloques, erosión de altos, relleno de bajos, una disturbio orogénico provoca emersión continental, sed exp.

ETAPA # 4



En esta fase existe todo un sistema de evolución de los sedimentos a nivel Jurásico y Cretácico.

En el cretácico medio (albiano-cenomaniano), los ambientes de depósito continúan semejantes a los del cretácico inferior. Para el cenomaniano se distinguen condiciones de depósito en donde predominan los medios reductores, observándose en el frente de los atolones un mayor volumen de calizas clásticas de talud que posiblemente fueron dolomitizadas y que dieron lugar a la formación Tamabra.



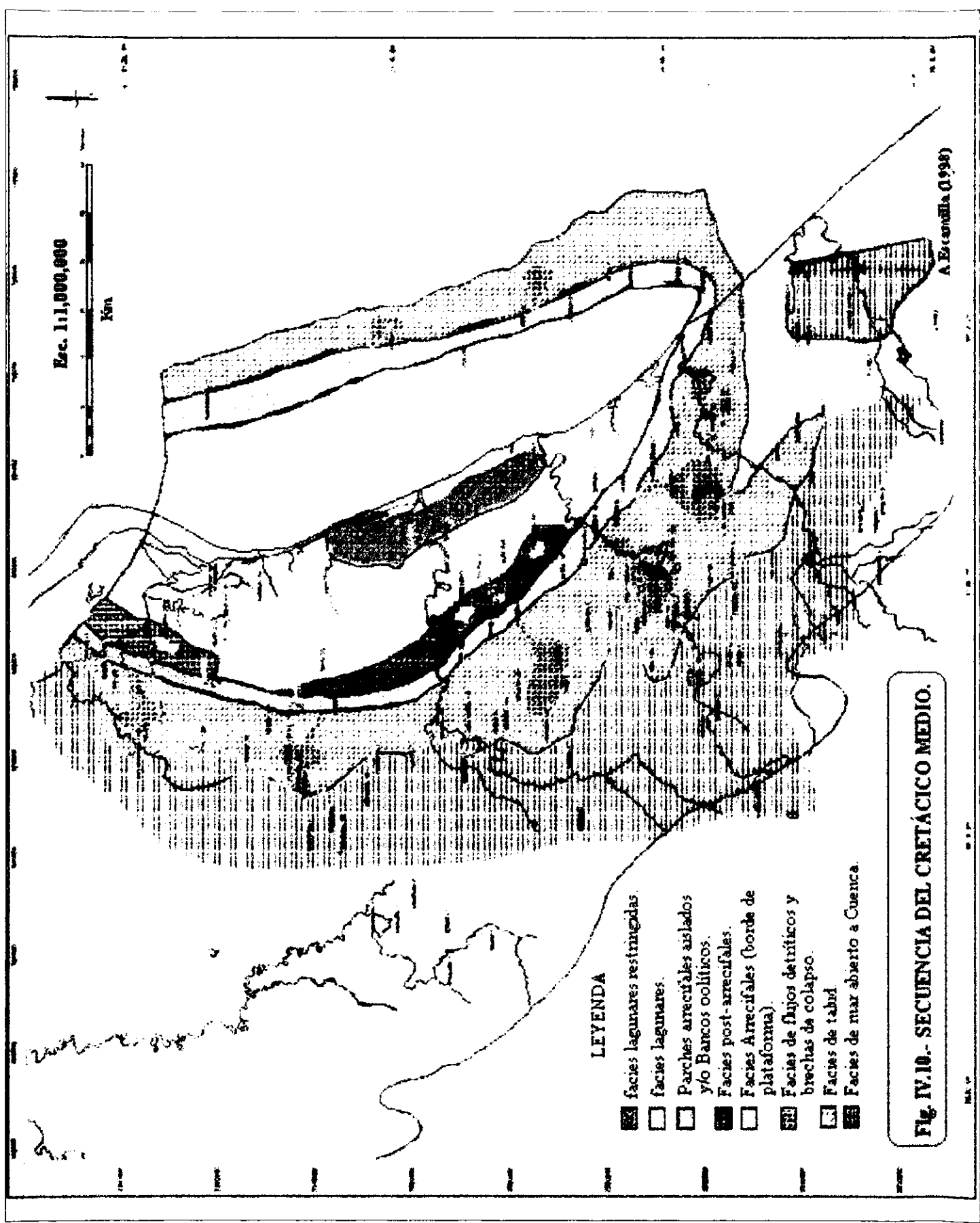
En el cretácico superior (turoniano-senoniano-maestrichtiano), se tienen periodos de subsidencia y emersión del fondo marino, resaltando tres etapas de sedimentación:

a.-) En el turoniano las condiciones de depósito cambian, dando una heterogeneidad en la columna sedimentaria, debido al incremento de material terrígeno, esto originó las formaciones calcareo-arcillosas, como Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

b.-) Para el cenomaniano los movimientos son menos frecuentes que en el turoniano, pero se tiene un intenso vulcanismo que aporta gran cantidad de productos piroclásticos.

c.-) En el maestrichtiano se tienen características de mares de poca profundidad con gran aporte de material terrígeno, este depósito termina con la revolución Laramídica que pone fin a la era Mesozoica y da lugar al levantamiento de la Sierra Madre Oriental.

Cretácico Tardío-Eoceno (Orogénia Laramide)



Esc. 1:1,000,000
Km

A Escamella (1998)

LEYENDA









-  facies lagunares restringidas.
-  facies lagunares.
-  Parches arrecifales aislados y/o Bancos oolíticos.
-  Facies post-arrecifales.
-  Facies Arrecifales (borde de plataforma).
-  Facies de flujos detríticos y brechas de colapso.
-  Facies de tabld
-  Facies de mar abierto a Cuenca.

Fig. IV.10.- SECUENCIA DEL CRETÁCICO MEDIO.

En lo que respecta a la parte sur de la cuenca, esta se originó en el paleoceno, con los levantamientos que dieron origen a la Sierra Madre Oriental, la cual fue afectada en su margen occidental y suroccidental por una depresión de magnitud considerable (antefosa de Chicontepepec) en la que se depositó una gran cantidad de sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidítico correspondiente a la formación Chicontepepec medio e inferior. Simultáneamente en la porción noroeste se desarrolló la subcuenca de Magicatzín, la cual fue rellenada por sedimentos arcillosos-arenosos de la formación Velasco.

Durante el paleoceno-eoceno temprano se mantuvieron las condiciones de depósito, caracterizadas por facies arenosas de tipo "flish" en la parte sur-central de la cuenca (Chicontepepec Superior). La depositación clástica da origen a la formación Velasco.

En el eoceno tardío se tienen dos facies, una arcillosa de aguas profundas, la cual constituye la formación Chapopote y otra arenosa conglomerática de origen deltáico, que corresponde a la formación Tantoyuca.

Para el oligoceno y mioceno, el área es sometida a constantes transgresiones y regresiones, propiciando el depósito de sedimentos arcillo-arenosos y en ocasiones conglomeráticos, como las formaciones Palma Real Inferior, Palma Real Superior y Tuxpan. Al finalizar este periodo, se presentó una regresión que tiene como límite la actual línea de costa.

En el plioceno-pleistoceno, se tienen levantamiento de bloques y erosión.

Del plioceno al reciente, se tiene actividad de vulcanismo asociado con el cinturón volcánico trans-mexicano.

Rocas de interés petrolero en la cuenca Tampico – Misantla:

Rocas almacenadoras, son las calizas oolíticas y brechas biocalcáreas del jurásico tardío con porosidad primaria y las calizas fracturadas bioclásticas del cretácico con porosidad primaria y secundaria, además de las areniscas del paleocanal de Chicontepepec.

Como rocas generadoras, se tienen sedimentos de la formación Tamán y en menor grado la formación Pimienta del jurásico temprano.

Como rocas sello tenemos a las lutitas y calizas arcillosas de la formación Pimienta del jurásico tardío, las formaciones arcillosas Agua Nueva, San Felipe y las margas de la formación Méndez.

Como trampas, se tienen de tipo estratigráfico en zonas pre-arrecifales, así como pseudo anticlinales de la Faja de Oro, asociadas con superficies de erosión y rellenos del paleocanal.

3.2. Pozos del área

La interpretación del área se realizó en forma integrada con datos potenciales e información de pozos y geología superficial, con la finalidad de modelar la morfología del basamento, se definieron siete perfiles, cuatro de ellos (R-I, R-IV, R-VI, R-VIII) corren en dirección NE-SW y de N-S, cambiando suavemente a todo lo largo para tocar los pozos, los otros tres perfiles regionales RI-I', RII-II', RIII-III', fueron descritos por López Ramos (1978). Todos los pozos se han configurado estructuralmente y modelado con gravimetría y magnetometría, estos cubren en su totalidad al atolón de la Faja de Oro y parte del Paleocanal de Chicontepec en sus extremidades, la figura (IV.14) muestra la morfología semielíptica del Atolón de la Faja de Oro y la disposición de los perfiles de pozos en el área de estudio.

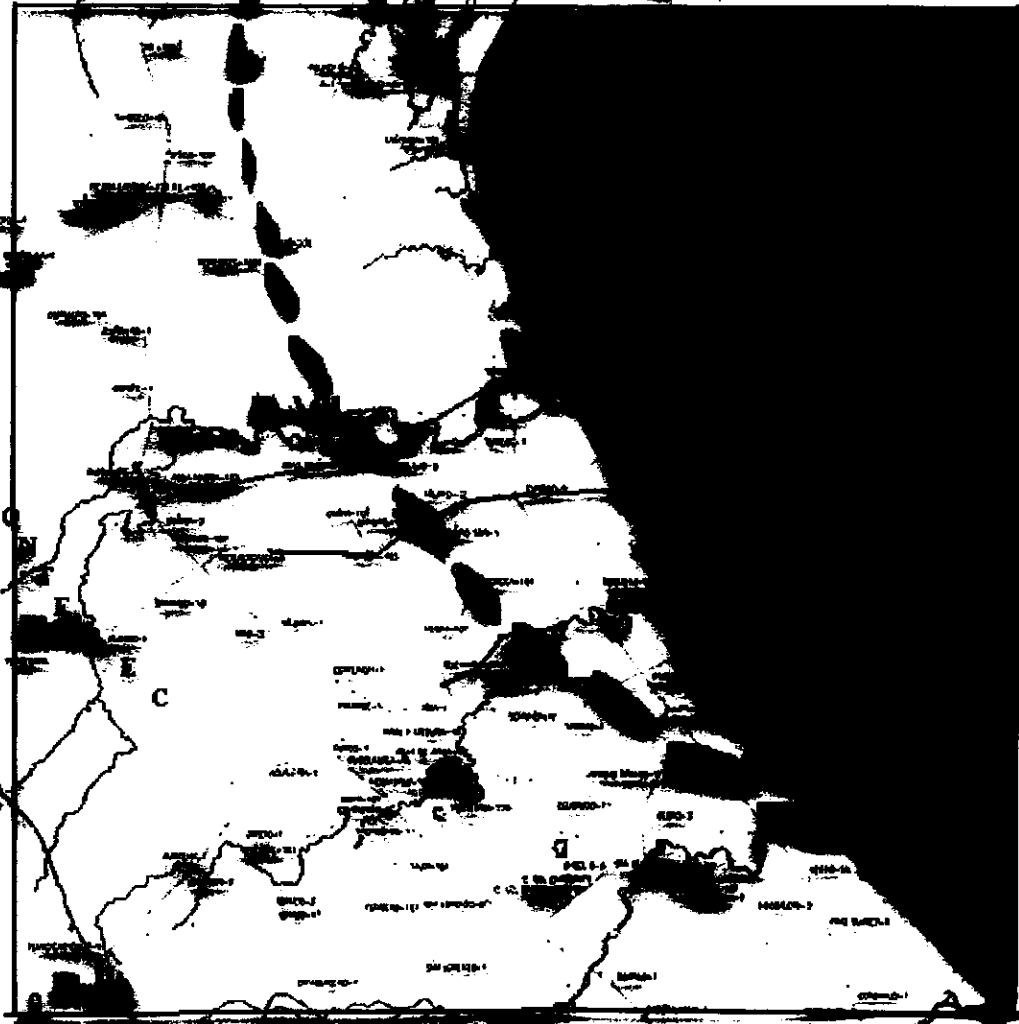
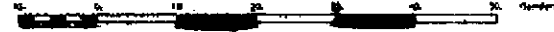
A continuación se hace una descripción de cada uno de los siete perfiles estructurales, los cuales presentan en su trayectoria todas las formaciones, el espesor y los pozos que tocaron. De esta información se tiene que la cresta arrecifal que colinda al golfo se encuentra más baja que la del continente, por lo que se considera como un atolón de tipo asimétrico.

El perfil R-I (figura IV.13), tiene una longitud de 123 km, y un rumbo E-W, desviándose ligeramente para tocar los pozos Huahuchinango-2, Renovación-1, San Sebastian-101 (cruza con R-VIII), Agua Nacida-1, Solis-200, Piedra labrada-103 (cruza con R-VI), Piedra Labrada-101, Moralillo-101, Tepezintla-20, Camaitlan-200 y Callejón-1, en esta sección se configuran las cimas de las formaciones pertenecientes al terciario, cretácico, jurásico y basamento, indicando la caída hacia el talud que presenta el arrecife. En la parte este, el basamento tiende a profundizar hasta alcanzar los 6,000 metros con una pendiente arrecifal decreciendo, en lo que respecta a las formaciones del paleoceno y oligoceno (terciario), son de mayor espesor que las del cretácico y más pequeñas las del jurásico. La cresta arrecifal de la formación, el Abra termina antes del cruce con el perfil R-VI. La formación Tamabra se muestra en el perfil, como escombros en las orillas del arrecife. En la parte oeste del perfil se tiene el paleocanal de Chicontepec, con profundidades de 2,900 metros. En la parte central se observa un alto basamental a la altura del pozo Tepezintla-20 de 1,884 metros.

El perfil de la sección I-I' (figura IV.14 de López Ramos, 1978) tiene una longitud de 87 km corre de NE-SW, atravesando Tuxpan y tocando los pozos Tritón-I, Esturión-I, Tuxpan-3, Santa María-1, Jardín-1, Agua Nacida y Palo Blanco-110. En lo que respecta al basamento, este se va profundizando hacia el golfo. Mientras que en la parte oeste se tienen escombros del arrecife pertenecientes a la formación Tamabra. Los pozos como el Agua Nacida, Jardín, Palo Blanco, Tuxpan-3 y Tritón tocan basamento, con profundidades que van de los 3000 metros en el continente a los 5,500 en el golfo.

El perfil Este-Oeste II-II' (figura IV.15 de López Ramos, 1978) tiene una longitud de 100 km, comenzando en el golfo y terminando en el continente, en su trayectoria toca los pozos Atún-302, Tumulco-2 (cruza con R-VIII), Muro-2, Zapotal-10, Horcon-102, Tincontlán-1 y Miquetla-123. En la parte central del perfil el basamento se encuentra a 3,000 metros y se comienza a profundizar hacia el golfo, con un adelgazamiento de las formaciones

Scale 1:1000000.



C
H
I
C
O

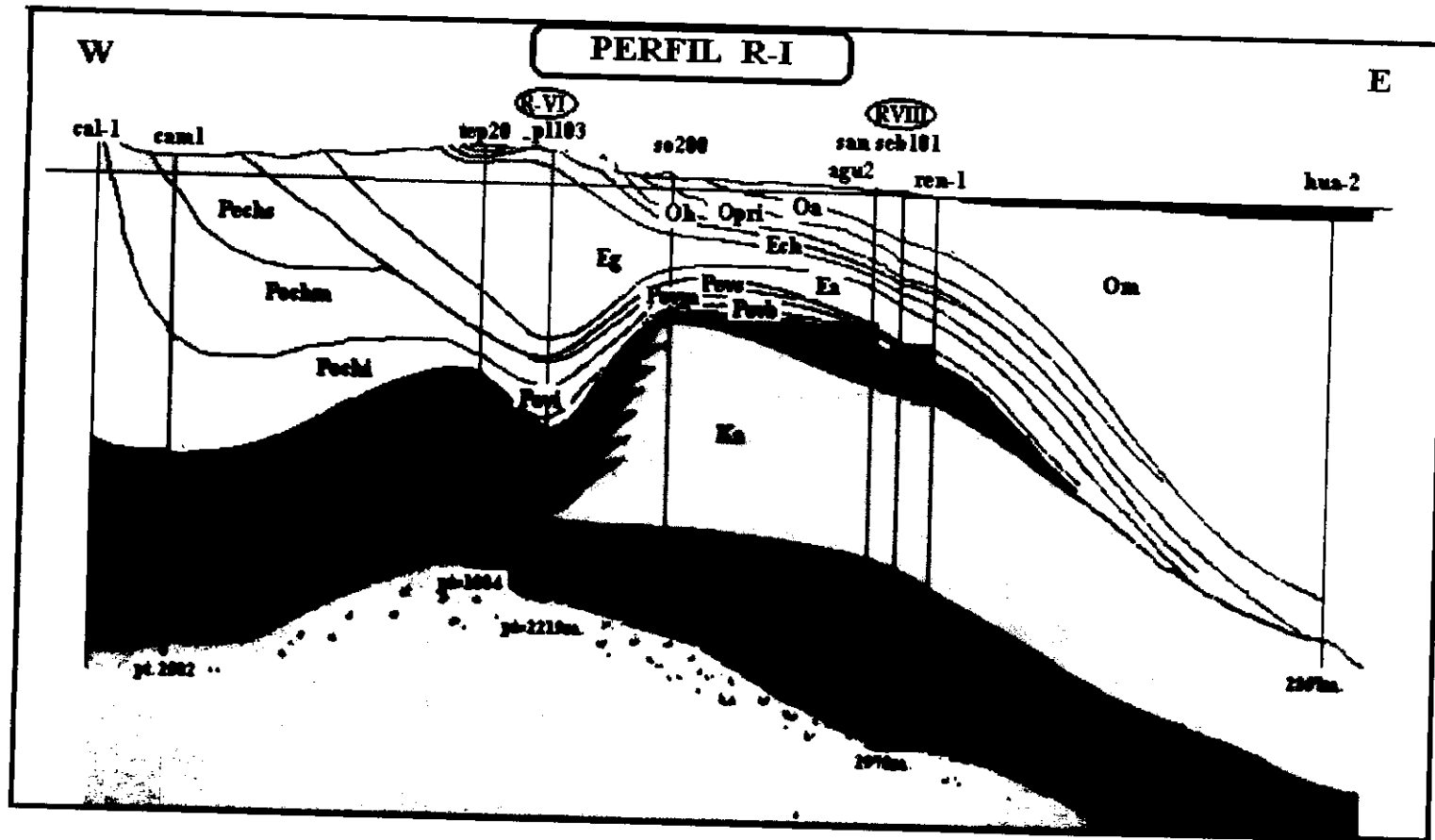
R-VII

SECCIONES DE COORDINACION

R-IV

R-VI

R-VII



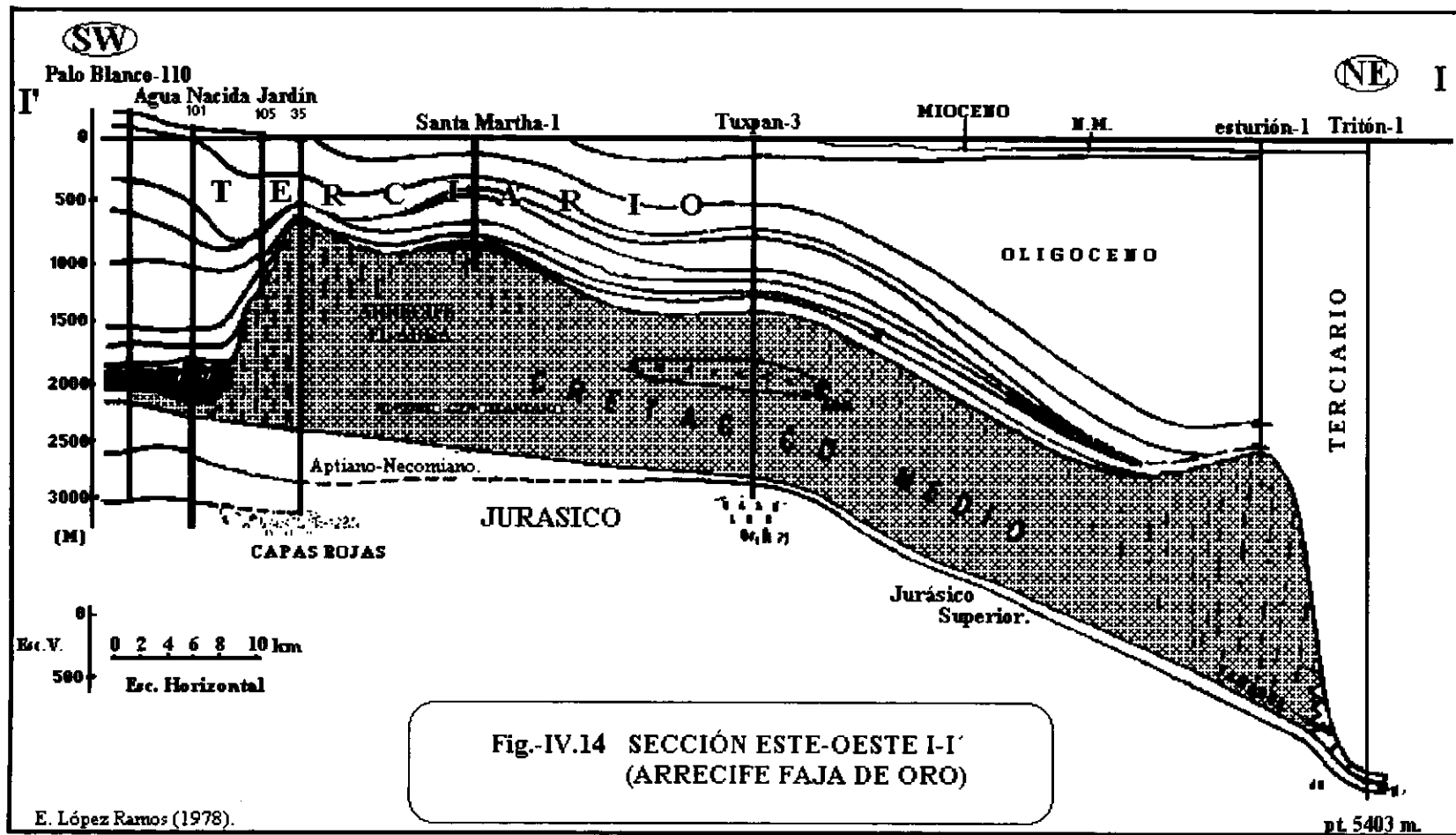
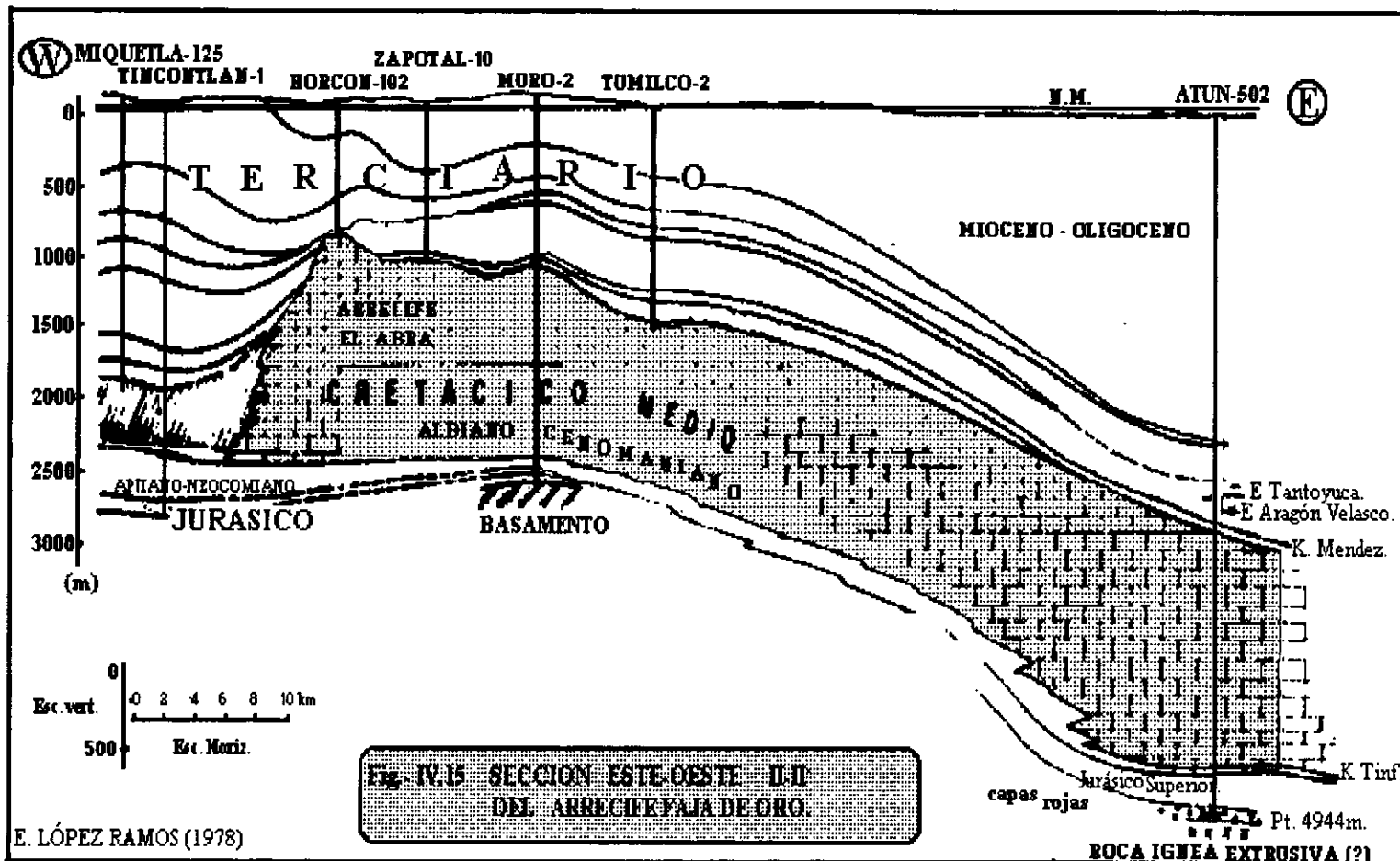


Fig.-IV.14 SECCIÓN ESTE-OESTE I-I'
 (ARRECIFE FAJA DE ORO)

E. López Ramos (1978).



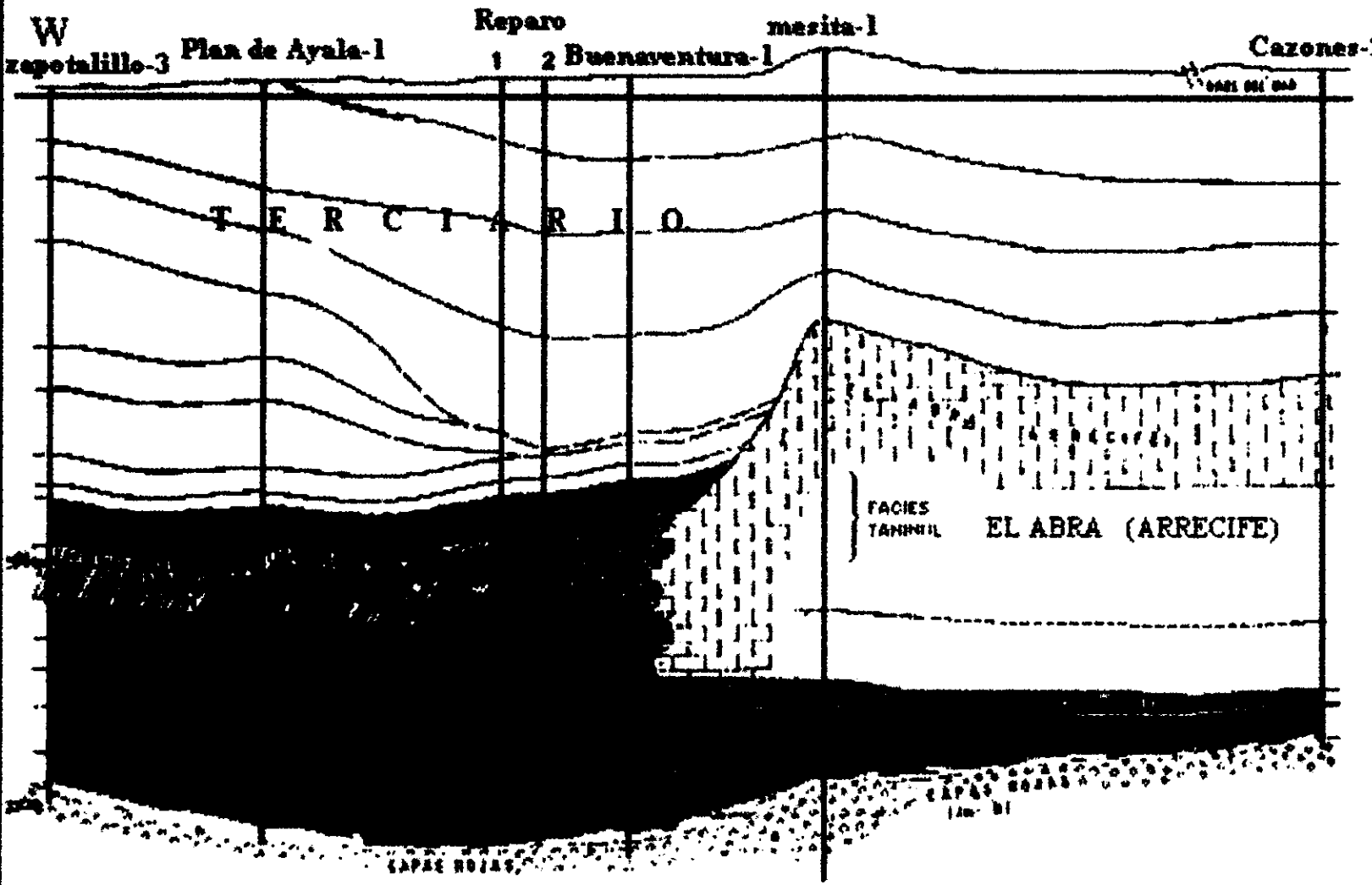


Fig- IV.16
 SECCION
 E-W III-III DEL
 ARRECIFE FAJA
 DE ORO.

