



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Estudio aeromagnético en el sureste de México:
zona limítrofe Guerrero-Oaxaca

T E S I S

Para obtener el Título de:

Ingeniero Geofísico

PRESENTA:

Victor Jesus Tapia Cruz

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Tomás González-Morán



Septiembre 2011



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*A Alejandra Cruz, mi eterna guía.
Mujer exitosa e inquebrantable que se hizo grande ante la adversidad y la tribulación.
Gracias mama por sostener mi alma cuando estaba a punto de desvanecerse e iluminar mi
camino cuando todas las luces se habían extinguido... Te quiero mucho*

Índice

1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	2
1.2. Objetivos	2
1.3. Alcance del trabajo de tesis	3
1.4. Contenido	3
2. Fundamentos Teóricos del Método Magnético	4
2.1. Fuerza entre polos magnéticos	5
2.2. Campo magnético	5
2.3. Momento e intensidad magnética	5
2.4. Susceptibilidad magnética	6
2.4.1. Diamagnetismo	6
2.4.2. Paramagnetismo	7
2.4.3. Ferromagnetismo	8
2.5. Ciclo de Histéresis	8
2.6. Campo geomagnético	10
2.7. Componentes del campo geomagnético	11
2.8. Unidades SI	12
2.9. Campo magnético permanente de la tierra	12
2.9.1. Campo interno	12
2.9.2. Campo externo	13
2.9.3. El campo no potencial	13
2.9.4. Campo magnético anómalo	13

2.10. Variación secular	14
2.11. Variación diurna	14
2.12. Tormentas magnéticas	16
2.13. IGRF	16
2.14. Campo Total	16
2.15. Generalidades del método aeromagnético	18
2.16. Posición del magnetómetro respecto al avión	19
2.17. Altura de vuelo	20
2.18. Ventajas del método aeromagnético	21
2.19. Desventajas del método aeromagnético	21
3. Marco Geológico del Área de Estudio	23
3.1. Localización geográfica	24
3.2. Antecedentes del complejo Xolapa	25
3.3. Geomorfología	28
3.4. Fisiografía	29
3.5. Estratigrafía	29
3.6. Geología estructural	32
3.7. Evolución geológica de la región	32
3.8. Formación Punta Maldonado	34
3.9. Descripción de las unidades geológicas	35
3.9.1. Rocas Ígneas intrusivas	35
3.9.2. Rocas Metamórficas	37
3.9.3. Rocas Sedimentarias	40
3.9.4. Suelos	40
4. Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética	42
4.1. Información Magnética	43
4.2. Análisis Cualitativo de los datos	44
4.3. Reducción al Polo	47
4.4. Análisis Cuantitativo	48
4.5. Sección magnética reducida al polo y modelo geológico-estructural CC'	49

4.6. Sección magnética reducida al polo y modelo geológico-estructural DD'	54
4.7. Sección magnética reducida al polo y modelo geológico-estructural EE'	57
5. Conclusiones y Recomendaciones	59
Bibliografía	62
A. Algoritmo de Talwani	66
A.1. Algoritmo de Talwani	67
B. Mediciones de Susceptibilidad Magnética	73
B.1. Mediciones de susceptibilidad magnética realizadas a las muestras de areniscas	74
B.2. Mediciones de susceptibilidad magnética realizadas a las muestras de granitos	75
B.3. Mediciones de susceptibilidad magnética realizadas a las muestras de complejo metamórfico	76

Resumen

El presente trabajo comprende un estudio geofísico-geológico regional del área limítrofe de Guerrero-Oaxaca, al sureste de la República Mexicana, entre los paralelos 16° y 17° de latitud norte y 99° y 98° de longitud oeste respecto al meridiano de Greenwich. Se recabó información geológica y mediante el análisis e interpretación de datos aeromagnéticos, se propusieron 3 modelos geológico-estructurales, con la finalidad de aportar información regional a profundidad acerca de esta zona, caracterizada por una geología compleja, poco conocida y cuyo origen no se tiene del todo claro.

Con el fin de facilitar la interpretación de las señales aeromagnéticas fueron procesadas utilizando la transformación conocida como reducción al polo magnético (Bhattacharyya, 1965^[5]) que permite analizar la señal como una pseudo anomalía gravimétrica.

La importancia de la región radica en su alta actividad sísmica y tectónica ocasionada por la subducción de la placa de Cocos.

Los modelos geológicos estructurales bidimensionales elegidos, cruzan las anomalías positivas de mayor importancia. Estos modelos propuestos son acordes a la geología superficial de la región y permiten inferir una caracterización del subsuelo y la geometría de las formaciones que lo conforman.