E. LÓPEZ RAMOS (1978)

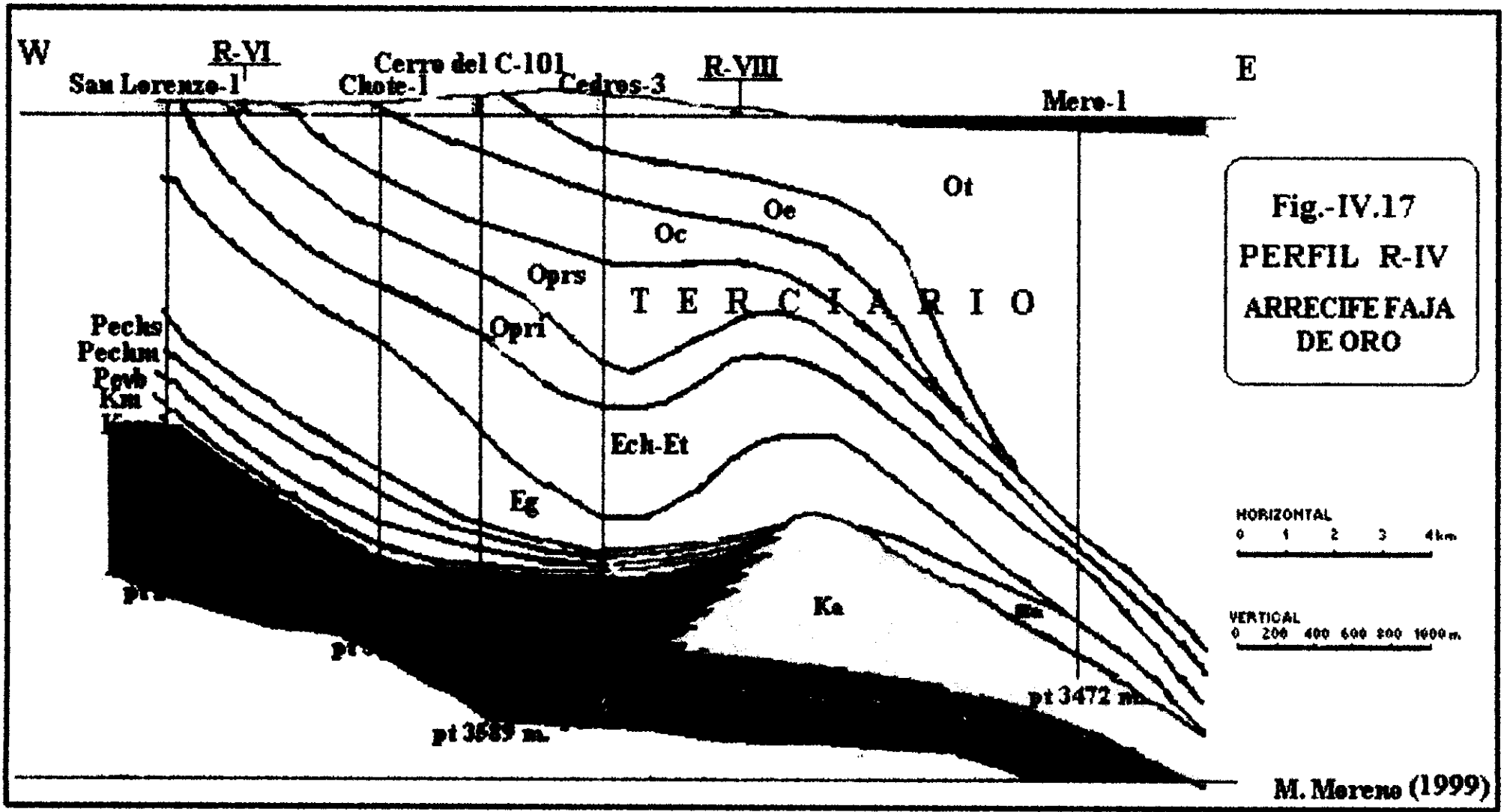
jurásicas. Este perfil muestra similitudes a las del perfil Este-Oeste I-I', y las profundidades son semejantes, para esta zona.

El perfil de la sección Este-Oeste III-III' (figura IV.16 de López Ramos, 1978) es el más pequeño de todos, con 30 km de longitud. Corre paralelamente al río cazones (Poza Rica), en sus formaciones muestra la parte oeste del arrecife y escombros del mismo de la formación Tamabra al final del arrecife. En lo que corresponde a los sedimentos jurásico, se encuentra más delgados que el cretácico, las profundidades del basamento son del orden de los 3,000 metros.

El perfil R-IV (figura V.17) tiene una longitud de 70 km, esta ubicado en la parte sur de Poza Rica siguiendo una dirección E-W, cambia ligeramente para tocar los pozos San Lorenzo-1, Chote-1, Cerro del Carbón-101, Cedros-3 (cruza con R-VIII) y Mero-1. Hacia la parte oeste, el basamento tiende a ser cada vez más somero, mientras que y hacia el golfo se va profundizando con una pendiente más pronunciada. Esto puede deberse a la pendiente del talud.

El perfil R-VI (figura IV.18) corre de norte a sur con una longitud de 150 km. Es uno de los perfiles más largos y se encuentra atravesando en su totalidad al Paleocanal de Chicontepec. Se encuentra ligeramente desviado en su trayectoria, debido a toca los siguientes pozos: Tres Hermanos (cruza con R-VIII), Piedra Labrada-101, Tecomate-101, Pardo-1 (cruza con R-IV), Corralillo-1, San Lorenzo-2, correo-1 y cedros-1 (R-IV). El paquete del terciario es mayor que el Cretácico y el Jurásico, en lo que respecta al basamento, este muestra grandes bloques en formas de horst y grabens.

El perfil R-VIII (figura IV.19) es uno de los perfiles más largos de nuestra área, tiene una longitud de 180 km, cruza perfectamente todo el arrecife, debido a que corre de N-S atravesando los perfiles R-IV. R-I. RI-I'. RII-II'. Tiende a tener pequeños cambios de dirección debido a que toca los siguientes pozos: Tres hermanos-133, Mellizo-1 (cruza con R-VI), Faja de Oro-3, San Sebastian-101 (cruza con R-I), Tuxpan-3, Tumilco-2 (cruza con R-II), Finca-1, y Negro-1A(cruza con R-VII). El basamento tiende a ser más profundo hacia el sur, alcanzando hasta los 3,800 metros, en la parte norte es más somero con profundidades de 2,300 metros indicando que el arrecife creció sobre un alto basamental, más alto en la zona norte y más bajo en la zona sur, en donde se ha reportado de tipo granítico.



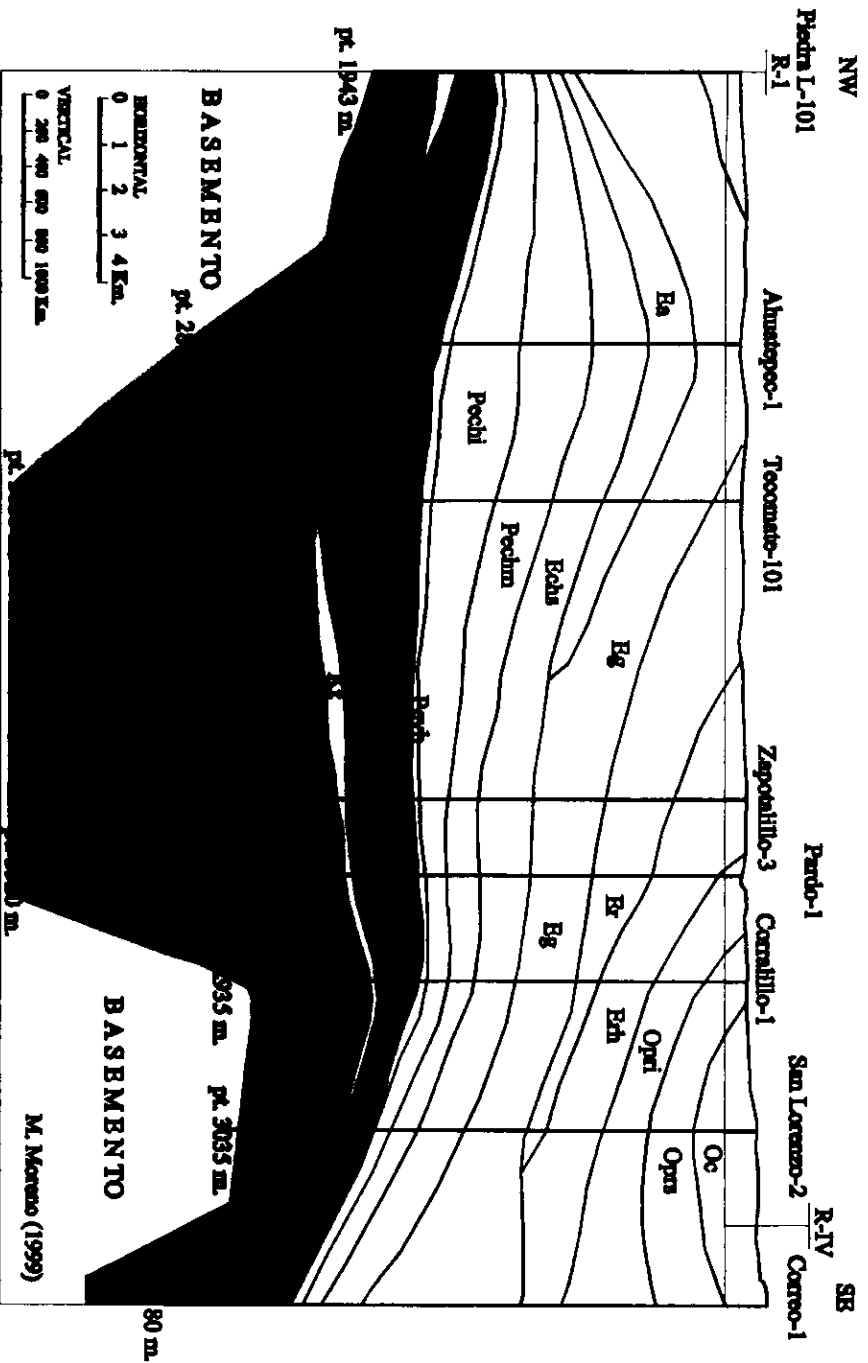


Fig.- IV.18 PERFIL R-VI (ARRICIFE DE ORO)

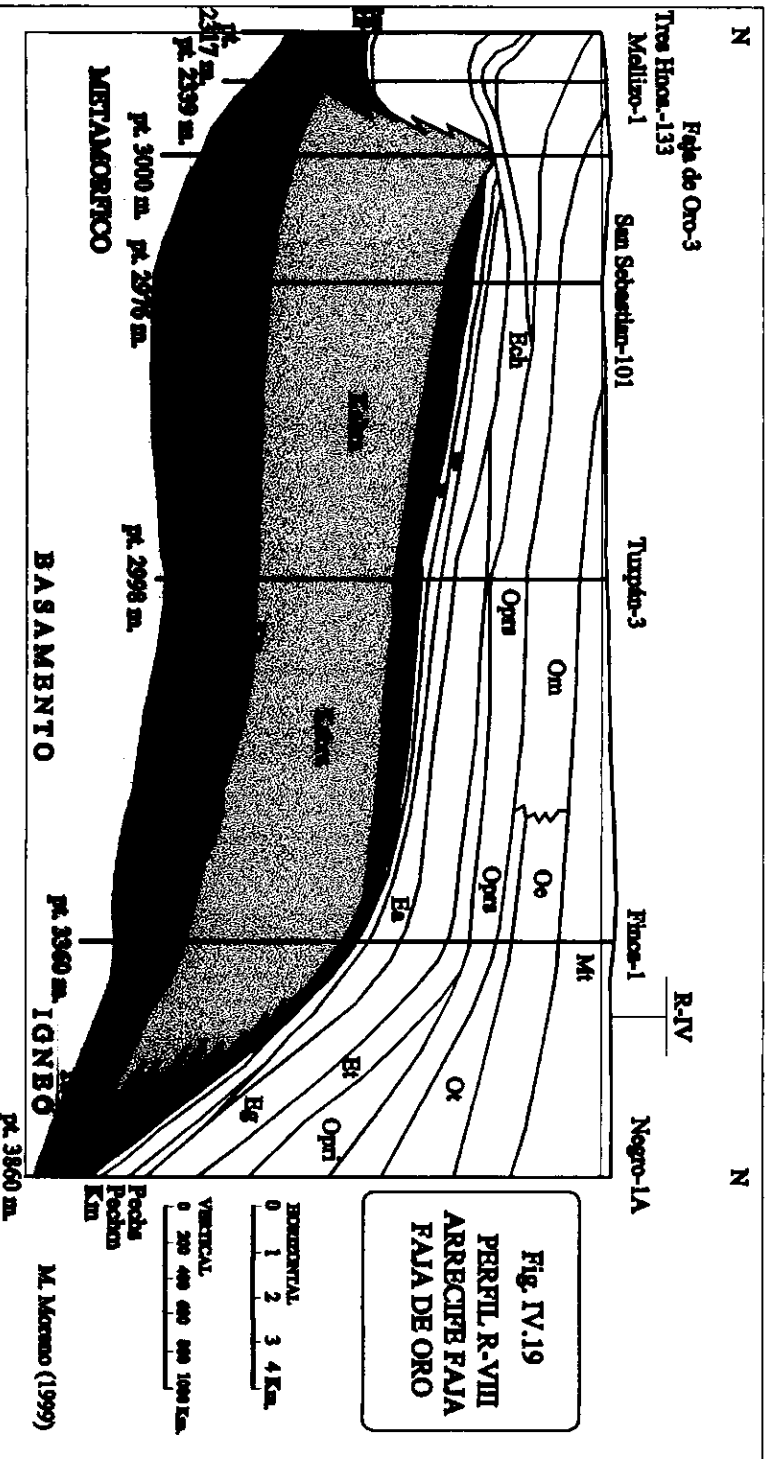
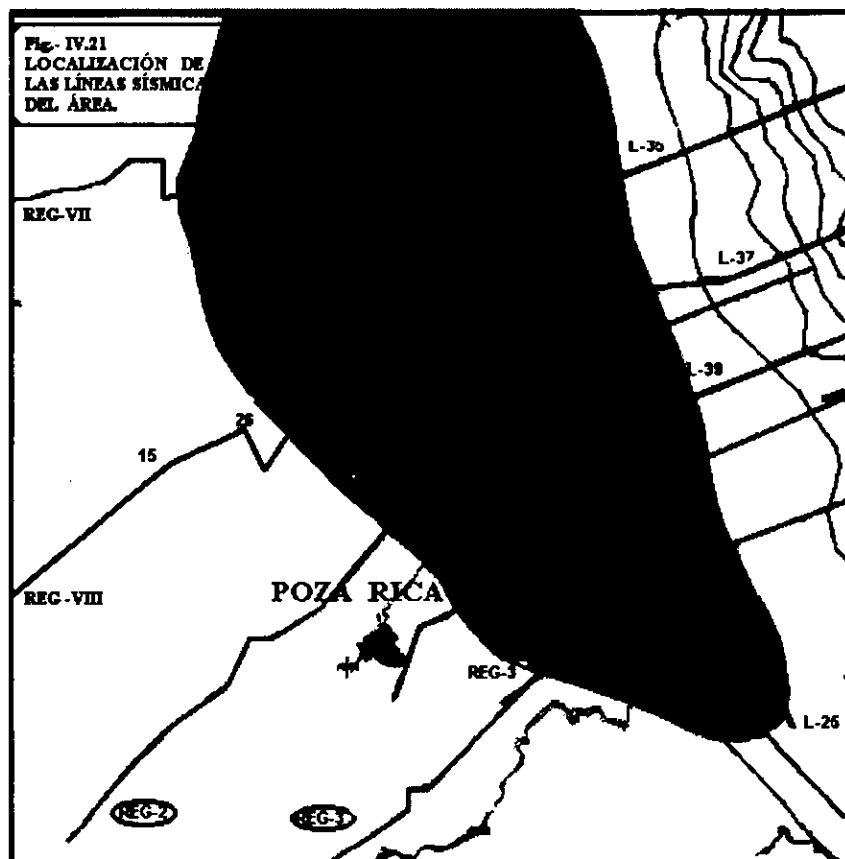


Fig. IV.19
PERFIL R-VIII
ARRICIFE FAJA
FAJA DE ORO

3.3. Sísmica del área

En lo que respecta a la información sísmica del área, se presentan varias líneas (figura IV.21). La mayor parte de estas sigue una dirección NE-SW, algunas se encuentran en el continente y en su mayoría en el golfo, de estas se tienen dos regionales denominados como Reg-2 y Reg-3, los cuales interpretan la parte SW del área con altos y bajos basamentales y profundidades de 2,000 m, con fallamientos de tipo normal.

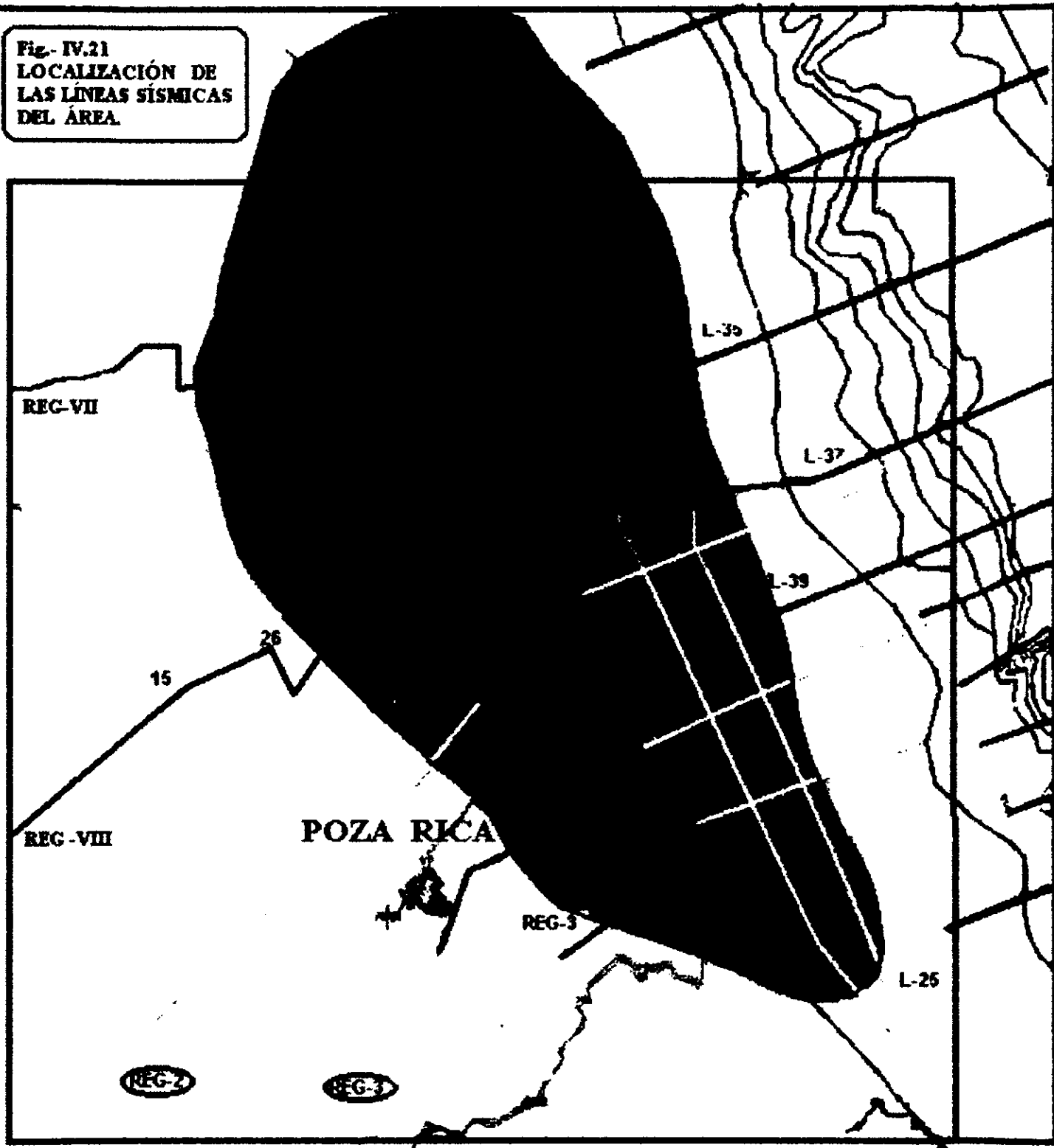


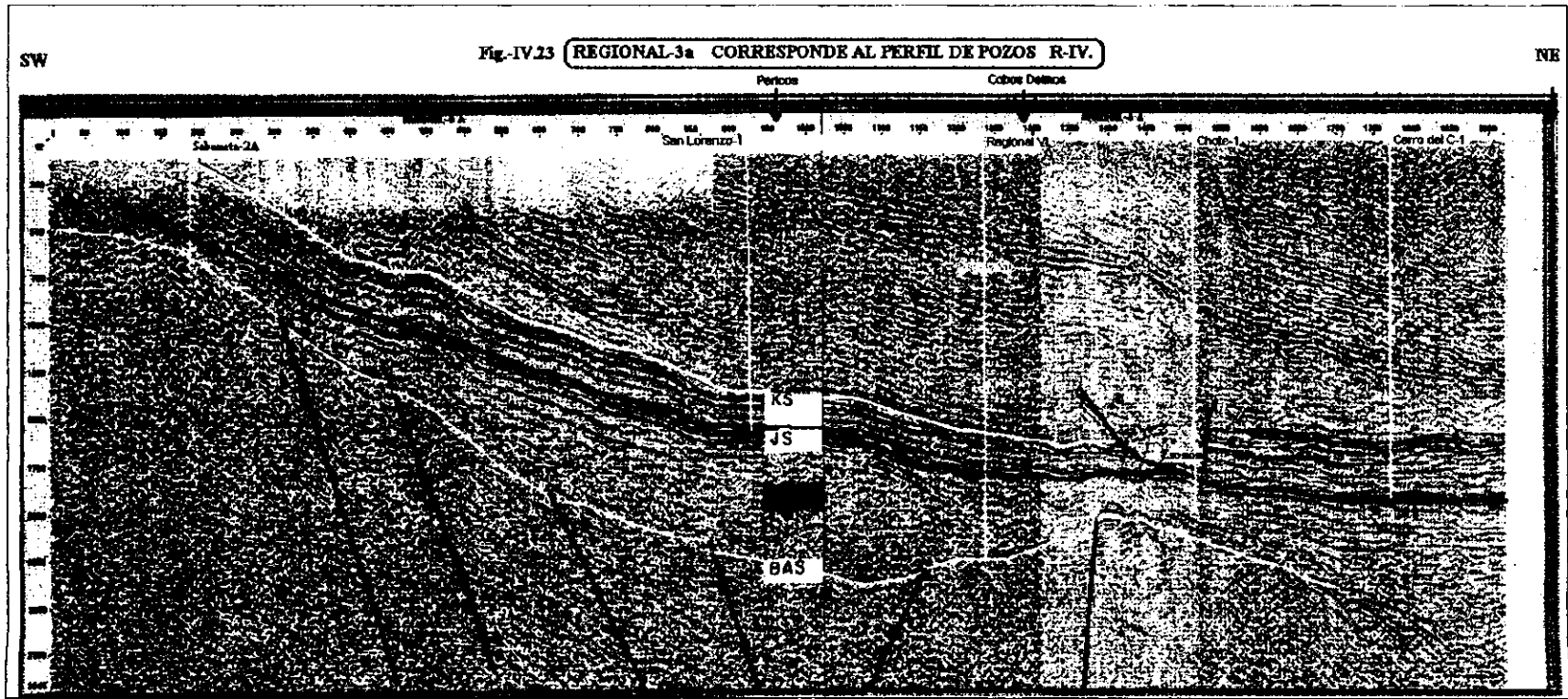
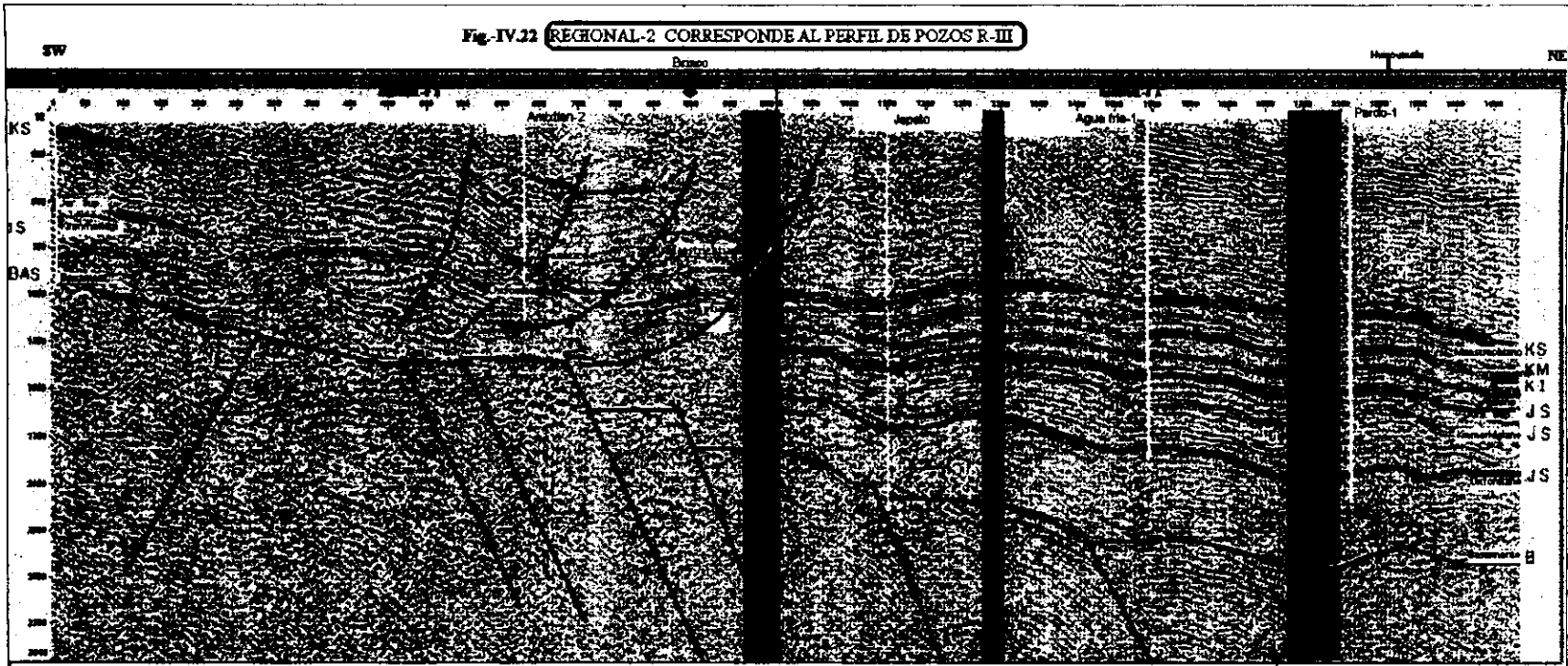
A continuación se describen algunas de las líneas sísmicas:

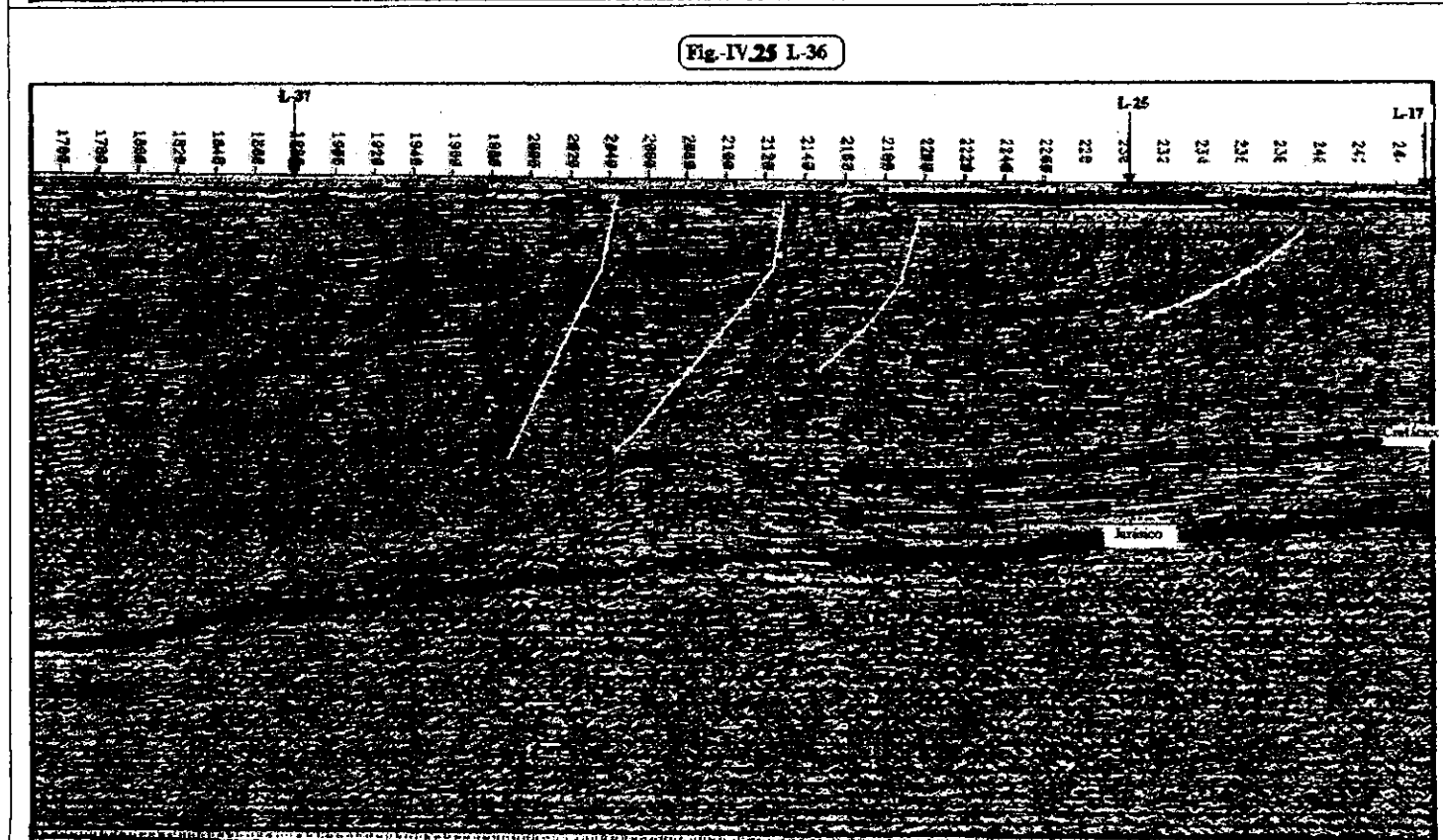
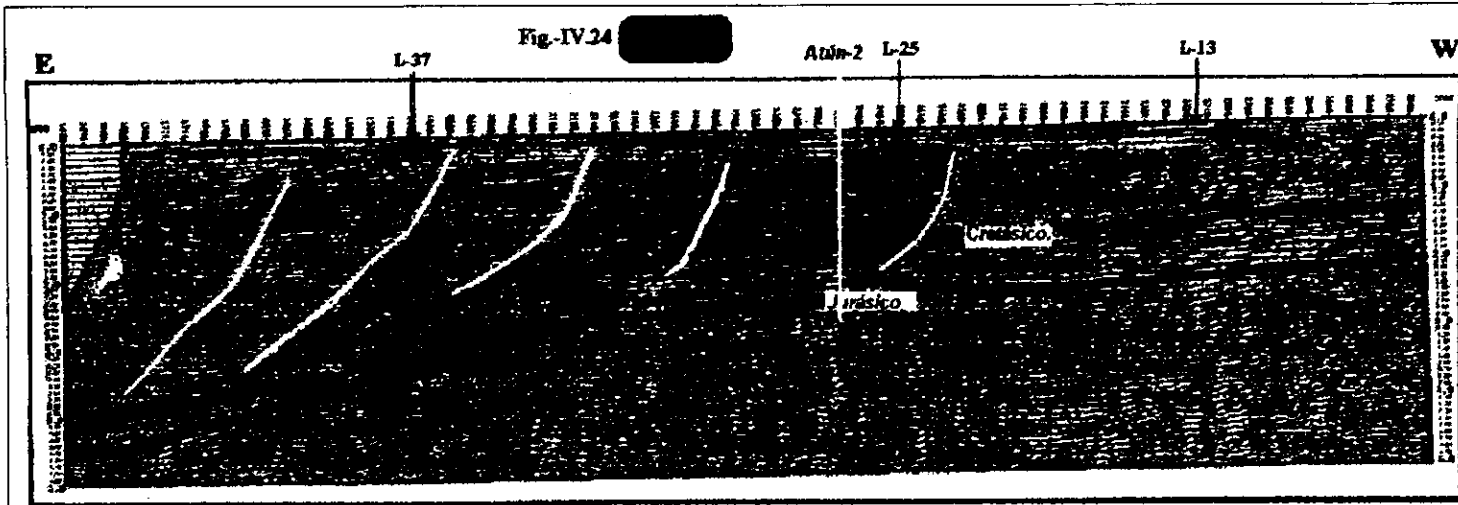
La línea sísmica compuesta denominada como REG-2 (figura IV.22) coincide con el perfil RIII-III' al menos en un 70%, cuenta con una longitud de 84 km y con un rumbo SW 50° NE, cambiando ligeramente para amarrar los pozos Tlaxcalaltongo-1, Amixtlán-3, Japeto-I, Huixcuautla-1, Amixtlán-2, Escobar-101, Pardo-1 y Piramide-1. Indicando profundidades del basamento entre los 1,000 junto a la Sierra Madre y 2,600 metros con bloques altos y bajos que tienden a ser más somero hacia la porción SW y a profundizar al NE. Los espesores del paquete del Terciario son potentes con rangos de los 1,000 metros. El cretácico tiende a ser de espesor moderado (300 metros), en tanto que el jurásico tiende a aumentar hacia el oriente, con fallamiento de tipo normal, todos estos sedimentos tienden a caer hacia la parte NE.

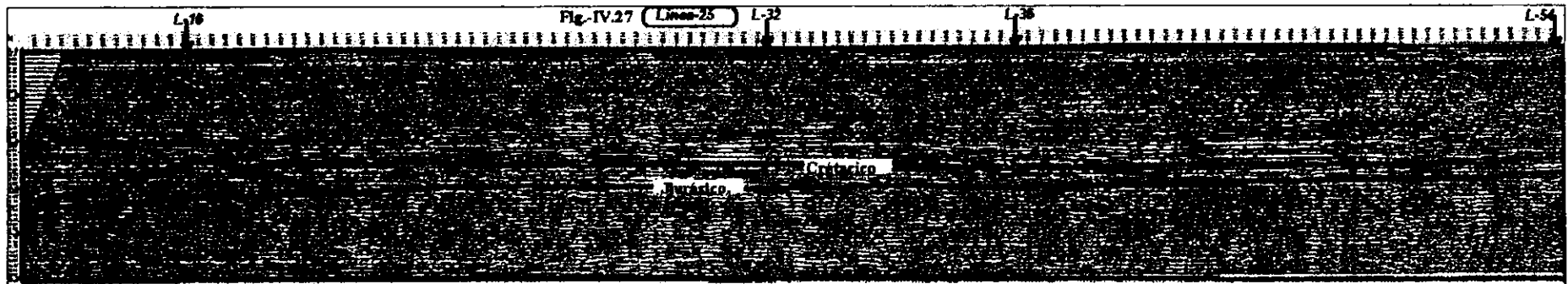
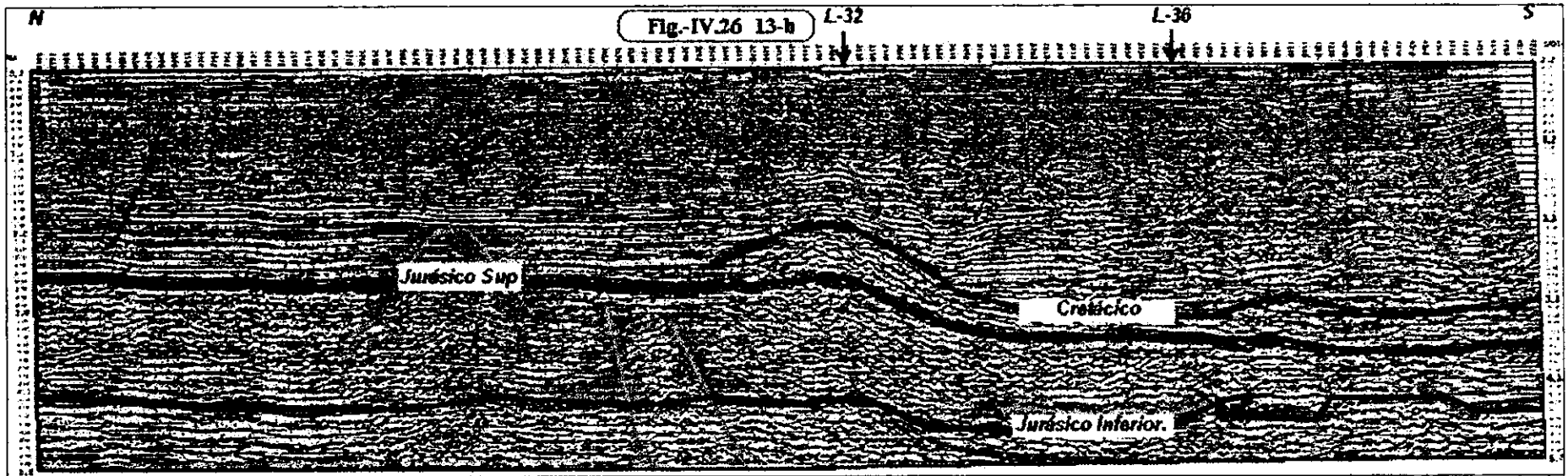
El regional sísmico REG-3 (figura IV.23) tiene la misma longitud de 84 km, Esta es una línea compuesta que se encuentra ubicada entre Poza Rica y Tecolutla, siguiendo un rumbo SW 54° NE, tocando los pozos Sabaneta-2, San Lorenzo-1, Cerro del Carbón-1 y con la proyección de los pozos Entabladero-1, Pericos, Cobos y Deimos. Este perfil coincide con el perfil de pozos R-IV. En lo que respecta al basamento, se encuentra en

Fig- IV.21
LOCALIZACIÓN DE
LAS LÍNEAS SÍSMICAS
DEL ÁREA.









forma escalonada, haciéndose más somero hacia la parte SW (500 metros), como lo indica el pozo Sabaneta-2, hacia la parte central del perfil tiende a formarse una pequeña depresión en forma de sinclinal con profundidades de 2,450 metros, para después alcanzar un alto de 2,000 metros y tender nuevamente a profundizar a la altura del pozo Cerro del Carbón-1 con profundidades de 2,750 m. En lo que se refiere a los paquetes sedimentarios, estos presentan una pendiente de 20° con una caída al NE, indicando que todo el arrastre de los sedimentos es hacia la parte NE.

La línea L-16 corre de E-W (figura IV.24) con una longitud de 50 km, se puede considerar como una continuación del Regional R-2, mostrando en la parte superior el terciario con horizontes con fallas de crecimiento. El cretácico superior se presenta a 1.5 seg, mientras que el jurásico a los 2.0 segundos, los horizontes tienden a buzarse hacia el golfo y exactamente donde termina la cresta arrecifal se da inicio la zona del talud. En lo que se refiere a las profundidades del basamento, estas se tienen de los 2.3 a os 3.5 segundos.

La línea sísmica L-32 se puede considerar como la continuación del Regional Reg-3 (figura IV.25). Es paralela a la línea L-16 y se encuentra ubicada dentro del golfo de México, siguiendo una dirección E-W. Al final de la sección se observa que el talud tiene una pendiente mayor. En esta sección no se tiene una buena definición de la morfología del basamento. El horizonte jurásico se presenta a los 2.2 seg, mientras que el cretácico lo tenemos a los 1.6-1.8 segundos.

Las secciones sísmicas perpendiculares a las anteriores son de una morfología más suave, debido a que atraviesan por la parte lagunar del arrecife, un ejemplo de estas, son las líneas L-37, L-35, L-17, L-13b y L-09.

La figura IV.26 muestra la sección de la línea L-13b, la cual corre de Norte a Sur por la parte lagunar del arrecife, para profundizar hacia la parte sur. En su trayectoria se observa la parte lagunar del arrecife en forma lineal, los espesores de los sedimentos se observan igualmente lineales con un pequeño adelgazamiento al sur.

La figura IV.27 muestra la sección sísmica L-25, la cual es paralela a la línea L-13b, teniendo semejanzas ambas en sus horizontes, los cuales son lineales (sin deformación) debido a que se encuentran en la zona lagunar del atolón, terminan deformándose un poco al llegar a la parte final del arrecife.

Cima de basamento mediante datos de pozos

Con la información de 82 pozos que tocaron basamento, de los cuales 62 corresponden a los perfiles, se realizó la configuración de una malla mayor al área trabajada en la tesis con un intervalo de 1 x 1 km (figura IV.28).

Dicho basamento presenta una orientación preferencial NW-SE en forma de dos bloques altos y dos bajos que pueden verse como grabens y horsts con fallamiento normal en la parte continental, hasta llegar al talud en donde tenemos una falla inversa (figura de fallas). Para las dos partes altas se tienen profundidades de 2,400 a 3,000 metros y que corresponden al cuerpo ígneo denominado como "batolito del golfo". Las partes bajas de color verde, corresponden a una zona más profunda de alrededor de 4,000 metros de profundidad. Para la parte del talud se presenta como la más profunda con valores arriba de los 5,000 metros y se va profundizando hacia el golfo.

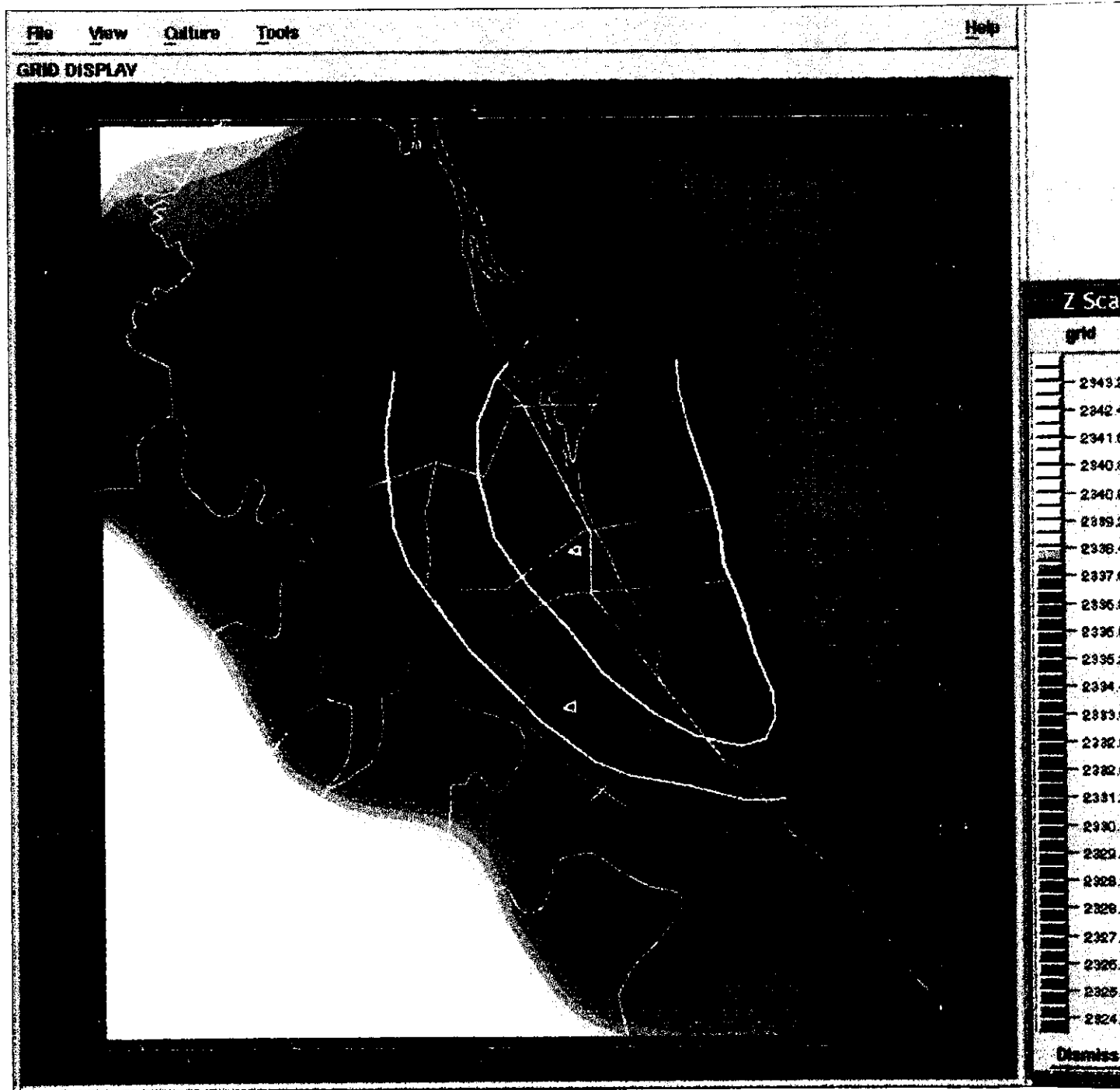
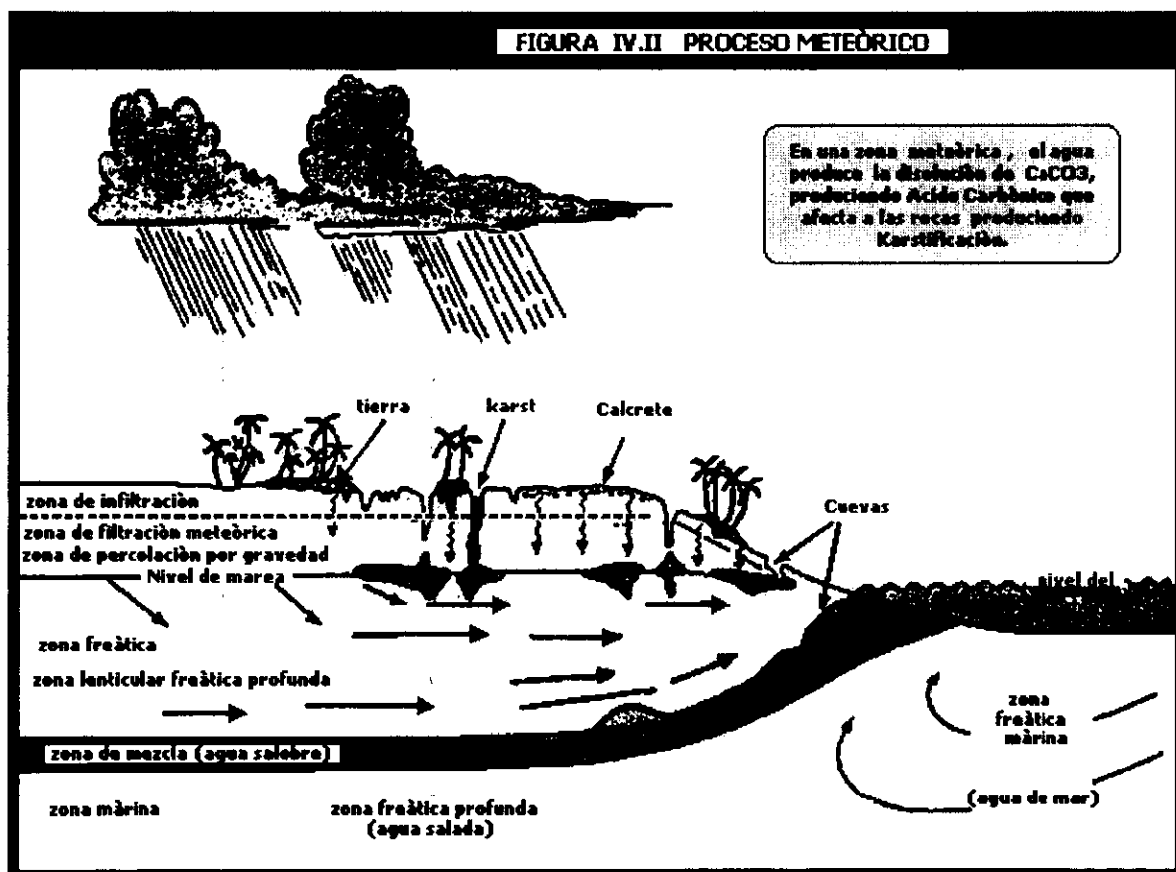


Fig. H51.tif - Basamento mediante pozos

3.3.1. Modelo estático de los yacimientos

A continuación se describe un modelo de evolución para explicar el comportamiento de los yacimientos petroleros (David K. Davies y Associates, Inc Houston, 1996) de la cuenca, este modelo toma en cuenta las condiciones de desarrollo del arrecife, indicando así cuatro estados en los que estuvo siendo alterado por las condiciones meteorológicas y la filtración del agua.

Se reconocen cuatro estados de desarrollo que contemplan el proceso de karstificación al que ha estado sujeta la formación el Abra. En la figura IV.11 se muestra como en zonas meteóricas el agua produce la disolución del CaCO_3 , esto hace que el ácido carbónico afecte toda la roca produciendo karstificación (cavernas). Un ejemplo de esto es Yucatán.



Estado 1. Los sedimentos que formaron estos yacimientos se depositaron en una plataforma epicontinental de laguna extensa (varios km) y somera (menor a 10 km de profundidad) cuyo desarrollo se dio en la parte posterior de la barrera de arrecifes. Estos sedimentos incluyen depósitos de ambientes de plataforma abierta y restringida, como se muestra en la figura IV.12. Donde se presentan los primeros dos estados de evolución de la Faja de Oro.