Los modelos están constituidos basicamente de cuerpos volcánicos y metamórficos, sin embargo en la zona costera se observa la presencia de aluviones, conglomerados y areniscas en pequeños espesores. Con la finalidad de tener parámetros físicos de los cuerpos integrantes del modelo se realizaron dos visitas a la zona de estudio para tomar muestras de diferentes afloramientos, posteriormente, éstas fueron cortadas y medida su susceptibilidad magnética.

Los resultados indican que las formaciones volcánicas (granitos y granodioritas) principalmente y las formaciones metamórficas, que afloran en menor grado, son los contribuyentes principales de las anomalías magnéticas presentes en la zona.

Los modelos geológicos estructurales propuestos presentan una excelente correlación entre la señal observada (anomalía magnética reducida al polo) y la generada por el modelo.

Capítulo 1

Introducción

1.1 Antecedentes

El terreno Xolapa cuyo basamento está representado por el Complejo Xolapa fue descrito por primera vez por De Cserna (1965^[20]) como una secuencia potente de rocas metasedimentarias de intensidad variada (esquistos de biotita, gneis de biotita, mármol cipolino y anfibolitas) que aflora entre el Ocotito y Acapulco, estado de Guerrero.

El terreno Xolapa se presenta en un cinturón paralelo al litoral del Pacífico a lo largo de la Costa Sur, de los estados de Oaxaca y Guerrero. Está definido por un complejo metamórfico-plutónico con desarrollo de migmatitas (Campa y Coney 1983^[10]). Presenta una longitud de 600 km de largo, con un ancho que oscila de los 50 a 150 km, que va de Salina Cruz, Oaxaca a Zihuatanejo, Guerrero. (Figura 3.2).

Ortega (1981^[50]) interpreta al Complejo Xolapa como un arco magmático, construido por un proceso continuo de emplazamiento de magma y migmatización de la corteza y Alanís (1988^[2]) distingue tres conjuntos litológicos conformados por granitos, varias unidades metamórficas y rocas ígneas en forma de diques félsicos, andesíticos y de diabasa.

Corona (1997^[18]) lo define al sur de Oaxaca, como un complejo metamórfico-plutónico dividiéndolo también en tres grandes unidades:

1. Un basamento metamórfico e intrusivos que predatan un evento de metamorfismo y migmatización
2. Dos unidades que pueden ser divididas en un complejo metasedimentario y un complejo metaígneo
3. Un batolito granítico-granodiorítico post-magmático, aunque este último, no corresponda al Complejo Xolapa.

Auxiliados de fotografías aéreas y verificación de campo de los contactos y afloramientos más sobresalientes, en 1985 el INEGI elaboró la carta geológica Acapulco E14-11 escala 1:250,000^[35] y en el 2000 el Consejo de Recursos Minerales (COREMI), hoy Servicio Geológico Mexicano editó la carta geológica minera Acapulco E14-11^[15], con el propósito de proporcionar al sector minero la información geológica-minera, utilizando imágenes satelitales, fotografías aéreas, y verificación de campo aunadas a muestras de esquirlas de las zonas mineralizadas y alteraciones.

1.2 Objetivos

Mediante el análisis e interpretación de datos aeromagnéticos, se proponen tres modelos geológicos-magnéticos que permitan identificar los rasgos geológicos de carácter estructural y litológicos, de los intrincados eventos volcánicos que ocurrieron en la zona limitrófe de Guerrero Oaxaca (Marquelia-Pinotepa), estimando así la profundidad y extensión de los cuerpos intrusivos que dieron origen al complejo Xolapa.

1.3 Alcance del trabajo de tesis

A pesar que existen diversos estudios previos de esta porción del sur de México, el área que cubren es reducida y limitada a la geología superficial. Existen dudas respecto al origen y evolución, de esta región debido a la complejidad de las secuencias litológicas y especialmente por el escaso número de investigaciones petrológicas, tectónicas y estructurales.

Por su considerable extensión no se cuenta con una caracterización adecuada de toda la región, además, la información geofísica es poca y la mayor parte inexistente, principalmente en los alrededores de Cuajinicuilapa, Ometepe, Punta Maldonado, Marquelia, Gro., y Pinotepa Nacional, Oax., por mencionar regiones importantes.

Actualmente el Instituto de Geofísica está realizando estudios sismológicos a detalle en esta zona que apoyará este estudio.

1.4 Contenido

Los capítulos que conforman este trabajo son los siguientes:

- **Capítulo 2 Fundamentos Teóricos del Método Magnético**

Se presenta una síntesis de los principios fundamentales del método de prospección magnética, de las características que posee el campo geomagnético terrestre y algunas consideraciones sobre la adquisición de datos aeromagnéticos y las correcciones que se aplican.

- **Capítulo 3 Marco Geológico del Área de Estudio**

Contiene la delimitación Geográfica de la zona de Estudio, así como su definición geológica y la descripción de sus principales características geofísicas.