Estado 2. La Plataforma de Tuxpan quedó expuesta durante su desarrollo, debido al ascenso y descenso del nivel del mar, en donde un nivel bajo de mar produjo el desarrollo de una topografía kárstica madura, compuesta por un sistema de drenaje subterráneo

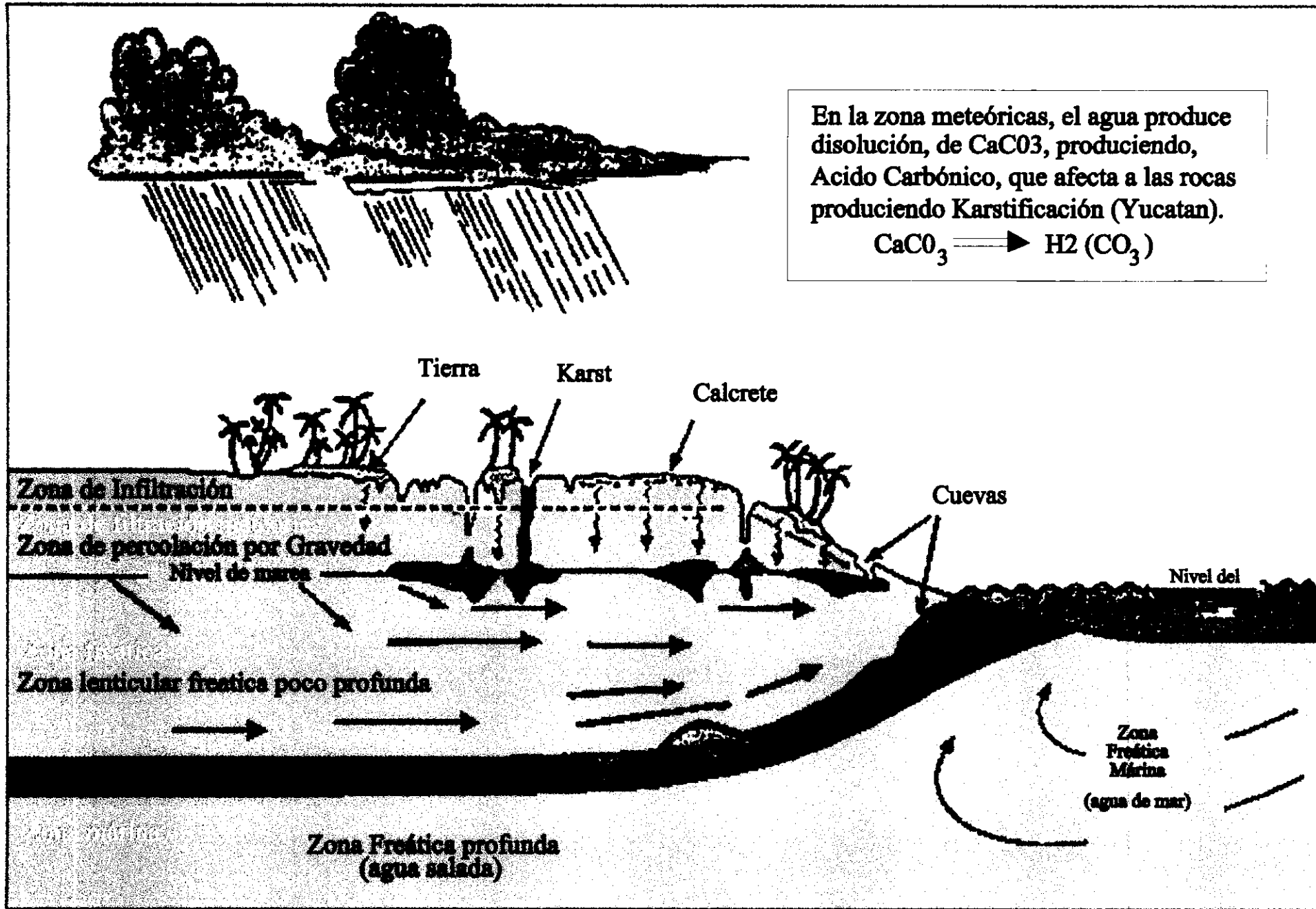
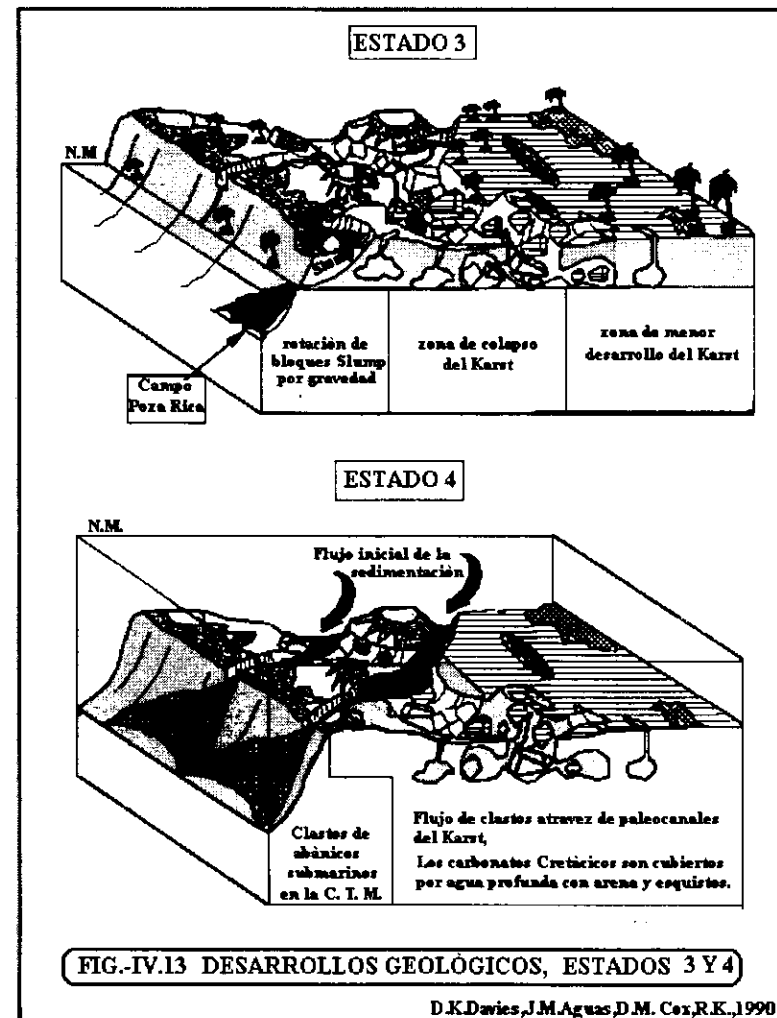
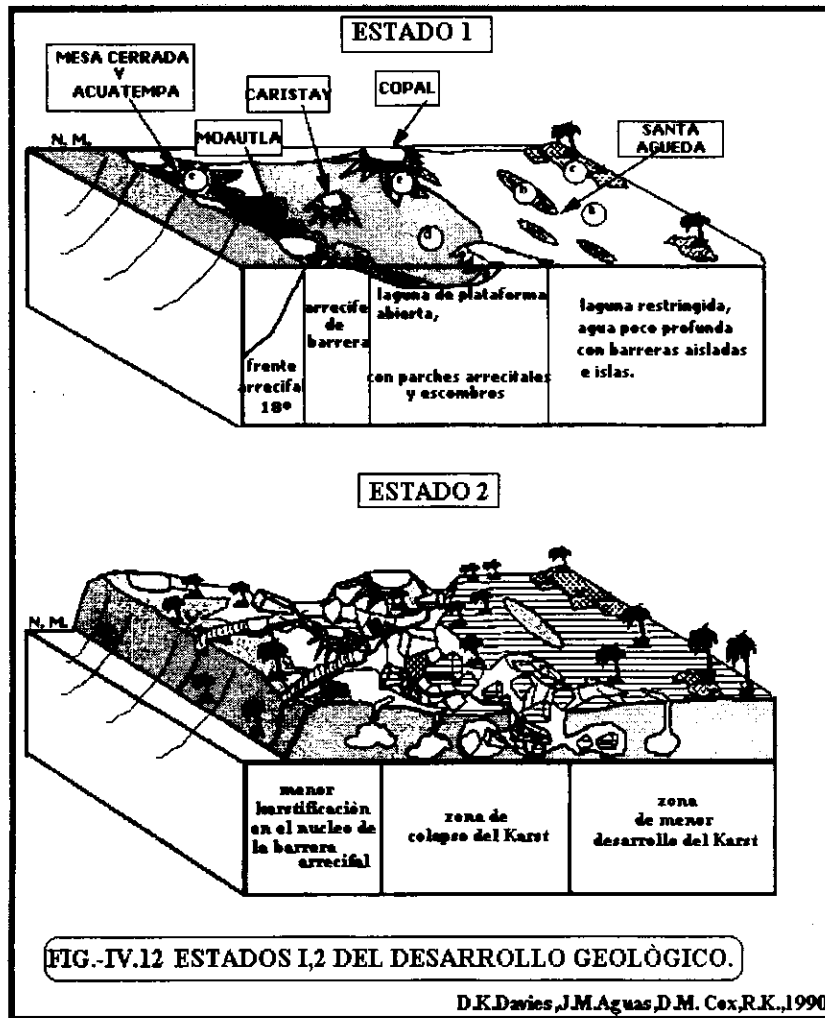


Fig. IV. 11 Proceso Meteorico (Area Santa Agueda)



(cavernas grandes e intercomunicadas), cuya área principal de desarrollo del karst (asociada con el desarrollo de fracturas, comunes a los techos de las cavernas.) Esta situada detrás de la barrera de arrecifes.

En el momento de la depositación, esta área se caracterizó por presentar porosidades y permeabilidades altas, dando como resultado el desarrollo de cavernas (figura IV.12).

En áreas donde la permeabilidad se mantuvo baja (laguna restringida), el desarrollo de las cavernas fue más reducido (ejemplo de esto es el campo Santa Agueda), cuyas fracturas del karst tienen una orientación de vertical a subvertical con forma irregular y de longitud variable, entonces las cavernas se colapsaron a lo largo de las fracturas de mayor longitud, abarcando áreas muy extensas.

Los planos de fractura que separan los bloques de colapso, se pueden ver como una serie de planos de falla en el interior de la formación el Abra. La zona de colapso sugiere un patrón de drenaje integrado y maduro, en donde los eventos de ascenso y descenso del nivel del mar (al menos 3) están asociados a la karsticidad (es importante notar que los campos actuales se encuentran en áreas altas remanentes que no fueron afectadas por el colapso).

Estado 3. En este estado, el área que comprende la formación el Abra fue inestable gravitacionalmente provocando la presencia de derrumbes, esto ocasionó el descenso en el nivel del arrecife y dio inicio al flujo por gravedad hacia la cuenca (figura IV.13). Este proceso provee de gran parte de escombros en los yacimientos de Poza Rica. Los diferentes derrumbes (3 ó 4), indican que la barrera de arrecifes se restablece por sí sola entre cada episodio y la transportación estructura abajo estuvo restringida por el movimiento de escombros sueltos que bordeaban al arrecife.

Estado 4. La plataforma de Tuxpan estuvo sumergida hasta profundidades de fauna pelágica, durante una transgresión ocurrida en el cretácico superior (turoniano), donde las condiciones de mar profundo prevalecieron hasta el terciario inferior. Es en este último estado donde se depositaron los sedimentos clásticos de aguas profundas (figura IV.13).

La cuenca Tampico-Misantla y la plataforma de Tuxpan fueron cubiertas por secuencias de arcillas y arenas intercaladas de considerable espesor durante el cretácico superior y terciario inferior cubriendo los altos estructurales existentes. Por lo cual los yacimientos de aceite se presentan flanqueados por zonas de colapso rellenas con escombros y el contacto agua/aceite se presenta a diferentes niveles (figura IV.13), mientras que las áreas donde existió colapso de karst no son productivas y presentan bajos estructurales. En tanto que las arcillas del cretácico superior y del terciario inferior funcionaron como rocas sello en los yacimientos de la Faja de Oro. La figura IV.13 muestra los estados de evolución tres y cuatro, en donde se indica que el flujo de escombros corre hacia fuera del arrecife (modelo de evolución de David K. Davies y Associates, Inc. Houston 1996).

3.4 Interpretación gravimétrica y magnética

En el presente trabajo se hace uso de la información potencial y se hace notar la importancia que tienen los métodos gravimétricos y magnéticos en la interpretación y modelado para delimitar la morfología de la cuenca tampico-Misantla. Los cuales nos indican las variaciones en densidad y susceptibilidad en el subsuelo con la posibilidad de describir y modelar los cuerpos causantes de las anomalías.

3.4.I. Gravimetría

La información gravimétrica fue obtenida de la base de datos BASEGRA que se encuentra en el IMP y propiedad de PEMEX, dicha información cubre un 90% del área, con un total de 16,268 puntos. Contendida en diferentes levantamientos de los cuales 10,462 puntos son terrestres (8,058 son digitalizados). 4,187 marinos (digitalizados) y 1,619 aéreos (digitalizados). En coordenadas UTM con una longitud de 733,000 a 605,000 metros y latitud 2,240,000-2,368,000 metros y cuyo meridiano central es el 99° (longitud este). La figura (IV.30) muestra los puntos de control y caminamientos del área, donde los prospectos digitalizados se muestran en forma de mallas uniformes de 1 x1 kilómetros tanto en el mar como en el continente, en donde únicamente la parte transicional se encuentra sin datos y que corresponde al límite entre el continente y el golfo. El área seleccionada es cuadrada para efectos de cálculo y cubre parte de los estados de Veracruz, Puebla e Hidalgo y parte de la zona costera del golfo.

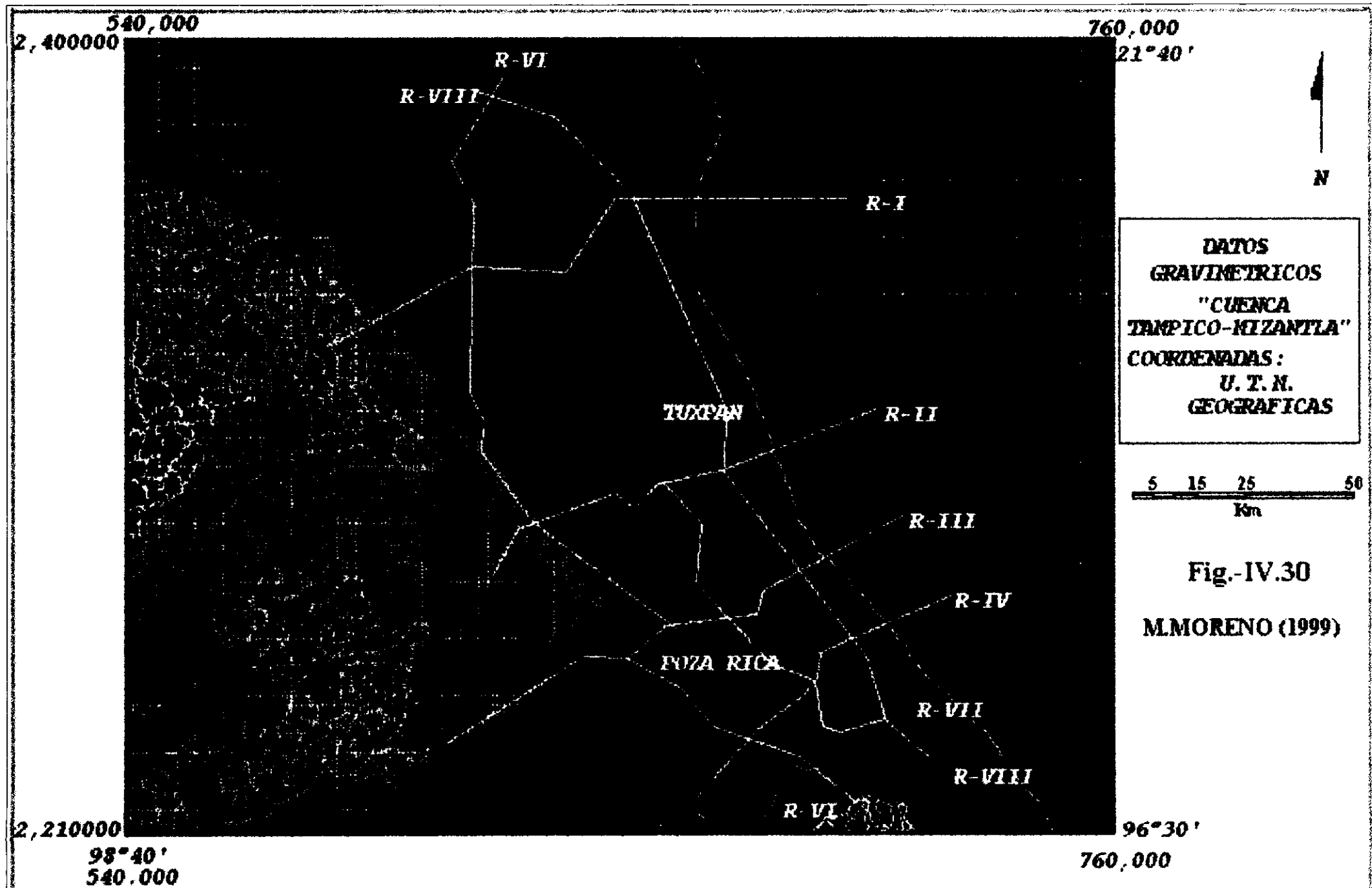
3.4.1.1 Integración gravimétrica

La información gravimétrica corresponde a diferentes levantamientos, entre ellos tenemos marinos, aéreos y terrestres, como son:

- a.- Tuxpan, es un prospecto marino con información en forma malla digitalizada de 1x1 km esta ubicado en la zona marina, es considerado como confiable.*
- b- Golfo de México, es un prospecto marino reciente con datos en forma de malla de 1x1 km (digitalizado), es considerada su información como confiable.*
- c.- Sur de Río Panuco, es un prospecto terrestre, el cual también cuenta con información digitalizada y que cubre el 60% del área y es considerado como confiable.*
- d.- Cuenca de Tamismolon, es un prospecto terrestre digitizado, el cual empata perfectamente con el prospecto Sur del río Pánuco, que también es confiable*
- e.- Cuenca de Huayacocotla, es un levantamiento terrestre y aéreo realizado a los 3,050 m, es de tipo regional, el cual se considera poco confiable para este trabajo.*

En la integración de los prospectos anteriores se utilizaron los siguientes parámetros, para el cálculo de la Anomalía de Bouguer:

*Densidad = 2.67 gr/cm³
Nivel de referencia = 0.0 m.s.n.m
Formula Internacional de Cassinis (1930).
Corrección de aire libre*



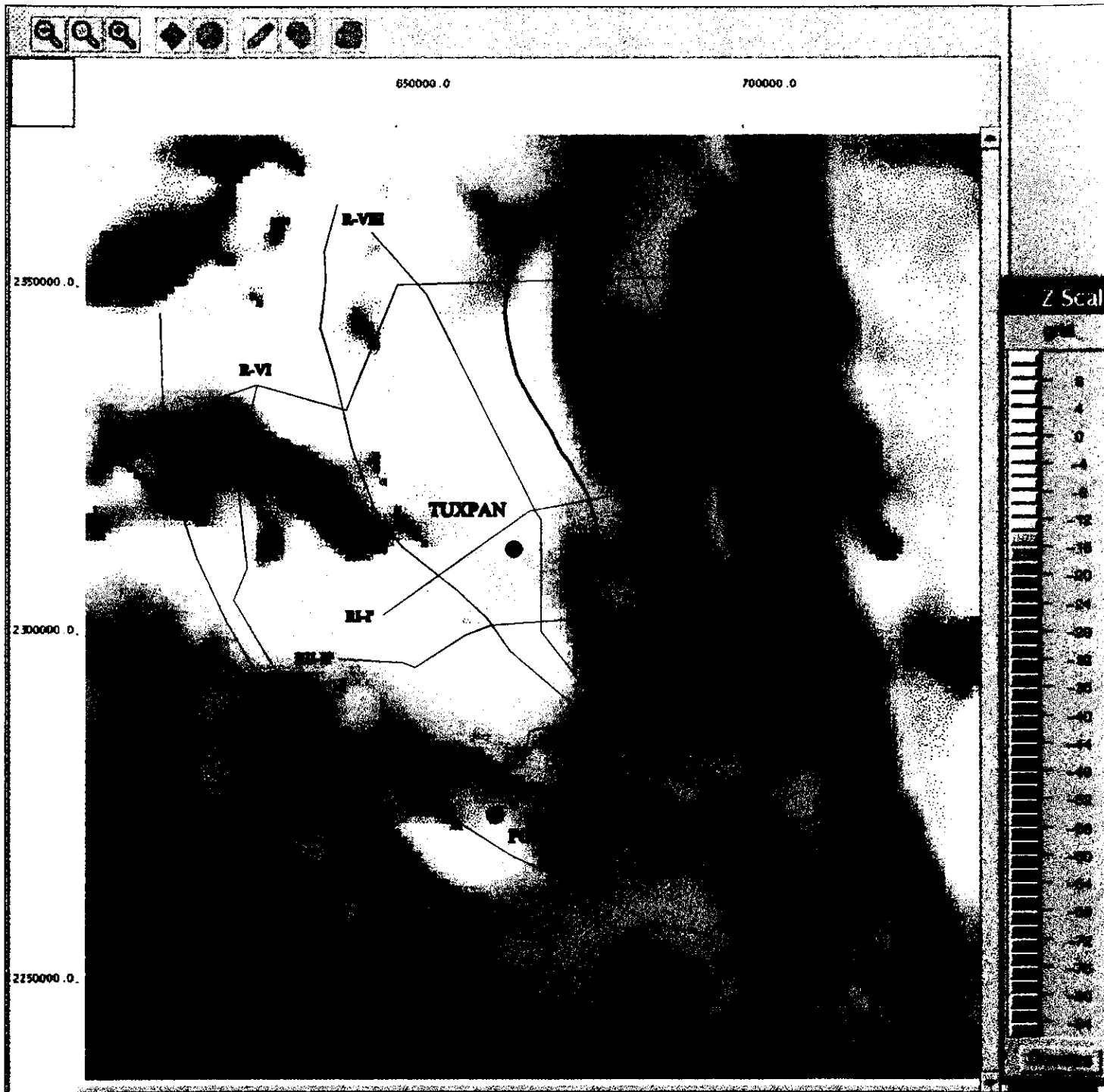
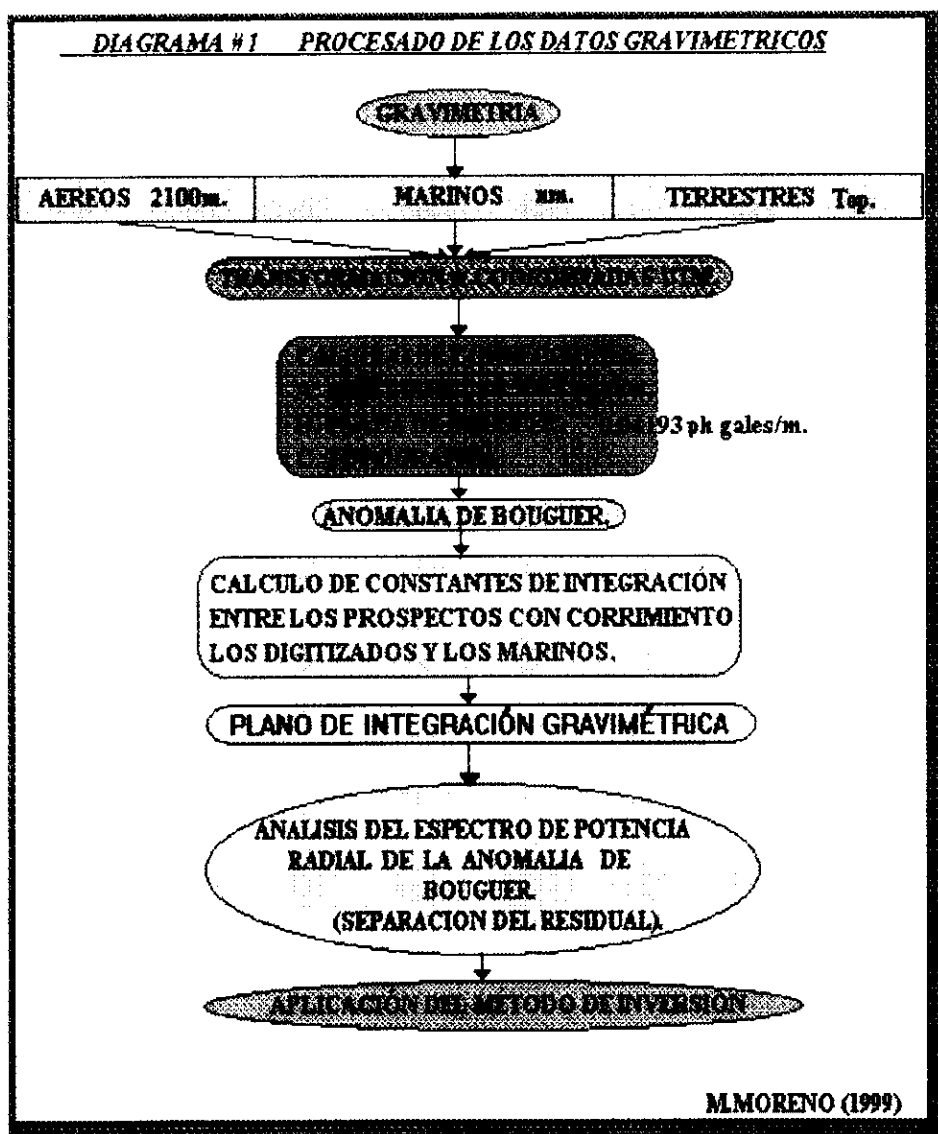


Fig. IV.31a.- Anomalia de Bouguer 3-D

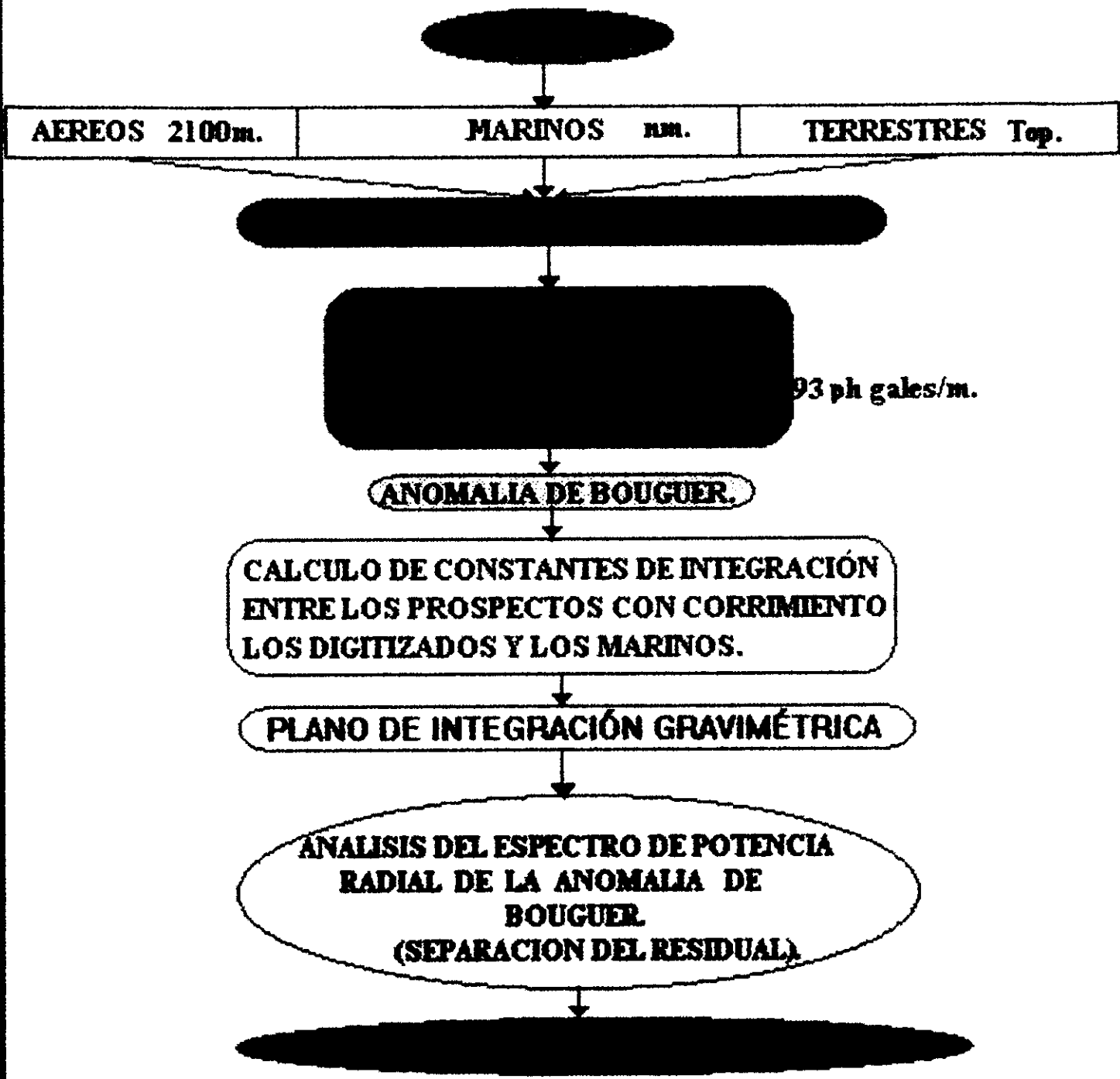
Una vez aplicadas las correcciones a cada prospecto, se realizó una primera integración en donde se notó que no empataban los límites de los prospectos, por lo que se le adicionó una constante aditiva a la anomalía de Bouguer para que empaten, como sigue: Golfo de México (-280), Sur de Río Pánuco (-10), Cuenca de Tamismolon (0), Cuenca de Huayacocotla (-460) y Tuxpan (310), observando que con estas constantes empatan perfectamente.

Para realizar la interpretación de la información, los datos fueron transformados de coordenadas Lambert (datos originales de la base BASEGRA) a coordenadas UTM con la finalidad de poder ubicarlos en cartas geológicas y topográficas de la cuenca (Diagrama mim. 1, presenta los procesos realizados a los datos).



La malla finalmente fue de 128 km por 128 km. La cual es cuadrada, con intervalo de 1km por 1 km, mostrada en la figura IV.31 denominado como, mapa de anomalías de Bouguer. En este mapa se definen todas las heterogeneidades del subsuelo, es decir los cambios horizontales que se tienen en las densidades de las rocas del subsuelo y nos da una idea

DIAGRAMA #1 PROCESADO DE LOS DATOS GRAVIMETRICOS



clara de las dimensiones de las cuencas sedimentarias y tipos de estructuras como son los anticlinales, sinclinales y fallas.

El mapa de anomalía de Bouguer es configurado con un intervalo de 2 miligales, en donde se tienen amplias anomalías en dirección N-S y NW-SE, al este tenemos rangos de -55 a 21 miligales, los cuales presentan varias áreas de interés y de forma local. Existe una anomalía muy amplia con dirección NW-SE entre el continente y el golfo. Mientras que para la parte oeste tenemos anomalías de tipo residual, las cuales son causadas por cuerpos someros del terciario (Sierra Madre Oriental). Para el golfo se tiene que las anomalías crecen en forma gradual debido a lo pronunciado del talud.

3.4.1.2. Procesamiento de los datos

El procesamiento de la información potencial se trabajó bajo un ambiente de estación de trabajo con el programa LCT, gratificado los resultados con el programa AUTOCAD. La aplicación del método de inversión de Pilkington y Crossley (1986) y modificado por Abdoh et. Al. (1990) se trabajó bajo un ambiente del sistema operativo MS-DOS y configurado con el programa denominado como SURFER (1993, versión 6.04).

Un método de gran ayuda en el análisis de los datos, es el análisis del espectro de potencia radial, debido a que nos proporciona todo el contenido de los números de onda del mapa de anomalía de Bouguer, esto con la finalidad de seleccionar los que correspondan a nuestras profundidades de interés y que nos describan mejor el basamento (figura IV.32). Para nuestro caso, se observan el rango {0.00005-0.0000825}, el cual es el que mejor se ajusta a las profundidades proporcionadas por los datos de pozos, las cuales oscilan entre 3,500 y los 4,000 metros. El mapa resultante es la representación de la morfología de la cuenca.

Aplicación del método de inversión a los procesos anteriores:

Se aplicó el método de inversión descrito en el capítulo 2 a los datos de anomalía de Bouguer (figura IV.33), correspondiente a la banda de números de onda de (0.00005-0.0000825). Las profundidades determinadas por este corte oscilan entre los 4,400 y 5,500 metros.

Se presentan profundidades amplias y de carácter regional con una orientación N-S cambiando un poco hacia la parte NW-SE, indicando tres zonas en el mapa. La primera en la parte centro-oeste del mapa, donde se tiene un alto con profundidades amplias de 4,500 y con caídas laterales de profundidades que alcanzan los 6,000 metros, otra semejante a la anterior, se encuentra hacia la parte centro-este, en el borde del continente con profundidades de los 5,000 metros y profundizándose en los bordes, hacia la parte sur del mapa las profundidades se amplían, lo mismo que para la Sierra Madre, en donde se presentan profundidades de 6,000 metros, En lo que respecta a la parte del talud, se tienen profundidades mayores a los 5,000 metros.

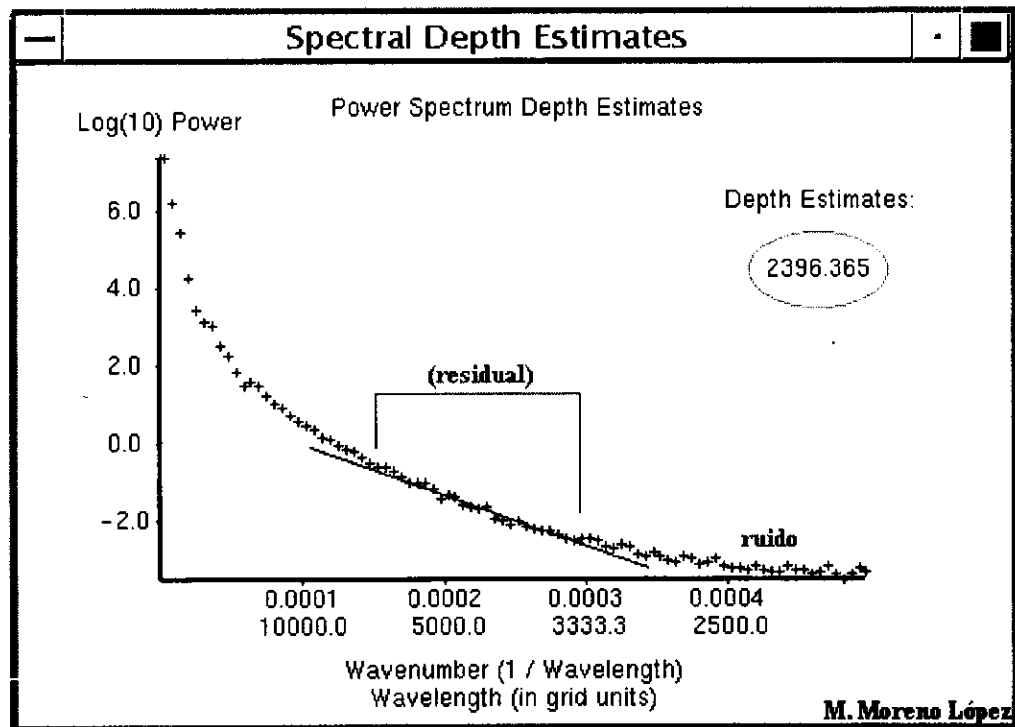
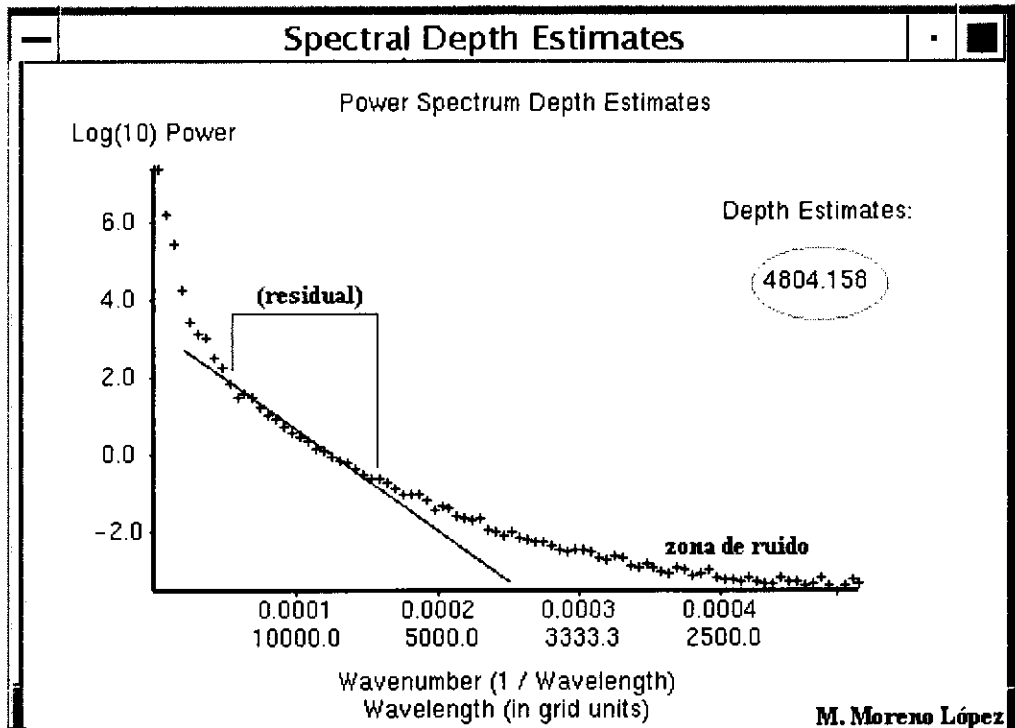
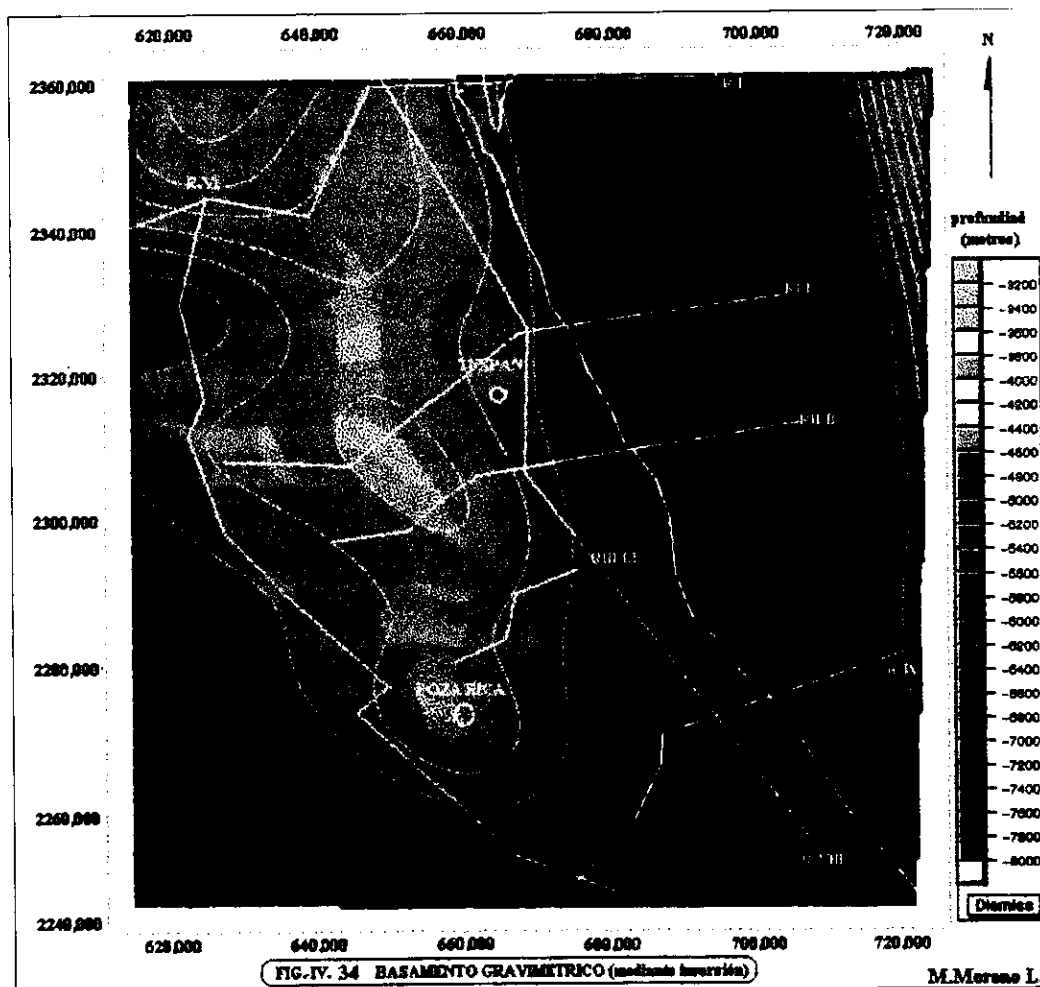
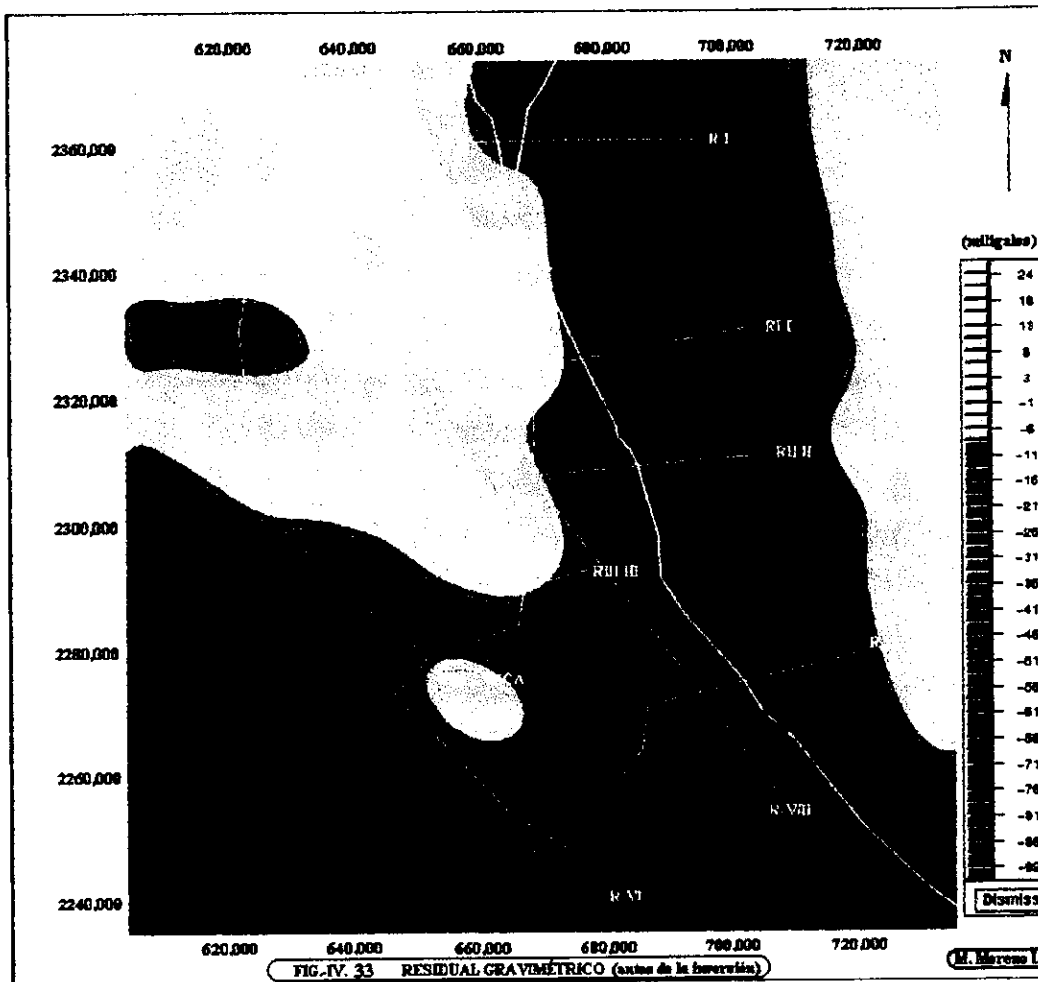


FIG.-IV.32 ESPECTRO DE POTENCIA RADIAL DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y LA SELECCIÓN DE LOS RANGOS DE NÚMEROS DE ONDA.



3.4.2. Magnetometría

En lo que respecta a la información magnetométrica, esta fue extraída de la base de datos BASEMAG, la cual cubre el 100% de nuestra área (figura IV.45) y esta contenida en cinco prospectos magnéticos, con un total de 22,725 datos, los cuales presentan diferentes niveles de referencia y un espaciamiento entre puntos de 1x1 km, como sigue:

a.- Tuxpan (n. m) con	1,237 puntos.
b.- Colima-Huetamo (2,100 m)	4,132 puntos.
c.- Cuenca de Tampico (490 m)	12,777 puntos.
d.- Golfo de México "A" (n. m)	2,878 puntos.
e.- Cuenca de Huayacocotla (3,050 m)	1,701 puntos.

Los datos son considerados como confiables y la integración de toda la información se llevó acabo mediante la continuación del campo a 2,100 metros, esto lo podemos realizar, debido a que los campos potenciales indican que si se conoce el campo magnético sobre un nivel, este puede ser calculado a un nivel por debajo o por encima de la medición, mediante el proceso de continuación ascendente o descendente del campo, como sigue:

El prospecto Tuxpan (n.m.) es un levantamiento marino que se encuentra digitalizado en la base de datos con un espaciamiento entre puntos de 1x1 km, la información es considerada de muy buena calidad, a la cual se le realizó la continuación del campo a 2,100 metros.

El prospecto Colima-Huetamo, es un levantamiento que fue realizado a los 2,100 m.s.n.m., con un rumbo en las líneas de vuelo N-S y N 55° E y un espaciamiento de las mallas originales de (3,6 y 12) x (9 y 18) km. Se consideró este nivel como referencia para todos los demás prospectos.

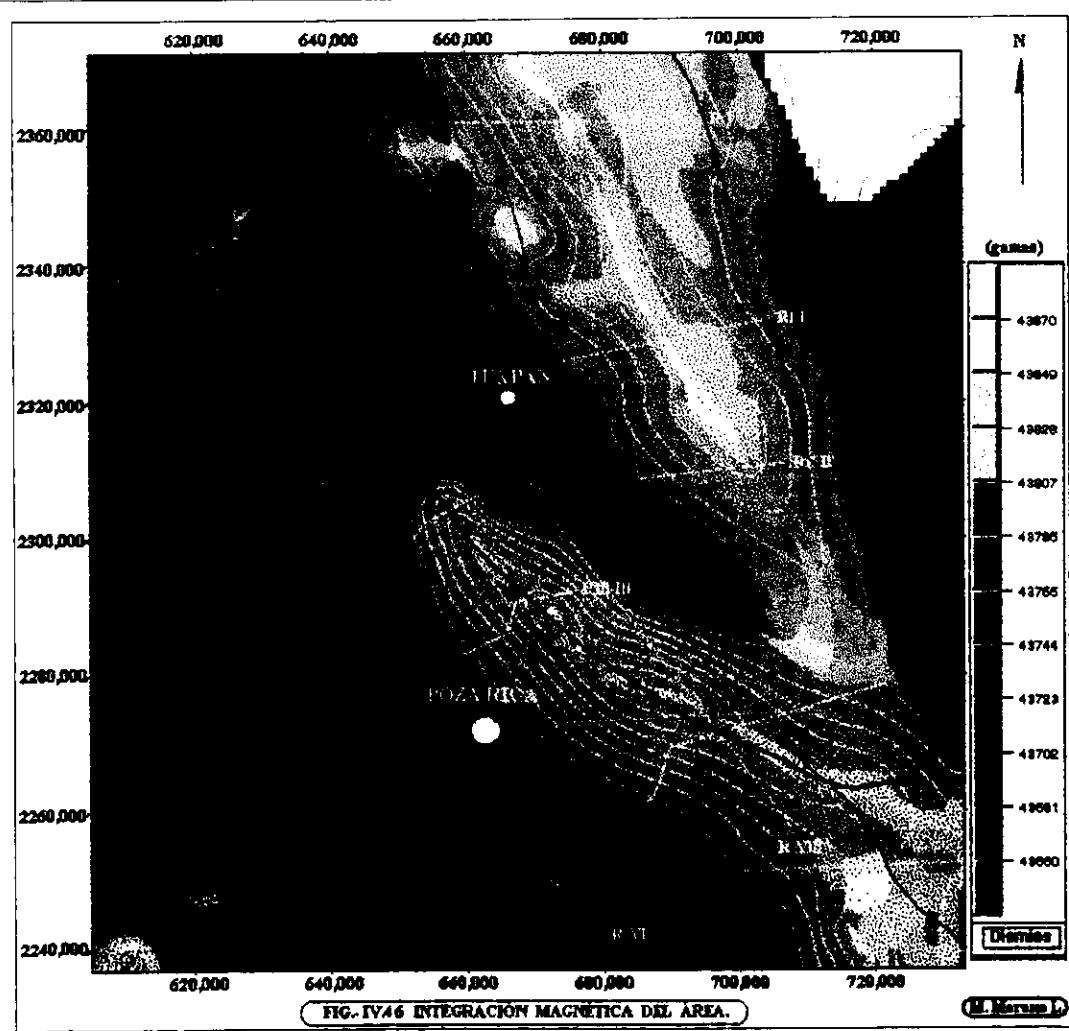
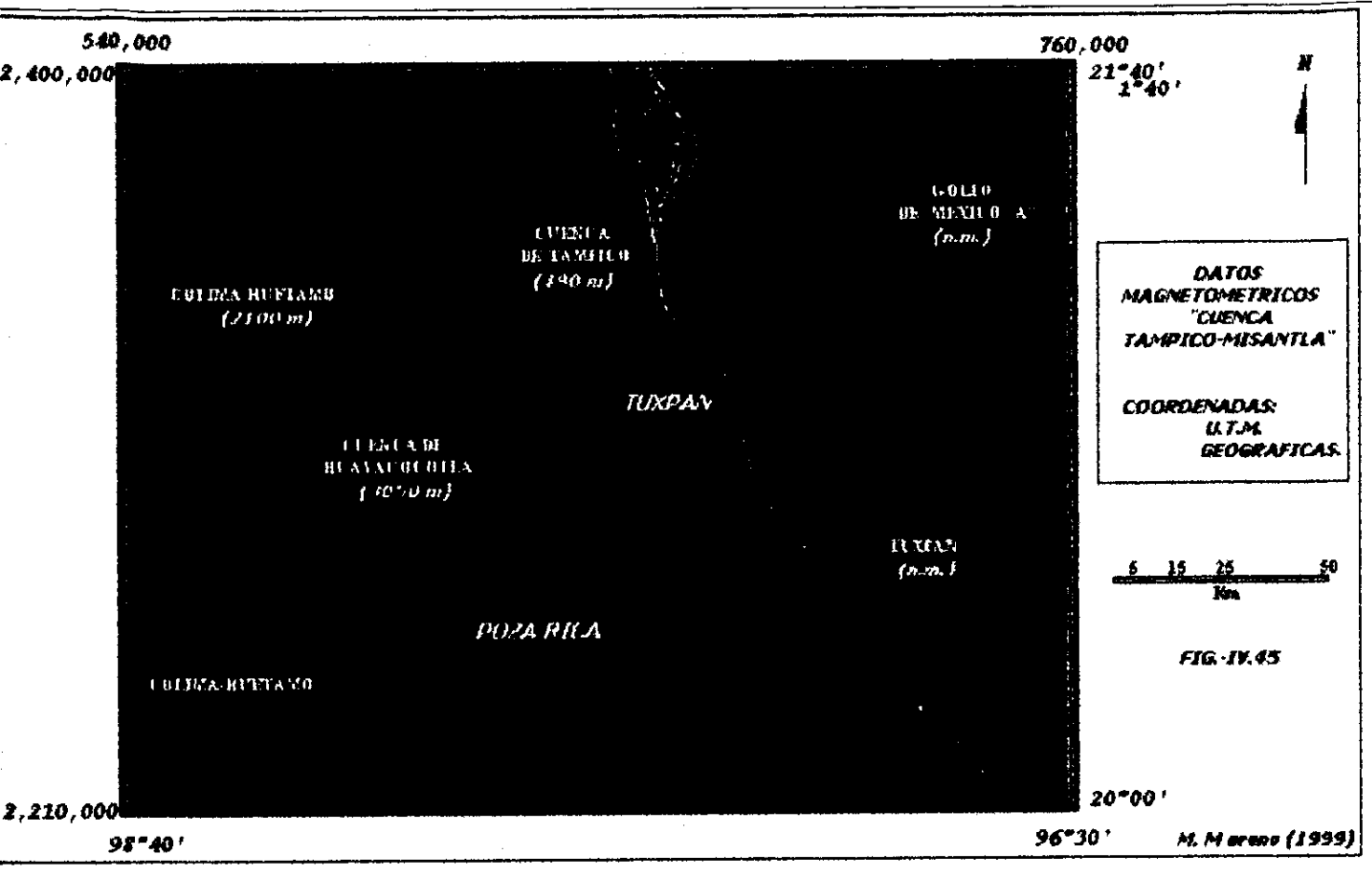
El prospecto "Cuenca de Tampico", es un levantamiento aéreo que fue realizado a una altura de vuelo de 490 m.s.n.m., y rumbo de las líneas de N-S, con intervalos de malla de 3x10 km, este fue continuado hacia arriba, al nivel de los 2,100 m.s.n.m.

El prospecto Golfo de México "A", es un prospecto marino reciente que se continuo hacia arriba (2,100 m.s.n.m) esta continuación actuó como un filtro pasa bandas y eliminó las anomalías someras.

El prospecto Cuenca de Huayacocotla, es un levantamiento aéreo con una altura de vuelo de 3,050 metros y con un rumbo de líneas N 54° E y un intervalo entre estas de 3 x 9 km, se continuo hacia abajo, esta continuación actuó como un filtro pasa altas en sus anomalías.

Una vez realizada la continuación de los prospectos al nivel de los 2,100 metros, se procedió a la integración del campo magnético, mediante la generación de una malla de 128 x 128 km y con un espaciamiento de 1x1 km.

El mapa de Intensidad Magnética Total integrado a la altura de vuelo de los 2,100 metros con todos los prospectos, muestra las anomalías generadas por las rocas que contienen material ferromagnético, siendo éstas de origen ígneo, además de forma indirecta nos



definen la extensión de la cuenca y nos ayudan en la estimación del espesor de la columna sedimentaria y a establecer que tan afectados se encuentran los sedimentos por los cuerpos ígneos.

La figura IV.46 muestra dicha integración, en donde se tienen dos anomalías amplias, alargadas y de gran extensión siguiendo una dirección NW-SE, que corresponden a la estructura del denominado batolito del golfo con valores superiores a 43,872 gamas. En la parte sur del plano, la orientación de las anomalías es principalmente NE y SW. Alojadas a lo largo de la estructura ígnea y en forma local (una parte del batolito se introduce con mayor ángulo hacia el continente y se encuentra descansando al norte de Poza Rica). Hacia la porción NW del mapa, se distinguen anomalías aisladas que corresponden a cuerpos extrusivos de la Sierra Madre. Para la parte Este se tiene el alineamiento NW-SE del cuerpo ígneo, con un máximo con 43,900 gamas que va decrementando hacia los lados, uno de estos lados alcanza Tuxpan y el otro hacia el golfo.

Integración magnetométrica de una porción mayor:

Con la finalidad de tener una visión clara de las dimensiones del denominado batolito del golfo, se ha realizado la integración de otros levantamientos de la cuenca de Burgos y de la parte norte de la cuenca Tampico-Misantla. En dicha integración se observan magnéticamente dos anomalías muy amplias con una orientación NW-SE que corresponden al denominado batolito del golfo, la más pequeña de ellas tiene un ligero quiebre que pasa entre Poza Rica y Tuxpan con una longitud de 100 kilómetros y un ángulo menoa a 45°. La anomalía magnética mayor, se encuentra localizada a lo largo de la zona transicional continente-golfo siguiendo una dirección NW-SE y terminando a la altura del puerto de Tampico (figura IV.47).

3.4.2.1. Procesamiento magnetométrico

El primer proceso llevado acabo a los datos magnético fue el de reducción al polo. Este mapa es el resultado de la aplicación de un filtro numérico a los datos de Intensidad magnética total, para corregir la desviación de las anomalías, provocada por la inclinación y declinación del campo magnético terrestre. Es decir el proceso de reducción al polo (figura IV.48) hace que las anomalías magnéticas aparezcan como si estuvieran ubicadas en el polo magnético, donde la anomalía positiva se encuentra directamente sobre el cuerpo causante, con este resultado se logra una mejor definición en la posición de las rocas ígneas intrusivas y del basamento, esta operación se realizó con los siguientes datos:

Campo Total = 44,343 gamas
Declinación. = 6.97 grados.
Inclinación = 49.44 grados.

Este mapa muestra las tendencias de las anomalías con una orientación NW-SE con rangos de (43,630 a 43,900) gamas. Para las partes NW y SW se tienen anomalías locales

GRID DISPLAY

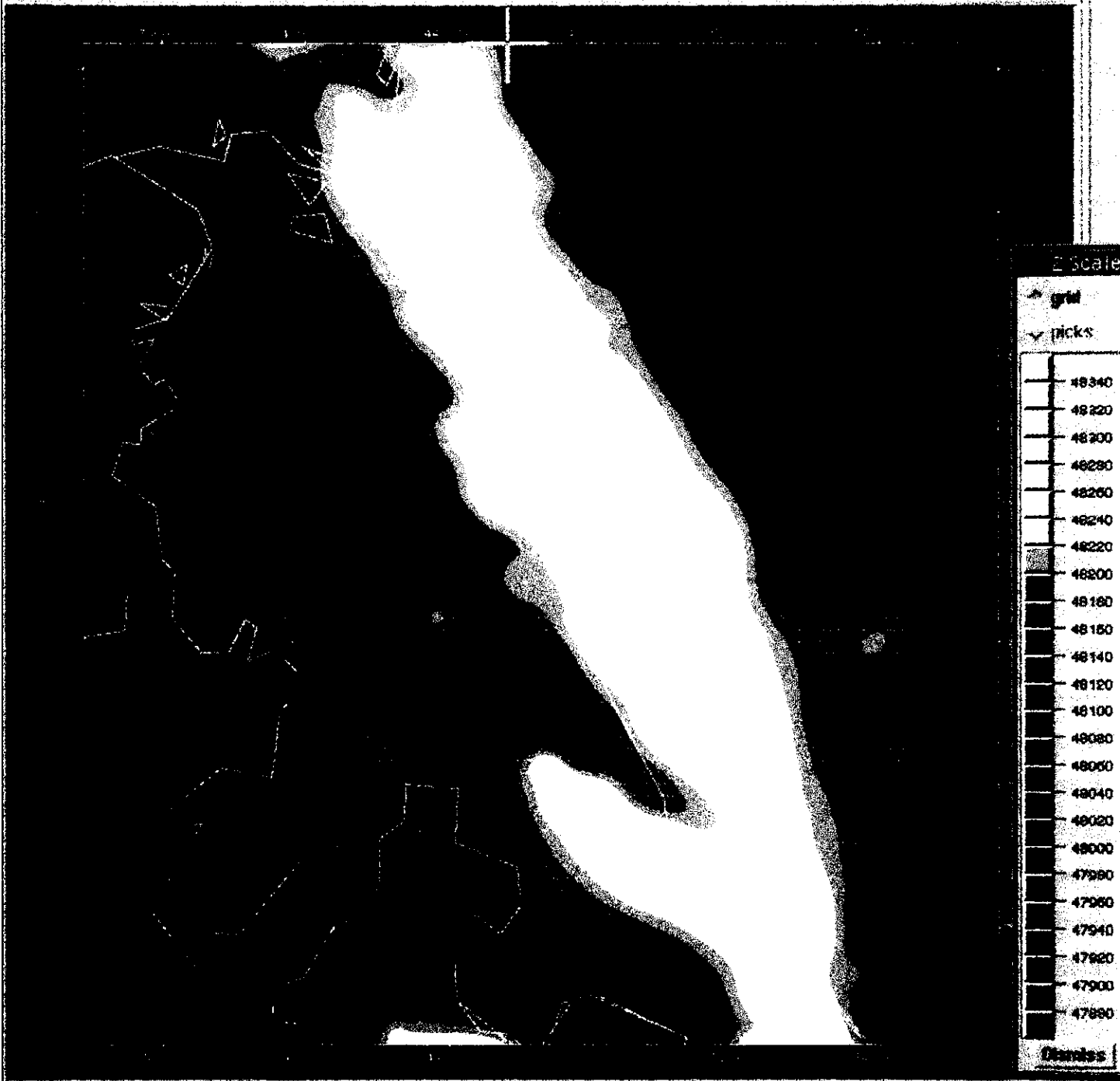


Fig. IV.47.- IMT de un area mayor.

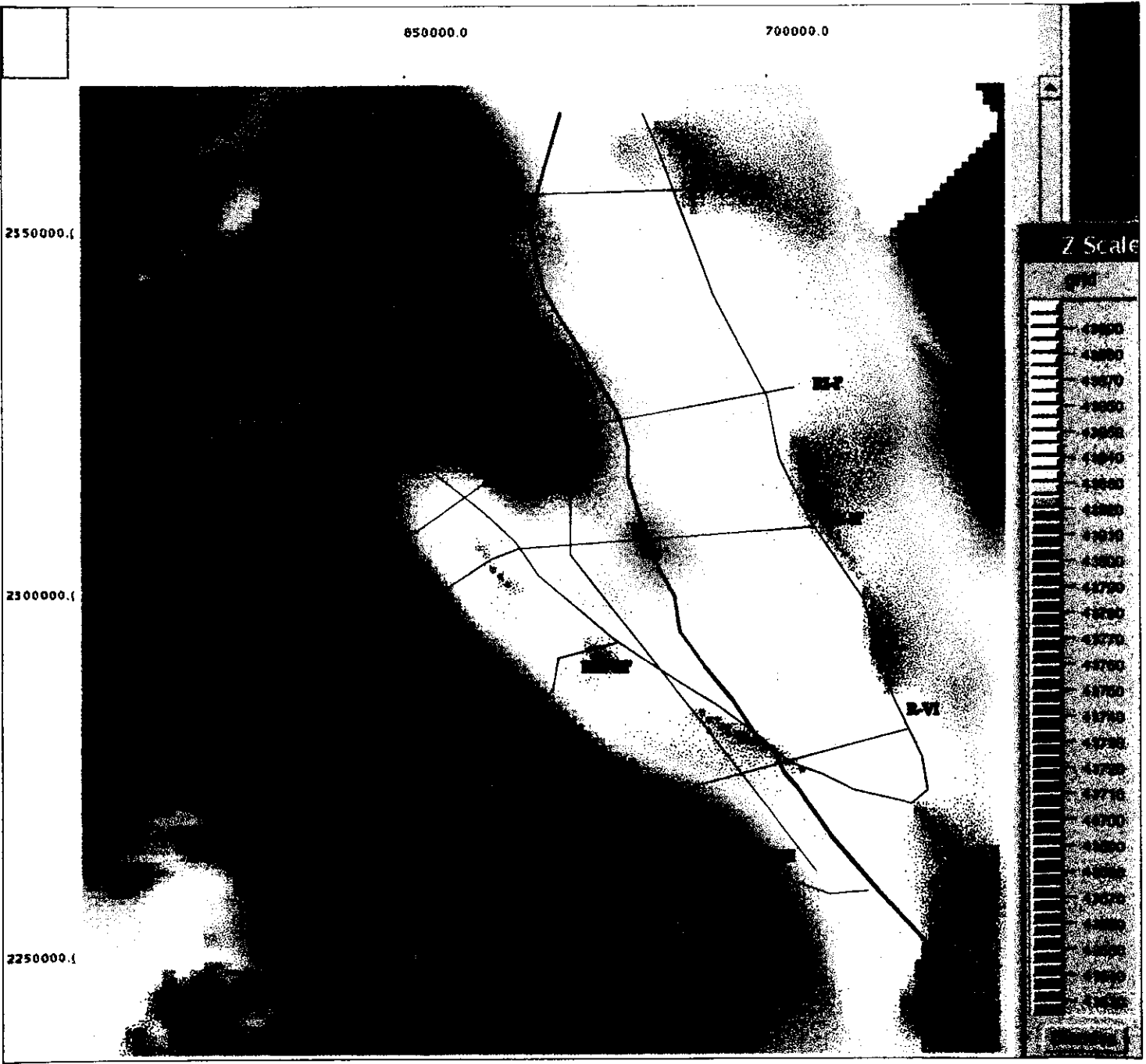


Fig. IV.53.- Pasabandas 20,000 m. del IMT 3-D

generadas por cuerpos residuales, las cuales forman parte de cuerpos ígneos extrusivos de la Sierra Madre Occidental.

Con la finalidad de delimitar la interfase de interés, se ha hecho uso del denominado espectro de potencia radial del mapa de intensidad magnética total. En donde la amplitud del espectro de potencia es graficado en una escala logarítmica contra una escala lineal y el logaritmo de las amplitudes es representado por una función lineal con amplitudes decrecientes a incrementos de números de onda, los cuales al ser graficados indican que la pendiente de la recta es proporcional a la profundidad de la cima del cuerpo, considerando la fórmula siguiente:

$$\ln S(K) = -2 Kd$$

En donde:

K= son los números de onda.

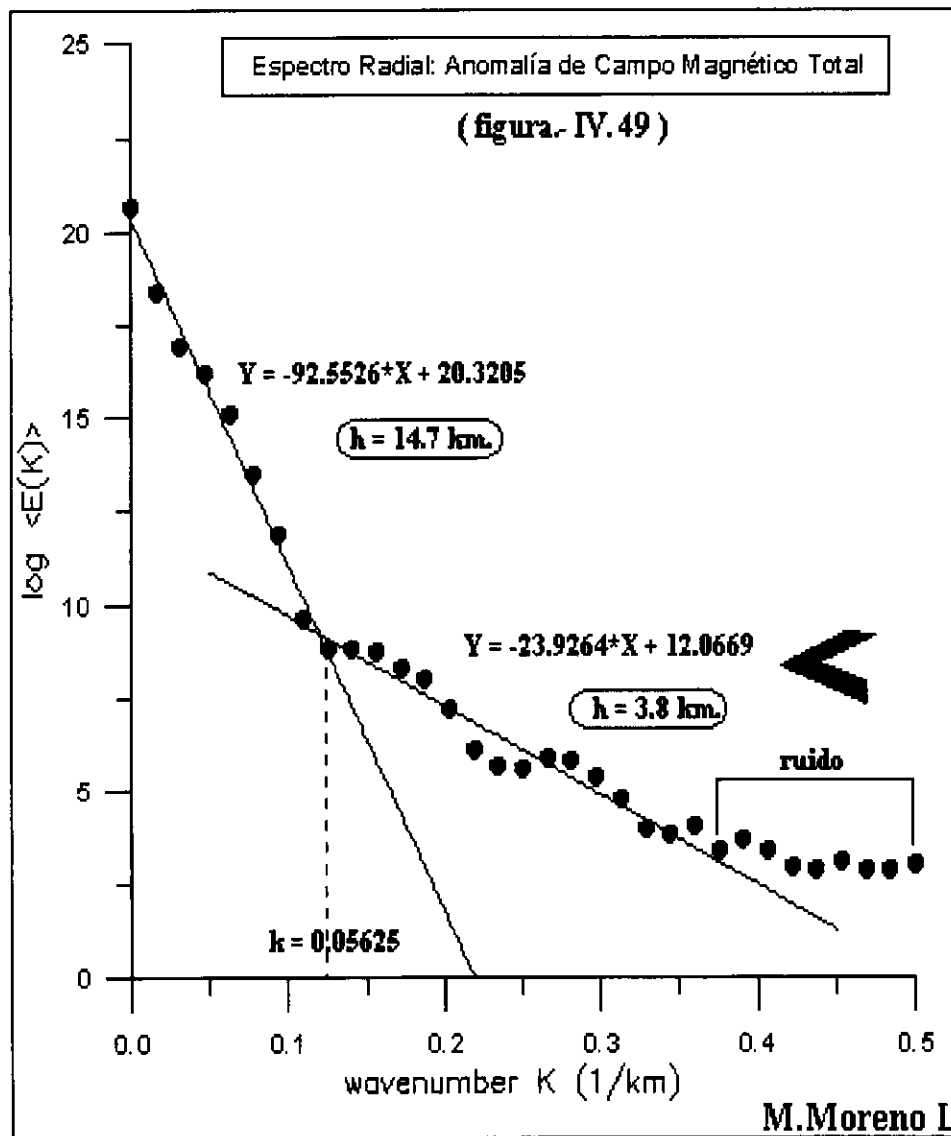
D= es la profundidad a la cima del cuerpo.

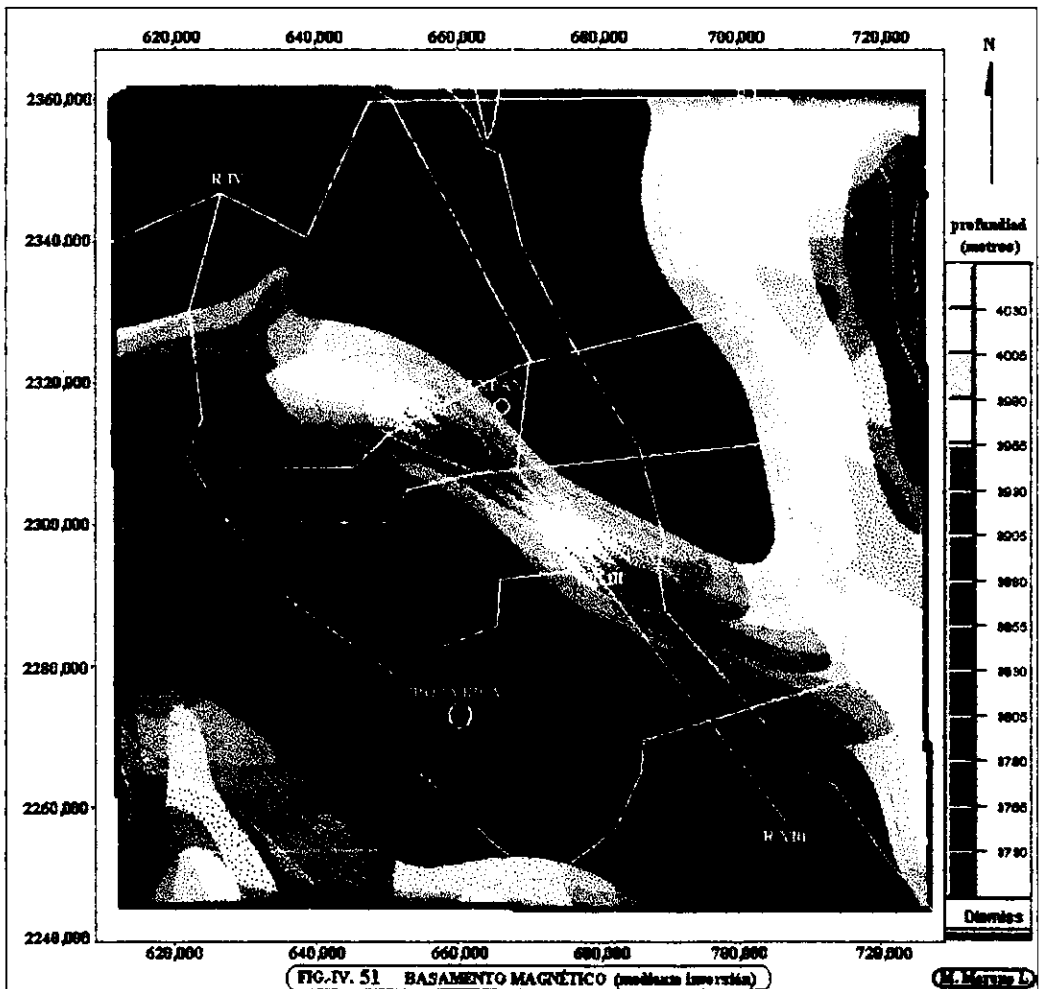
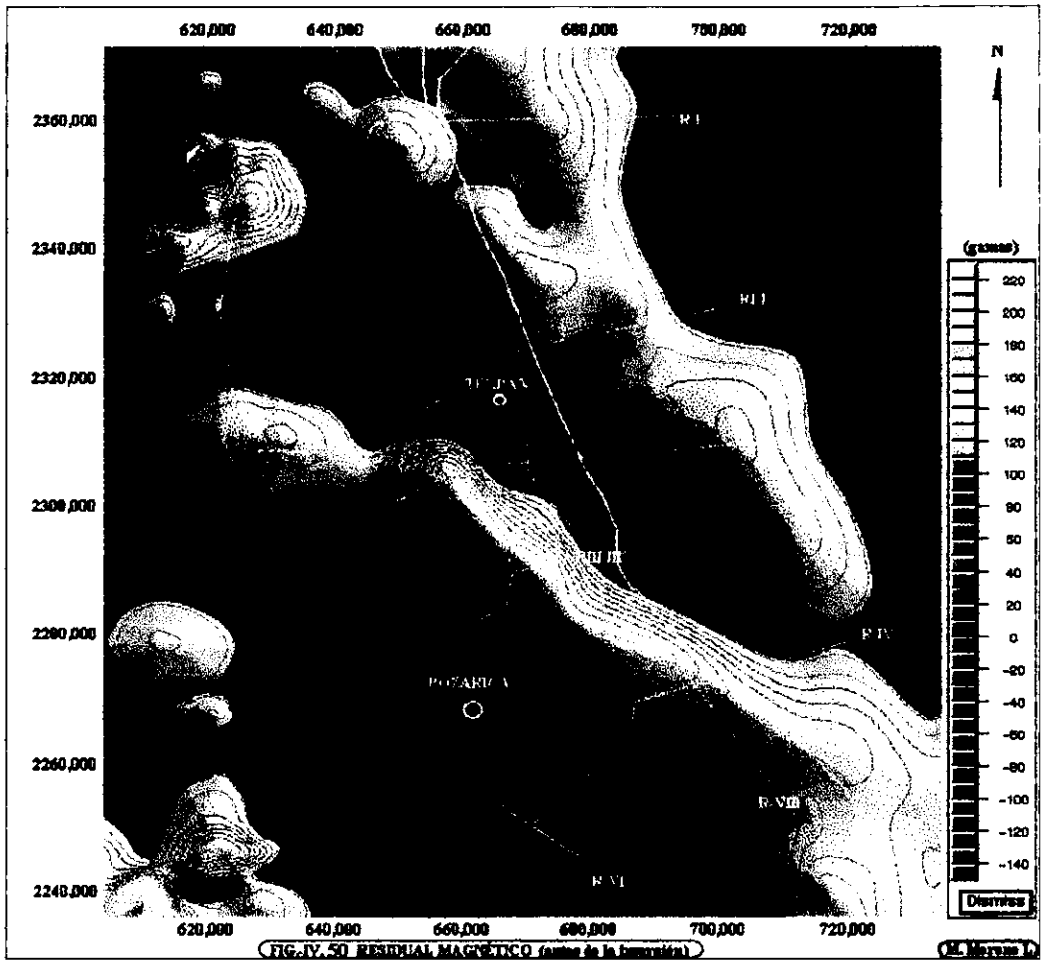
S(k)= es el espectro de potencia radial del mapa.

De esta gráfica se seleccionó el intervalo de números de onda 0.05625 – 0.0875 que corresponden al residual, el cual nos define que la profundidad promedio de la interfase se encuentra ubicada a 3.8 km, la cual es interpretada como la cima del batolito, esta profundidad es la utilizada para el proceso de inversión.

La aplicación del método de inversión desarrollado por Pilkington y Crossley (1986), para la estimación de profundidades a partir de los datos magnéticos anteriores, nos produce una morfología con amplias anomalías de tipo regional, en la que se presentan dos altos en forma alargada con dirección NW-SE, los cuales pertenecen a las partes altas con valores de 3,700 metros que corresponden a la cima del batolito y bajos de 4,200 metros de profundidad. En un ámbito general, se presenta una morfología regional en el mapa comenzando con un bajo después un alto, bajo y nuevamente un alto y la parte pronunciada del talud (más profundo que los 4,000 metros).

En forma adicional al proceso de inversión, se realizó el modelado de siete perfiles, ubicando en estos los diferentes horizontes que indicaron los pozos, con esto se ajustaron las anomalías gravimétrica y magnetométrica tomando en cuenta la información geológica, para poder describir los altos y bajos basamentales. Estos perfiles se modelaron de forma directa con el paquete, denominado LCT (1999, versión 2.7). Este análisis se realizó observando el comportamiento, amplitud, dirección y ancho de las anomalías gravimétricas y magnéticas, las cuales obedecen a la composición litológica, profundidad y emplazamiento de las rocas a nivel basamental.





3.5. Estimación de profundidades del basamento

El término basamento ha recibido varias denominaciones entre ellas; Basamento económico, Basamento Magnético y Basamento Cristalino. Bates y J. Jackson (1980), lo definen como: " Corteza de la tierra debajo de los depósitos sedimentarios, que se extiende hacia abajo hasta la discontinuidad de Mohorovicic", pero también es considerado como la roca más resistente y cristalina que infrayace a depósitos de roca sedimentaria más joven.

En México las rocas del basamento son ígneas y metamórficas de edades precámbricas, paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas localizadas a grandes profundidades o en la superficie cuando han sido erosionadas o expuestas por fallamientos. Para la Cuenca Tampico-Misantla, el basamento es considerado principalmente como de tipo ígneo y metamórfico, el cual comprende dos zonas, una continental y otra marina.

La configuración de la cima, ha sido tratada por diferentes investigaciones locales y pocos son los trabajos en el ámbito regional. Siendo esta una de las principales cuencas productoras del país, se mencionan algunos trabajos realizados en ella, como sigue:

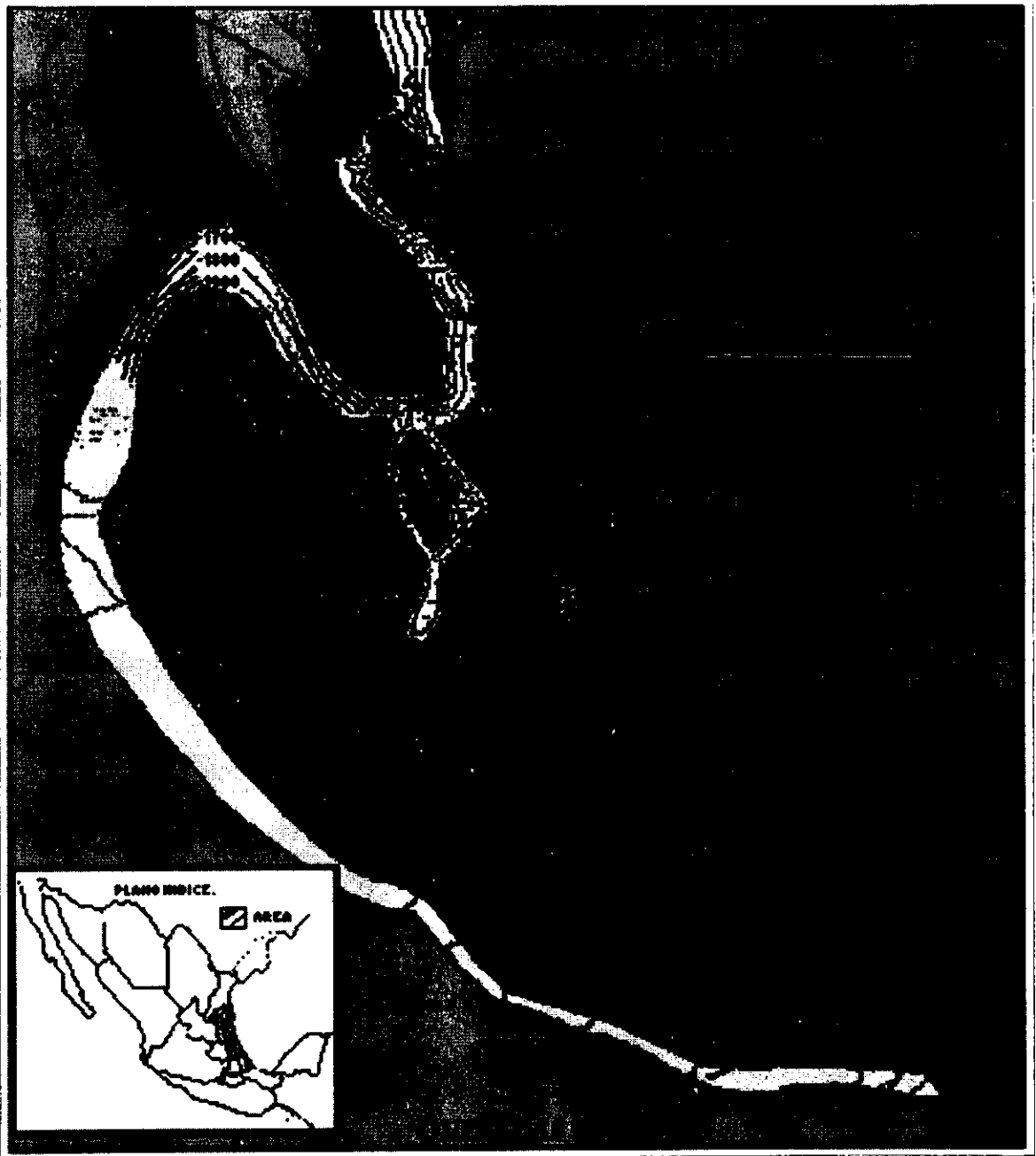
En 1961 Quezadas realiza los estudios petrográficos de diferentes tipos de rocas (figura IV.65) que tocaron basamento de la cuenca Tampico-Misantla, configurando en forma regional la cima del basamento y diferenciando los tipos de rocas, dando una edad del basamento como permo-triásico, indicando que este funcionó como una gran masa estable que operó como transpaís en la orogenia del paleozoico superior y como antepaís en la orogenia laramídica. Este trabajo indica profundidades de basamento continental de 1,000 metros en los límites de la cuenca y en la parte central hasta de 3,000 metros. Cabe indicar que en la zona correspondiente a nuestro trabajo, Quezadas muestra una configuración de tipo regional, en donde únicamente se contó con pocos pozos para la configuración. El presente trabajo indica profundidades del basamento magnético de 3,700 a 3,900 metros que corresponden a la cima del batolito y no del basamento.

Posteriormente López Ramos, (1978) continua con la compilación petrográfica de los núcleos del basamento de esta cuenca y describe varios perfiles (3) que atraviesan el arrecife así como sus unidades, los cuales son utilizados en el desarrollo de este trabajo, en donde se llega a profundidades de los 3,000 metros en promedio para la cima del cuerpo ígneo sobre el que se desarrolló el arrecife.

Alvarez y Castellanos (1981) efectuaron estudios petrográficos, análisis geoquímicos y difracción de rayos X a los núcleos del basamento del Distrito de Tampico y Arbol Grande de la zona norte, para identificar el tipo de basamento, indicando que se trata de un batolito. Esta área sale fuera de nuestro estudio, pero es importante la indicación de estos autores.

Posteriormente Jacobo (1984) realiza la recopilación geológica y geofísica del basamento del Distrito de Poza-Rica y determina su influencia con la generación de hidrocarburos marcando la diferenciación de tres áreas con características determinadas. Indicando que el tiempo en que ocurrió el metamorfismo regional fue cuando menos en el devónico-pensilvánico y que este ha sufrido varios periodos de recalentamiento provocados por la

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA



intensa actividad magmática ocurrida durante el permo-triásico y otras en menor magnitud durante el jurásico, cretácico y aún en el terciario.

En el presente trabajo, se analizó la información geológico-geofísica y sismológica de 20,000 km² y datos de pozos que tocaron basamento, para continuar con el modelado gravimétrico y magnetométrico y finalmente realizar la inversión gravimétrica y magnetométrica (Pilkington y Crossley, 1986), llegando a obtener cuatro planos de cima de basamento, uno de la configuración de los pozos, segundo de la inversión gravimétrico, el tercero de la magnetométrica y finalmente el cuarto del modelado directo, las cuatro planos muestran dos zonas altas y dos bajas.

a.- La primera zona constituye la parte oeste del mapa, en donde se presentan mínimos gravimétricos de -52 miligales que se localizan en la parte SW y máximos al NW de hasta +8 miligales, en formas aisladas y locales, donde el basamento al oeste alcanza profundidades de 1,500 metros y se presenta en forma de altos y bajos basamentales, mientras que hacia la parte este se tienen profundidades de 3,500 m. En la parte SW del mapa se observa una anomalía magnética aislada con valores de 43,900 gamas y bajos amplios de 43,700 gamas de forma local, lo cual parece indicar la parte final de las rocas ígneas, en donde el basamento esta constituido por rocas metamórficas con edades de 276-223 m.a.

b.- La segunda zona esta localizada al noreste, mostrando dos anomalías muy amplias con dos sentidos de orientación, la más sobresaliente (200 km) tiene un rumbo de -10° NW con rangos de 43,900 gamas y de al menos 40 km de espesor y 240 de longitud, dicha estructura también se observa en el mapa gravimétrico con valores de -32 miligales, cambiando ligeramente de sentido en la parte norte del mapa. La siguiente estructura es de dimensiones más pequeñas (100 km) que la anterior y presenta un ángulo mayor a -45° NW, la cual pasa entre Poza Rica y Tuxpan. Magnéticamente esta más cercana a Tuxpan y gravimétricamente esta más hacia Poza Rica. Dichas anomalías relevantes se presentan en forma de abanico, en donde la intersección de ambas se localiza a 20 km de la línea de costa.

con este estilo se infirieron cuerpos en forma de fosas y pilares afectadas por fallas a nivel basamental, se modelaron varios cuerpos ígneos, en donde el cuerpo principal del plano de IMT, se ha supuesto que sobre este gran cuerpo se desarrollara la parte arrecifal del atolón de la Faja de Oro. (187-173 m.a.)

c.- La tercera zona la podemos localizar entre los dos grandes cuerpos ígneos de la parte central del mapa, en donde se considera como una zona de tipo matamórfica debido al calor generado por la intrusión a nivel basamental del batolito.

d.- La tercera zona esta localizada en la parte final del atolón y hacia el golfo y siguiendo una orientación NW-SE y hacia mar adentro correspondiente a la zona profunda del talud, en la que el basamento es más homogéneo e incrementando gradualmente su densidad y bajando su susceptibilidad, Las anomalías son lineales y de grandes magnitudes (mayor a 10 miligales y menor a 43,850 gamas), tendiendo a incrementar hacia el golfo, con un basamento de tipo diorítico.

Interpretación geofísica.

Se llevó a cabo con la integración de los resultados de la inversión gravimétrica y magnetométrica y los planos de Intensidad Magnética Total y de Anomalía de Bouguer. Así como los perfiles geológicos.

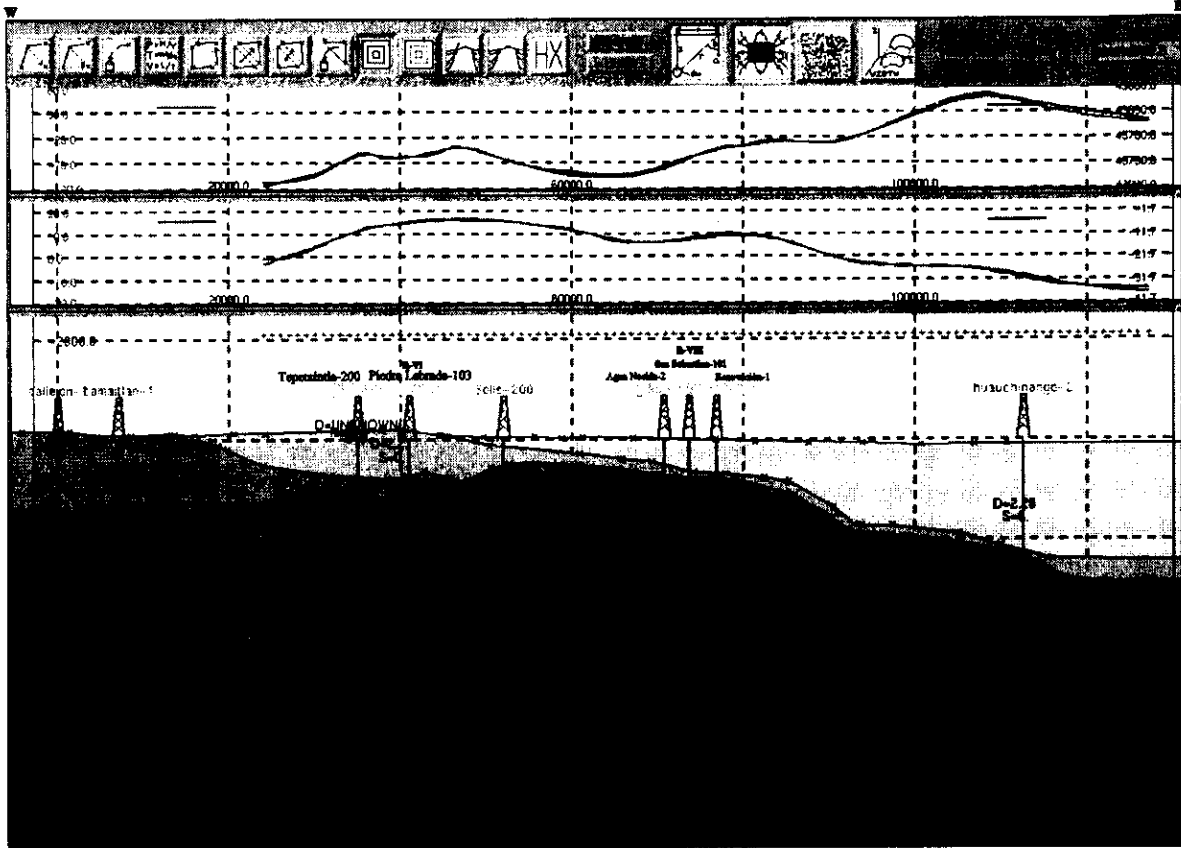
El plano de Intensidad Magnética Total, presenta de anomalías magnéticas continuas con una orientación NW-SE y otras de forma local, mientras que en la porción central y oeste se tienen alineamientos un poco discontinuos con dirección NW-SE.

Observando el patrón estructural del área, se construyeron siete perfiles. Cuatro de ellos corren de SW-NE y son perpendicularmente a las anomalías. Comenzando en la parte continental y terminando en el golfo. Los otros dos tienen un sentido N-S y que van casi paralelos a la línea de costa y a las anomalías. Los siete perfiles se extendieron 20 km al este y 20 km al oeste, con la finalidad de considerar la contribución de los efectos laterales. La profundidad límite a modelar, se consideró hasta los 20 kilómetros, la cual corresponde a la isoterma de Curie, interpretando por lo tanto a cada uno de los perfiles como sigue:

El perfil R-I, está ubicado en la parte norte del área y corre de W-E tocando varios pozos (figura IV.66), cuenta con 110 km de longitud y un azimut de 260°, en su parte inicial muestra anomalías de amplitud moderada, para su ajuste se consideraron tres cuerpos (2,3 y 4) con susceptibilidad magnética de 1,465, 2,056 y 1,887 x 10⁻⁶ u.c.g.s y densidades de 2.69, 2.76 y 2.75. gr/cm³ que presentan un fallamiento de tipo normal. Interpretados como cuerpos extrusivos de baja susceptibilidad que se encuentran en la parte correspondiente a los pozos Tepetzintla-200 y Piedra labrada-103. Los siguientes 40 km. de la sección están representados por una curva de baja amplitud, producida por fosas y partes altas que funcionan como cuerpos suprabasamentales; el ajuste de esta anomalía se infirió con la presencia de los cuerpos 5, 6 y 7 que cuentan con moderada susceptibilidad (1,096, 2,141 y 2,084 x 10⁻⁶ u.c.g.s) y densidades de 2.71, 2.76 y 2.71 gr/cm³ y continuando con un fallamiento de tipo normal a la altura de los pozos Agua Nacida-1, San Sebastian-101 y Renovación-1, los cuales no tocaron basamento (llegando únicamente hasta profundidades de los 2,800, 2,900 metros), esta zona se puede considerar que está constituida por rocas de tipo metamórfico y cuerpos ígneos desplazados y fracturados,. Para la parte final de la sección magnética se tiene una curva de gran amplitud que se extiende en aproximadamente 25 km; para lograr su ajuste fue necesario proponer dos cuerpos intrabasamentales que se encuentran fallados en sus flancos (cuerpos 8 y 9) que se ubican a la altura del pozo Huauchinango-2, en donde se propone un cuerpo ígneo (batolito) de grandes dimensiones con alta susceptibilidad magnética (3,521 y 2,874 x 10⁻⁶ u.c.g.s) y con densidades de 2.74 y 2.72 gr/cm³, este cuerpo se va profundizando hacia el sur.

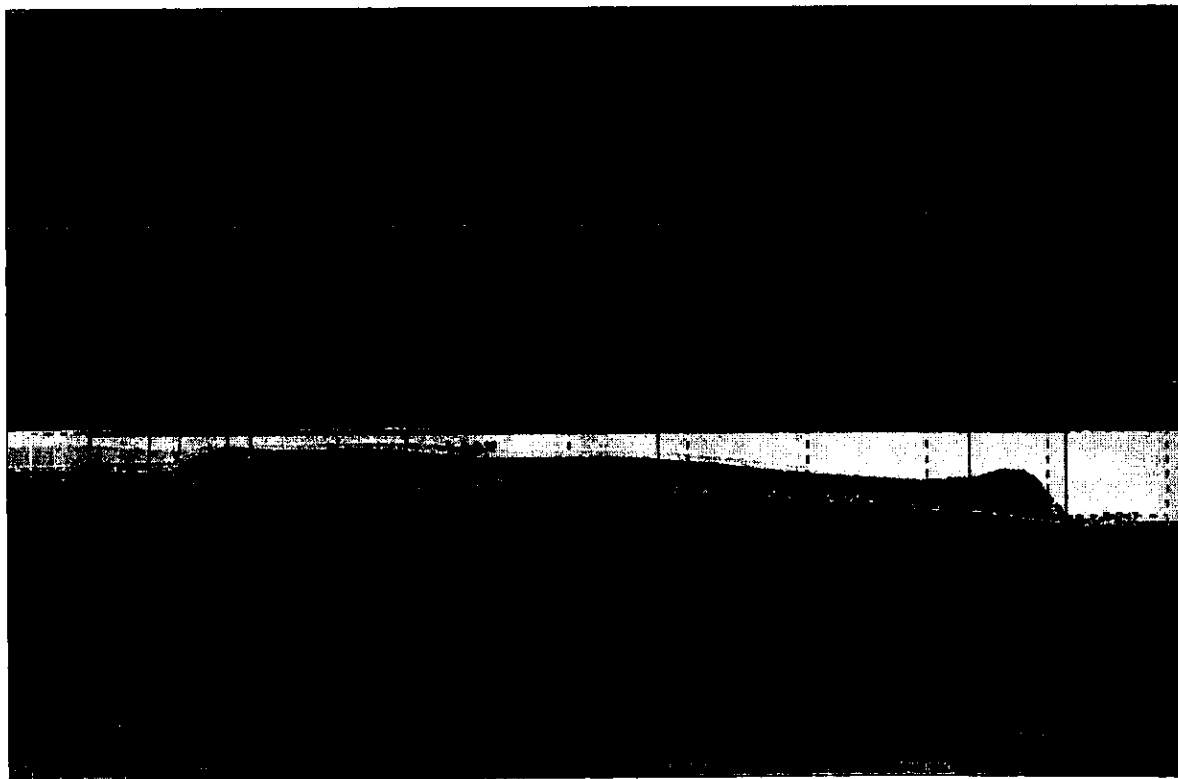
En lo que se refiere a la carpeta sedimentaria, el espesor del terciario es similar al del cretácico, siendo estos de 200 a 900 metros. En lo que respecta a los espesores del Jurásico, estos presentan partes delgadas (partes altas del basamento) y partes donde incrementa de espesor (partes bajas del basamento). Se observa lo pronunciado de la pendiente del talud a la altura del pozo Huauchinango-2.

El perfil RI-I' es descrito estructuralmente por E. López Ramos (1978), el cual corre paralelo al perfil R-1 con una longitud de 80 km. (figura IV.67), en donde se muestra toda



M. MORENO (1999)

Fig. IV.66.- Perfil R-1



M. MORENO (1999)

Fig. IV.67.- Perfil R1-1'

la morfología del cuerpo arrecife (con 70 km. de formación el Abra), presenta anomalías amplias de tipo regional, el ajuste se realizó con siete cuerpos a nivel basamental, con valores homogéneos de 2.71 a 2.79 gr/cm³ y susceptibilidades bajas en la parte central y altas en el borde Este del perfil es similares al anterior, lo cual nos indica que en la parte central de estos dos perfiles se tiene un basamento de tipo metamórfico y en los borde es de tipo ígneo, lo cual nos indica la ubicación del batolito.

El perfil RII-II' es descrito estructuralmente por E. López Ramos (1978), el cual es paralelo a los perfiles R-1 y RI-I', presenta una longitud de 100 km. (figura IV.68) y atraviesa también todo el cuerpo arrecifal, en donde se tienen escombros del mismo en los bordes pertenecientes a la formación Tamabra. La cima del batolito presenta profundidades que van de los 2,500 a los 3,000 metros, con susceptibilidades de bajas de 1,332 a 1,775 x10⁻⁶ u.c.g.s en dos zonas del perfil, se tienen además dos zonas altas que atraviesan el batolito. El modelo se ajustó mediante cinco cuerpos con densidades de 2.68 a 2.74 gr/cm³, indicando como el basamento tiende a ser más profundo hacia la parte este.

El perfil de la sección RIII-III' (figura IV.69) es el más pequeño de todos, el cual esta localizado paralelamente al río cazones del área de Poza Rica. Atraviesa parte del atolón de la Faja de Oro, el ajuste para este perfil, se logró considerando seis cuerpos basamentales con densidades de 2.70 a 2.72 gr/cm³ y susceptibilidades de 1,350 a 1,772 en la parte del basamento metamórfico y 3,083 a 3,521 x 10⁻⁶ u.c.g.s. Del cuerpo ígneo

El perfil R-IV (figura IV.70) se localiza en la parte sur de la cuenca, cuenta con una longitud de 80 km de longitud siguiendo un azimut 260°, cambiando de dirección ligeramente para tocar los pozos descritos en el capítulo anterior. Este perfil toca en su parte oriental al cuerpo ígneo, el cual presenta valores de susceptibilidades que van de los 2,676 a 3,577 x10⁻⁶ u.c.g.s. y densidades de 2.75 y 2.81 gr/cm³ indicando una anomalía muy amplia de 43,900 gamas. Para el extremo occidental se tiene un basamento de tipo metamórfico con rangos de susceptibilidades de 1,098 a 1,804 x10⁻⁶ u.c.g.s y con densidades de 2.69 a 2.78 gr/cm³. El ajuste se logró mediante seis cuerpos con fallamiento normal, en una falla inversa al final del perfil.

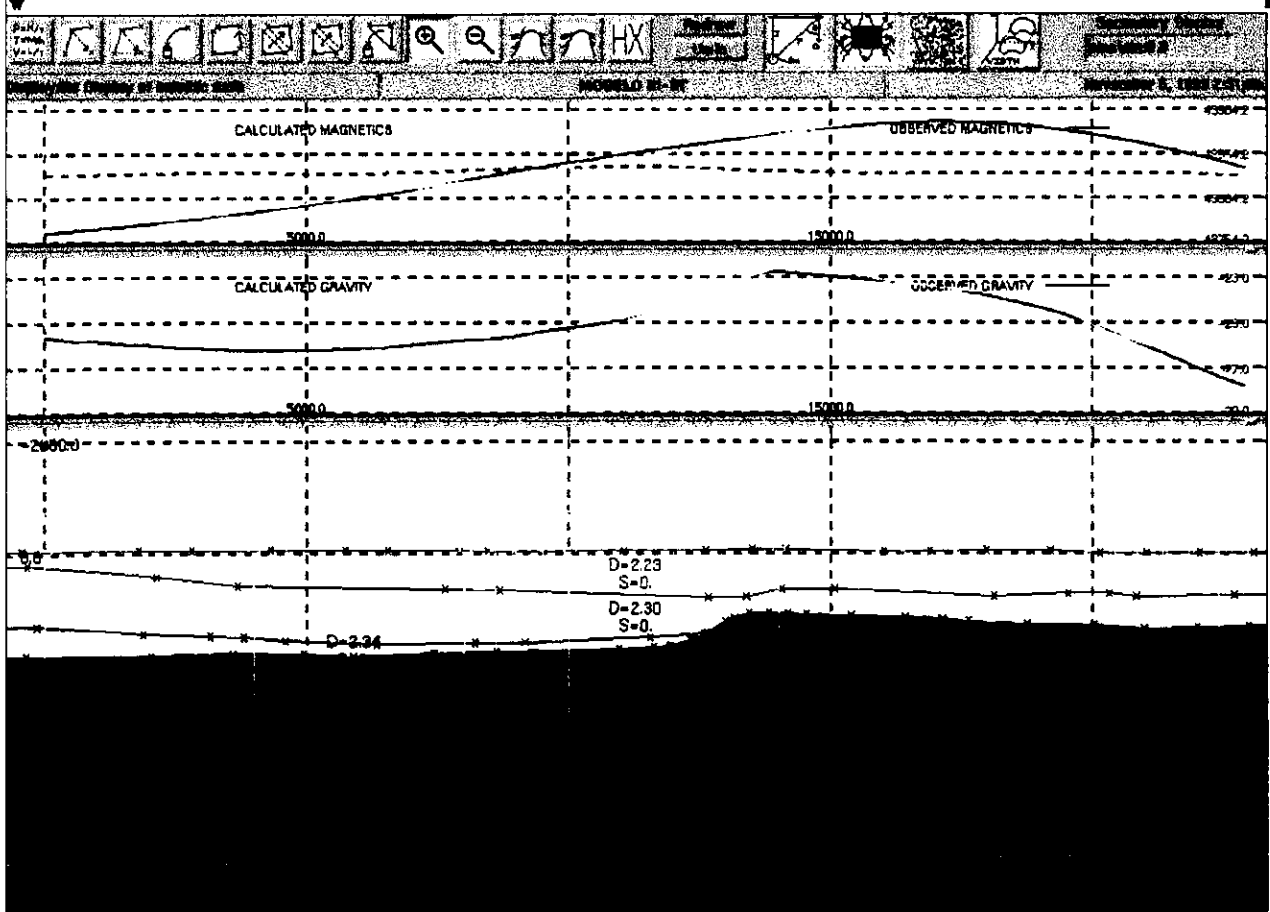
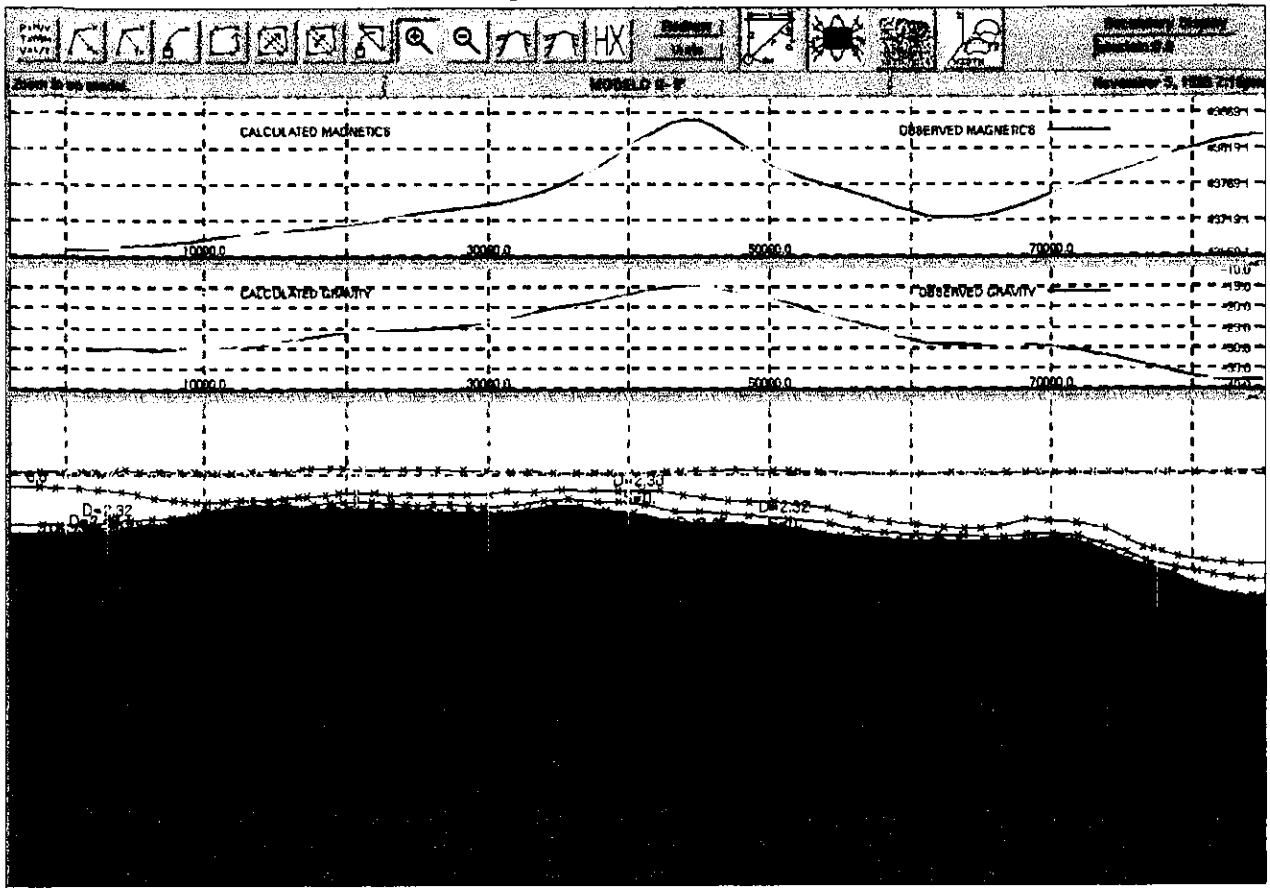
Los perfiles R-VI y R-VIII corren de sur a norte. Siendo estos dos los más largos del área atraviesan en su totalidad al arrecife y únicamente el R-VI atraviesa sedimentos de la formación chicontepéc. Cabe indicar que las anomalías fueron corren en forma paralela a perfil, por lo que su ajuste no fue perfecto. En estos se muestran valores de densidad y susceptibilidad semejantes a los perfiles perpendiculares. En lo que corresponde a las profundidades del basamento, estas son del orden de 3,000 a 4,000 metros (figura IV. 71 y 72). En el perfil R-VI se tienen pequeños lentes cretácicos pertenecientes a los escombros arrecifales de la formación el Abra. Mientras que en el perfil R-VIII se presenta perfectamente todo el arrecife y se atraviesa el denominado batolito del golfo.

(Ver tabla de profundidades.)

Con las profundidades obtenidas mediante el modelado de los siete perfiles, se extrapolaron para producir la morfología de la cuenca (figura IV.73), dicho basamento presenta una serie de altos basamentales aislados y locales ubicados por toda el área, con profundidades altas de 2,000 metros y profundidades bajas con valores de 3,000 metros y una zona muy pronunciada correspondiente a la parte del talud, incrementándose hacia el golfo hasta los 7,000 metros.

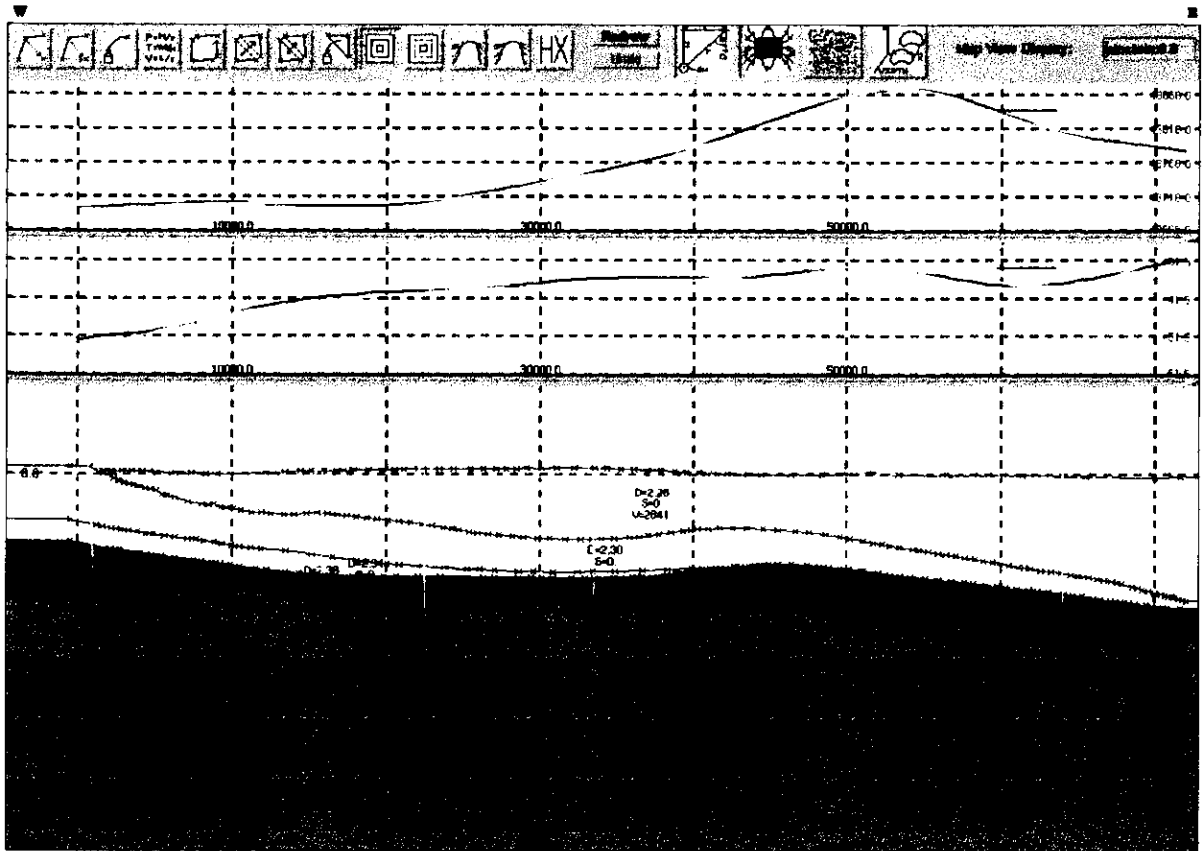
Fig. IV.68.- PERFIL RII-II'

M. MORENO (1999)



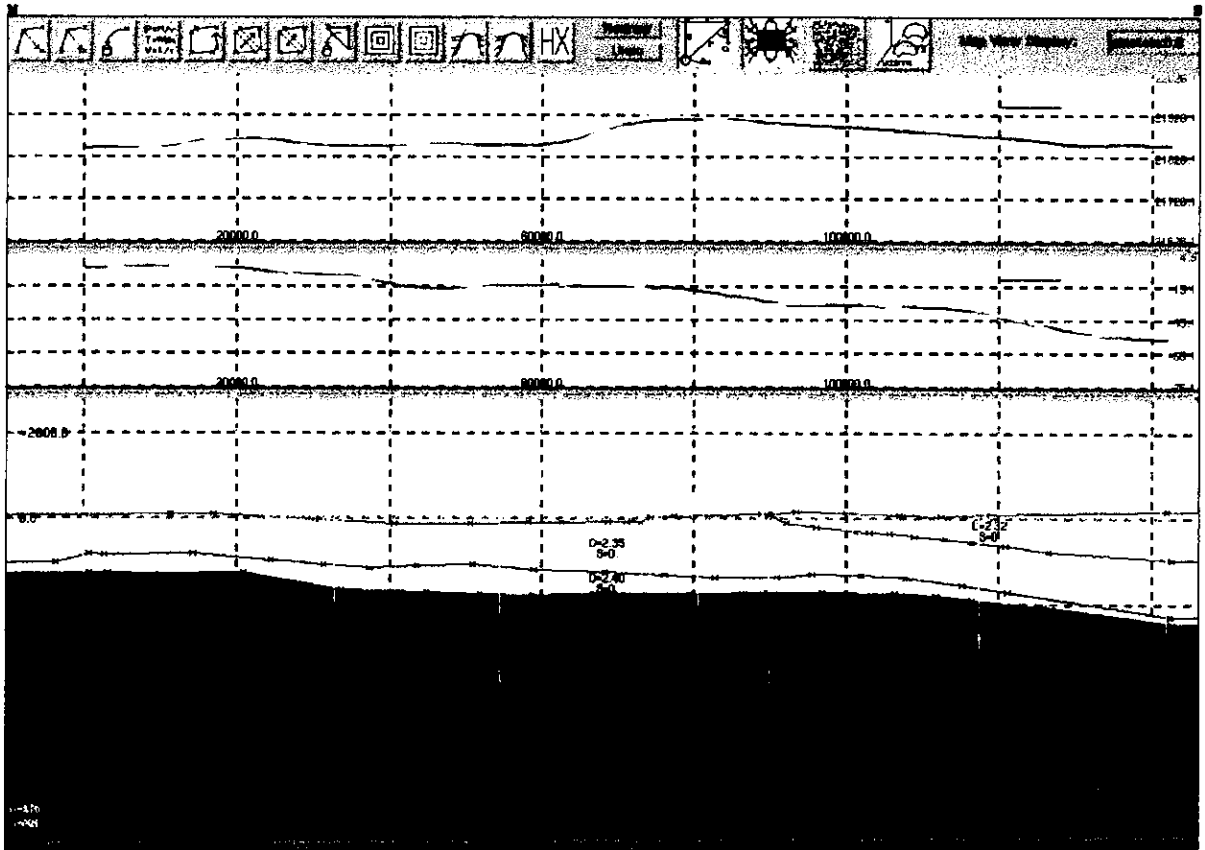
M. MORENO (1999)

Fig. IV.69.- Perfil RIII-III'



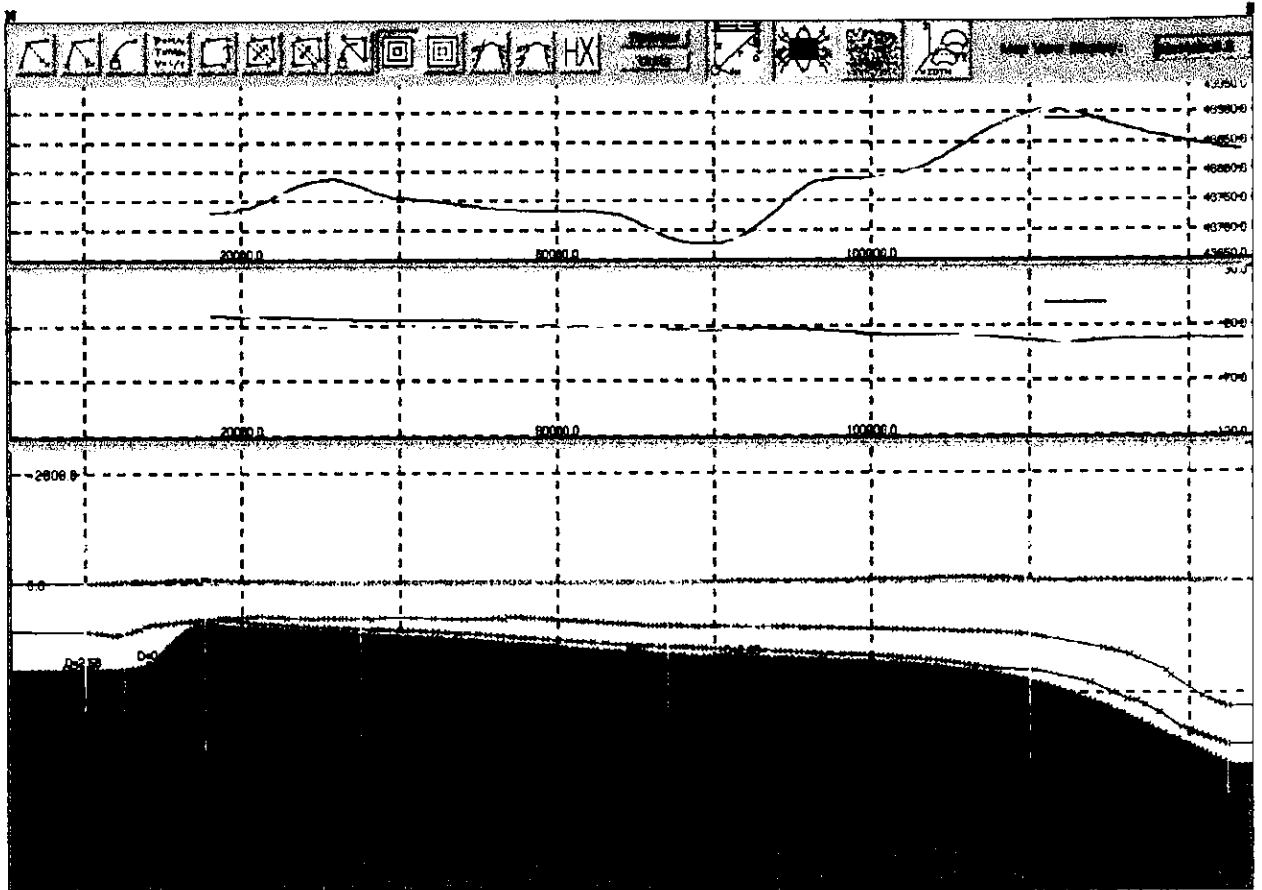
M. MORENO (1999)

Fig. IV.70.- Perfil R-IV



M. MORENO (1999)

Fig. IV.71.- Perfil R-VI



M. MORENO (1999)

Fig. IV.72.- Perfil R-VIII



Fig. IV.73.- Basamento por modelado

Punto de vista económico:

Desde el punto de vista económico, el área presenta zonas de gran interés, por ejemplo los altos basamentales alojados por encima del denominado batolito del golfo, que comprende desde Cerro Azul, pasando por Tihuatlán y terminando hasta el golfo y a la altura de Tecolutla, en el área marina, todo el borde del arrecife Faja de Oro, el cual se encuentra en la parte alta de este cuerpo ígneo. Otra zona es el límite de la formación el Abra que corresponde al borde del batolito continental, en la formación Tamabra y es en esta franja en donde se está explotando actualmente en el área de Poza Rica, en estas zonas se está considerando que la energía calorífica del batolito favoreció a la maduración de la materia orgánica y es en los altos basamentales en donde se desarrollaron cuerpos arrecifales de gran interés petrolero.

También se puede explorar en las formaciones turbidíticas del Paleocañon de Chicontepec, debido a que sus arenas contienen acumulaciones de hidrocarburo.

Considerando la información anterior se concluye que la Cuenca Tampico-Misantla ha pasado por diferentes estados de actividades magmáticas, cuyo origen de esta actividad se relaciona con el proceso de rifting (apertura del Golfo), pero esto ha ayudado a la activación de una zona petrolera actual de gran interés,

TABLA DE PROFUNDIDADES

POZO	PROF	FORMACIÓN	BATOLITO BATOLITO BASAMENTO		
			2MOD	INV. MAG.	INV.GRAV.
HUACHINANGO-2 *****	2367	K. ABRA	3455	3960	5500
RENOVACION-1	2130	K. TAMPS.INF.	3535	3700	4150
SAN SEBASTIAN-101	2978	LECHOS ROJOS	2646	3720	4000
AGUACATE-2	2555	J. CAHUASAS.	2745	3725	3800
SOLIS-200	2218	K. TAMPS.INF.	2913	3900	4200
PIEDRA LABRADA-103	2232	BASAMENTO	2578	3850	3950
PIEDRA LABRADA-101	1943	BASAMENTO	2427	3855	4000
MORALILLO-101	2220	BASAMENTO	2300	3840	4100
TEPETZINTLA-200	1884	J. HUIZACHAL	3115	3850	4200
CAMAITLAN-200	2502	BAS. METAMORF.	2691	FUERA	FUERA
CALLEJON-1	2603	BAS. METAMORF.	2759	FUERA	FUERA
TRITON-1 *****	3403	BASAMENTO	5403	4020	5300
ESTURION-1	2504	K. ABRA	5234	3940	5450
TUXPAN-3	2998	BASAMENTO	3537	3800	4740
SANTA MARTHA-1	1050	K. ABRA	3276	3950	4400
JARDIN-35	3002	CAPAS ROJAS	3277	3920	4420
JARDIN-105	1420	K. ABRA	3289	3900	4450
AGUA NACIDA-101	3120	CAPAS ROJAS	2900	3860	4600
PALO BLANCO-110	3000	CAPAS ROJAS	2908	3860	4650
ATUN-502 *****	4944	BASAMENTO	4689	3980	5350
TUMILCO-2	1655	K. ABRA	3426	3940	4600
MURO-2	2754	BAS. DIORITA	2737	3970	4400
ZAPOTAL-10	2618	K. TAMPS.INF.	3217	3880	4390
HORCON-102	1008	K. ABRA	3378	3860	4400
TINCONTLAN-1	2750	JURASICO	2963	3800	4500
MIQUETLA-125	1955	K. TAMABRA	2951	3820	4650
CAZONES-2 *****	3080	CAPAS ROJAS	3076	3940	5050
MESITA-1	3523	BASAMENTO	2933	3970	5000
BUENAVENTURA-1	3479	CAPAS ROJAS	2858	3950	4900
REPARO-2	2459	K. TAMABRA	2772	3800	4800
REPARO-1	2067	K. TAMABRA	2803	3780	4650
PLAN DE AYALA-1	3457	CAPAS ROJAS	2811	3760	4600
ZAPOTALILLO-3	34011	CAPAS ROJAS	2780	3750	4550
MERO-1 *****	3472	K. ABRA	4286	3970	4800
CEDRO-3	3417	J. TAMAN	3560	3800	5050
CERRO DEL CARBON-101	3589	CUARCITA	3560	3850	5200
CHOTE-1	3032	J. SN ANDRES	3445	3900	5200
SAN LORENZO-2	3066	BASAMENTO	3096	3960	5500
CORREO-1 *****	3180	J. SN ANDRES	3041	3960	5100
SAN LORENZO-2	3066	BASAMENTO	2658	3910	5250
CORRALILLO-1	2935	J. CAHUASAS.	2894	3840	4750
PARDO-1			3631	3840	4750
TECOMATE-101	3855	J. CAHUASAS.	3183	3840	4750
AHUATEPEC-1	2888	J. SN ANDRES	3698	3860	4700
NEGRO-1A *****	3801	K. TAMPS.INF.	3757	3820	5250
FINCA-1	3360	BAS. ANDESITA	3401	3960	5100
SAN SEBASTIAN-101	2976	BASAMENTO	3075	3800	4000
FAJA DE ORO-3	2976	ARENISCA BAS.	2806	3760	3500
MELLIZO-1	2339	METAMORFICO	2422	FUERA	FUERA
TRES HERMANOS-133	2317	METAMORFICO	2281	FUERA	FUERA

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El método de inversión diseñado por Pilkington y Crossley (1984) se ha utilizado favorablemente en los datos gravimétricos y magnetométricos de la parte sur de la cuenca Tampico-Misantla, esta herramienta funcionó muy bien para la determinación de las interfase basamental y es recomendable para ser utilizada en la interpretación y modelado de las formas geológicas de las cuencas sedimentarias, debido a que puede ser utilizada sobre mallas muy grandes o perfiles de datos potenciales donde la información de pozos sea pobre y la sísmica no sea tan resolutive (profundidades mayores a 3,000 m).

El problema de inversión presenta no-unicidad, la cual se resolvió utilizando el análisis del espectro de potencia radial de las mallas de datos potenciales, con la finalidad de determinar la profundidad promedio de interés. El método tiene la habilidad de generar una familia de modelos aceptables rápidamente y a bajo costo, esto es una buena ventaja, ya que se trabaja con dos parámetros (profundidad y magnetización o densidad) y con la ayuda del método de análisis espectral, se encuentra la profundidad de la interfase, si se conoce esta, se observa el error rms producido por la primera aproximación topográfica, esta primera aproximación, nos proporciona la información del promedio de la interfase topográfica.

En la gráfica del espectro de potencia radial contra los números de onda se debe seleccionar el rango de números de onda que presente mejores resultados en la inversión magnética y gravimétrica (pasa bandas).

En el caso de los datos gravimétricos, la definición fue buena al presentar la morfología, lineación y amplitudes de las estructuras basamentales. Pero el método magnetométrico, nos dió todo el alineamiento, dirección y amplitudes de los cuerpos basamentales, con la combinación de ambos métodos, se ha logrado describir en forma general, la morfología de la cuenca Tampico-Misantla, aunque la profundidad promedio de la interfase gravimétrica resultó de 1 a 1.5 km más profunda que la magnética, a la conclusión que se llegó, fue que la profundidad proporcionada por la inversión magnetométrica es la cima del batolito y no la cima del basamento como la define la gravimetría.

En lo que respecta a la morfología del basamento presentada por la extrapolación de los siete perfiles del modelado gravimétrico y magnetométrico, es adecuada y precisa debido a que considera los efectos de las formaciones adyacentes de cada perfil, pero el resultado es de tipo local y da más peso a las zonas donde existen datos de pozos, en este caso no siguió todo el cuerpo ígneo que se observa con los datos magnetométricos.

En lo que se refiere a la configuración tentativa de la cima del basamento mediante pozos, esto se puede ver como algo de tipo muy regional, debido a que se tienen profundidades puntuales únicamente y se necesitaría tener una infinidad de pozos para tener una definición mejor. Lo que resultó fue una idea de la orientación de los altos basamentales, que en este caso siguieron una alineación NW-SE, y donde se definieron dos partes altas y dos bajas con profundidades de los 2,000 y 3,000 metros.

Se marcaron cuatro zonas basamentales, dos de ellas están formadas por rocas ígneas de tipo granítico y granodioríticas, una por cuerpos residuales locales y la tercera zona de grado metamórfico, en donde existe la consideración de que los diferentes cuerpos ígneos a nivel basamental (batólito del golfo) es el resultado de procesos derivados de la apertura del golfo, en donde el origen de este magma se encuentra en las fallas de tipo transformes (rifting). Debido a esto, el basamento presenta dos formas alargadas, una con eje estructural de dirección NW-SE y otro con dirección E-W aproximadamente en la parte SE de nuestra área, con profundidades de 2,500 metros a la cima de estos cuerpos, debido a estos dos ejes; el basamento se profundiza en la parte central hasta alcanzar los 3,800 metros, mientras que hacia el W se hace cada vez más somero y al contrario hacia el Golfo se tiende a profundizar cada vez más, rebasando los 6,000 metros.

En lo que respecta a los datos de pozos, se puede establecer que las formaciones cretácicas presentan zonas porosas por fracturamiento, conteniendo aceite de forma comercial, y en las formaciones Jurásicas se tiene una gran posibilidad de que presenten contenido de hidrocarburos, como lo son las partes altas basamentales del triásico, un ejemplo de estos es el campo Arenque y Poza Rica, situados en altos basamentales. Los altos que presenta la inversión magnetométrica se presentan en forma alargada y en la cima del denominado batolito del golfo, por lo que se tiene que el calor generado por este cuerpo (transmisión), maduró los sedimentos de las partes altas, siendo estos buenos receptáculos de hidrocarburo potencialmente explotables.

Cabe decir que se debe hacer uso de todos los recursos con que se cuente para resolver el problema de la determinación de la cima del basamento en las cuencas, ya que en muchos casos no se cuenta con suficientes datos de pozos. Como una solución a esto es la aplicación de esta herramienta, ya que nos facilita una visión tridimensional del basamento cuando existe una estimación previa de la profundidad promedio del área.

BIBLIOGRAFIA

- ⊛ Aki and Richards., 1980, *Quantitative Seismology-Theory and Methods*, Vol. 2, W.N. Freeman Co. San Francisco.
- ⊛ Al-Chalabi M., 1971, *Some studies relating to nonuniqueness in gravity and magnetic inverse problems*; *Geophysics*, Vol. 36, No. 5, p. 835-855.
- ⊛ Amalend. Roy., 1966, *The method of Continuation in Mining Geophysical interpretation*, *Geoexploration* No. 4. p.65-83.
- ⊛ Apostol, T.M., 1967, *Calculus I*, 2nd ed.: Wiley International Edition.
- ⊛ Apostol, T.M., 1969, *Calculus II*, 2nd ed.: Wiley International Edition
- ⊛ Bhattacharya. B.K., 1966, *Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body*, *Geophysics*, V.31, p.97-121.
- ⊛ Bott. M.H.P., 1967, *Solution of the linear inverse problem in magnetic interpretation with application to oceanic magnetic anomalies* *Geophysics. J. Roy astron.Society* 13, p.313-323.
- ⊛ Bott M.H.P., 1973; *Inverse methods in the interpretation of magnetic and gravity anomalies*, in Bolt, B.A., Ed., *Geophysics: Meth. Comp. Phys.*, 13, p 132-162.
- ⊛ Bracewell R., 1965, *The Fourier transform and its applications*, McGraw-Hill, New York.
- ⊛ Brigham E.O., 1974, *The fast Fourier transform*; Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- ⊛ Castro Mora, J.T. y E. Martinez R., 1977, *Estudio del Cretácico de las franjas Tamabra y Tamaulipas al SE de la Faja de oro entre los rios Nautla y Cazonas. Atolon de la faja de oro, etapas estratigráficas y Diagenéticas parte B. (C-1014) Inédito.*
- ⊛ Cooley J.W. and Tuckey J.W., 1965; *An algorithm for the machine calculation of complex fourier series*; *Maths. and. computation*, Vol. 19, No.90, p. 297-301.
- ⊛ Cordel. D.R., 1976, *Retrieval of Atmospheric Temperatura and composition from Remote Mesurements of thermal Radiation*, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol., 14, p. 609-624.
- ⊛ Courtillot, V., Ducruix, J., and LeMouel, J. L., 1974, *A solution of some inverse problems in geomagnetism and gravity*; *J. Geophysics, Res.*, 79, p. 4933-4940.
- ⊛ Davies D.K., PhD., Dsc., 1997 "Sedimentology of Carbonate Reservoirs" Kingwood (Houston), *Apuntes del Curso*.
- ⊛ Dean W.C., 1958; *Frecuency Analysis for Gravity and Magnetic interpretation*, *Geophysics*, Vol, 23, No.1, january, p. 97-127.
- ⊛ Díaz Navarro R., 1977; *Inversión de Anomalías Gravimétricas*; *A.M.G.E.*, p. 1-27.
- ⊛ Draper, N.R. and Smith H. 1981. *Applied Regression Analysis*, 2nd. edn. Wiley, New York.
- ⊛ Jackson D.D., 1978; *The use of a priori data to resolve non-uniqueness in linear inversion* *Geophysics* No. 42, p. 137-156.
- ⊛ Gassman. F., 1951, *Graphical evaluation of the anomalies gravity and of the magnetic field caused by three dimensional bodies*; *World Petroleum Congress. 3d. the Hague. Proc. Sec. 1*, p. 613-621.
- ⊛ Gerard, A., and Debeglia N., 1975; *Automatic Three-dimentional modelling for the interpretation of gravity or magnetic anomalies* *geophysics* N.o. 40, p. 1014-1034.
- ⊛ Grant, F. S. & West, G. F., 1965 *Interpretation theory in applied geophysics*, McGraw-Hill, Book Co. New York.

- ✪ Gunn.P.J., 1976, *direct mapping of interfaces and thicknesses of layers using gravity and magnetic data; Geoexploration 14*, p. 75-80.
- ✪Guzmán, E.J.: "Reef type stratigraphic traps in Mexico: 7a. World Petroleum Cong.,(1967) v.2, 461-470.
- ✪Hahn. A.,1965, *Two applications of Fourier's analysis for the interpretation of geomagnetic anomalies: J.Geomag. Geoelectric. 17*; p. 195-225.
- ✪Henderson. R.G. and Zeitz; I., 1949, *The upward continuation of anomalies in total intensity fields Geophysics 14 (4)*; p. 517-584.
- ✪I.E.E.E. Trans., 1967, *special issue on Fast Fourier transform and its application to digital filtering and spectral analysis, AU-15*, p. 43-117-
- ✪Jackson D.D., 1972, *Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data; Geophys. J. Roy, Astr. Soc. 28*. p. 97-109.
- ✪ Jacobo, A.J., 1984. "Estudio Petrogénético del Basamento en el Distrito de Poza Rica". Proyecto C-2001; Subdirección de Tecnología de Exploración. I.M.P. (Inédito).
- ✪Jupp D.L.B. and Vozoff K., 1975; *Stable iterative methods for the inversion of geophysical data; Geophysics. Journal, Royal Astronomic Soc., No.57*, p. 137-157.
- ✪ Kanasewich.E.R., 1981, *time sequence, analysis in geophysics: Univ. of Alberta Press.*
- ✪ Lanczos C.,1961, *Linear Diferential Operators. London Van. Nostrand 564 pp.*
- ✪LCT Inc Software Solutions1999, versión 2.7
- ✪Lehmmann.H.J.,1970, *Examples for the separation of fields of magnetic sources in different depths by the armonic analysis method Boll.,Geophysics, teor. Appli. v.12*, p. 97-112.
- ✪Leo J. Peters., 1949; *The direct Approach to magnetic interpretation and its practical application, Abstract.*
- ✪López Ramos E.;México,D.F. Enero de 1982,*Geología de México, Tomo II, 3a. Edición*
- ✪L.R.Lines and S. Treitel., 1984; *tutorial a review of least-squares inversion and its application to Geophysical problems. Geophysical Prospecting No.32*, p. 159-186.
- ✪Marquardt, D.W.,1963; *An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters, J. Soc. Indust. Appl. Math. 11*, p. 431-441.
- ✪Marquardt.D.W.,1970, *Generalized inverses ridge regression, biased linear estimation and nonlinear estimation; Technometrics, 12* , p. 591-612.
- ✪Meskò, A.,1984, *Digital filtering: applications in geophysical exploration for oil: Akadémiai Kiadó.*
- ✪Netleton,L.L.,1971 *Elementary Granity and Magnetics for Geologist and Seismologist, Soc. Explor. Geophis. Monogs. Sep. 1,Tulsa.*
- ✪Oldenburg D.W.,1974, *The inversion and interpretation of Gravity anomalies., Geophysical No.39*, p. 526-536.
- ✪Oldenburg. D.W.,1976, *Calculation of Fourier Transforms by the Backus-Gilbert, method. Geophys. J.R.Astronom. soc. 44*; p. 413-431.
- ✪Parker. R.L, and S.P Huetis.,1974, *the inversion of magnetic anomalies in the presence of topography J. geophysics. Res. 79*, p. 1587-1593
- ✪ Parker.R.L.,1977, *Understanding inverse for matrices Proc. Comb. Phil. sec. 51*. p. 406-413.
- ✪ Parker. R.L.and K.D. Klilgard.,1972, *Magnetic upward continuation from an uneven track. Geophysics 37*, p.662-668.
- ✪ Parker.R.L.,1972; *The rapid calculation of potential anomalies, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, No. 31*, p. 447-455.

- ★Pedersen B.L.,1977; *interpretation of Potential field data, A generalized Inverse Approach, Geophysical Prospecting No. 25, p.199-230.*
- ★Penrose R.A.1955, *Generalized inverse for matrices. Proc. Cambridge Phil. Soc. 51. p. 406-413,*
- ★Peters, L.J.,1949, *The direct approach to magnetic interpretation, and its practical application: Geophysics, 14, p. 290-320.*
- ★Quezadas, F.A.,1961. "*Las rocas del Basamento de la Cuenca Tampico-Misantla*".*Fac. de Ing.,UNAM., Tesis Profesional (Inédito).*
- ★Quezadas. F.A.,1961. "*Las rocas del basamento de la Cuenca de Tampico. Misantla*";*Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Diciembre de 1961*
- ★Rodgers, C, D.,1976, *Retrieval of atmospheric temperature profiles from remote measurements of thermal radiation: Rev. Geophys. Space Phys., 14, p. 609-624.*
- ★Pilkington,M. and Croosley, D.J.,1986; *Determination of Crustal interface topography from potential fields Geophysics No. 51, p. 1277-1284.*
- ★Pilkington M.,and D.J. Crossley., 1986, *Inversion of aeromagnetic data for multilayerd crustal models.; Geophysics, Vol. 51, No. 12 (december 1986) p., 2250-2254.*
- ★Rodger, C. D.,1976, *Retrieval of atmospheric temperature profiles from remote measurements of thermal radiation: Rev. Geophysics Space Phys., 14, p. 609-624.*
- ★Roy, A. A.,1966, *The method of continuation in mining geophysical interpretation: Geoexpl.,4, p. 65-83.*
- ★Sabatier. P.C., 1971, *Compatativo evolution of inverse problems N. ASA. Tech. Memo. X-62, p. 150.*
- ★ Sabatier, P.C. ,1974, *Remark on approximate methods in geophysical inverse problems Proc. R. Soc. London A. 337; p. 49-71.*
- ★ Skeels, D.C.,1947, *Ambiguity in gravity interpretation: Geophysics, 12, pag.43-56.*
- ★Spector A. and parker, W., 1979, *Computer compilation and interpretation of geophysical data, in Hood P.J. Ed. geophysics and geochemistry in the search. for metallic ores. Geol. Surs. Can. Econ. Geol. Rep. 31. p. 527-544.*
- ★SURFER Golden,Software,inc.1993-97, versión 6.04
- ★Swartz. C.A. and Sokololf V.M., 1954, *filtering associated with selective sampling of geophysical data; Geophysics V.19, p. 402-419.*
- ★ Tarantola.,A. and Valatte B., 1982, *Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, Rev. geophysics Space. Phys. 20, p. 219-232.*
- ★ Towey S., 1977, *Introduction to the Mathematics of Inversion in Remota Sensing and Indirect Measurements, Elsevier Amsterdam.*
- ★ Whittaker, E.T & Watson G. N.,1962, *A course of modern analysis Cambridge University Press. Cambridge*
- ★ Whittneresse,J.L., 1977 *linear inverse problem in gravity profile interpretations, Journal of Geophysics 43; 193-213.*
- ★ Wiggins.R.A., 1972, *The general linear inverse problem;Implications of surface waves and free oscillations for earth structure; Rev. Geopys. space Phys.10, p. 251-285.*
- ★ William C.Dean. *Frecuency analysis for gravity and magnetic interpretation Geophysics, Vol XXIII, No.1 january., 1958, p. 97-127.*
- ★Zidrarov.D.,1969, *Ajont solution of the inverse gravimetric and magnetic problem, Dokl. Belg. Acad. Nauk. 22, p. 655-657.*