- **Capítulo 4 Análisis e Interpretación de los Datos Aeromagnéticos**

Presenta el análisis de los datos aeromagnéticos observados, así como su interpretación cualitativa y cuantitativa, culminando con los resultados generados a partir del presente estudio y sus consecuentes aportaciones

- **Capítulo 5 Conclusiones y Recomendaciones**

De manera breve y concisa se muestran los resultados obtenidos, determinando si se han cumplido los objetivos establecidos.

Cabe señalar que la eficacia de cualquier método geofísico dependerá no sólo de un error mínimo entre los datos observados y los calculados, sino de la veracidad de los modelos obtenidos, y esa realidad, sólo la puede brindar la geología, pues en ella se encuentra impresa la historia exacta que buscamos interpretar.

Capítulo 2

Fundamentos Teóricos del Método Magnético

A continuación se enuncian los conceptos físicos elementales del magnetismo que permitirán entender los fenómenos asociados con la tierra, así como su aplicación en la prospección magnética. El estudio del magnetismo es extenso y el desarrollo matemático profundo, cuya exposición detallada esta fuera del alcance del presente trabajo.

2.1 Fuerza entre polos magnéticos

Si dos polos de fuerza P_0 y P_1 respectivamente están separados por una distancia r , la fuerza F entre ellos será:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_0 P_1}{r^2} \quad (2.1)$$

La constante μ es conocida como la permeabilidad que depende del medio en donde los polos están situados. La fuerza F será de repulsión cuando los polos tengan la misma polaridad, si por el contrario la polaridad es diferente, entonces la fuerza será de atracción. Se define como unidad de intensidad magnética (unidad de polo), la intensidad de dos polos magnéticos que a la distancia de 1 cm se repelen con la fuerza de 1 dina. (Cantos, 1987^[11])

2.2 Campo magnético

Un campo magnético existe en un punto, si se ejerce una fuerza producida por una carga en movimiento en dicho punto. La intensidad del campo magnético en un punto se define como la fuerza por unidad de polo que se ejercería cuando un pequeño polo de fuerza P_0 se colocara en dicho punto. Por lo tanto, la intensidad de campo H , debido al polo de fuerza P situado a una distancia r :

$$F = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu r^2} \quad (2.2)$$

Desde un punto de vista técnico, el campo magnético se entiende como el espacio alrededor de un imán dentro del cual actúa su influencia. La intensidad o potencia de un campo magnético en un punto, es numéricamente igual a la fuerza en dinas, actuando sobre una unidad de polo magnético situado en ese punto. (Del Valle, 2007^[23]).

El campo magnético se representa por líneas de fuerza, las cuales son líneas continuas y cuya tangente en cualquier punto coincide con la dirección del campo en dicho punto. Parten del polo norte del cuerpo magnético -imán- y se desplazan al polo sur, continuando su trayectoria en el interior del mismo hasta salir nuevamente del polo norte.

El campo magnético se expresa a menudo en términos de la densidad de las líneas de fuerza o de flujo presentes en el campo como se muestra en la figura 2.1. La unidad de H se expresó en términos de una línea de fuerza por centímetro cuadrado, también puede ser designado en el sistema cgs como Oersteds (Oe), que se define como el campo creado por un polo magnético de intensidad unidad a 1 cm de distancia y en el SI se le asigna la unidad derivada de ampere por metro [A/m] (Udias y Mezcua, 1997^[57]).

2.3 Momento e intensidad magnética

Los polos magnéticos no se encuentran libres, siempre se encuentran en dipolos. Se define como momento magnético de un dipolo el vector

$$\vec{M} = p\vec{r} \quad (2.3)$$

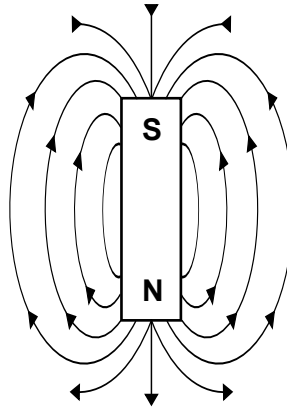


Figura 2.1: Campo Magnético

Además un dipolo elemental tendrá un momento magnético, también elemental

$$\vec{M} = p d \vec{l} = p d \vec{r} \quad (2.4)$$

Siendo \vec{r} el vector de posición del polo magnético positivo respecto al negativo y \vec{l} distancia entre polos (Cantos, 1987^[11]).

2.4 Susceptibilidad magnética

Si se tiene un campo externo homogéneo H que forma un ángulo θ con la normal a la superficie de un material magnético, la fuerza polar inducida por unidad de superficie será:

$$I = \chi H \cos \theta \quad (2.5)$$

Dónde la constante de proporcionalidad χ conocida como susceptibilidad magnética, será un parámetro característico del material, siendo cero en el vacío. (Dobrin, 1988^[25])

Los materiales pueden clasificarse magnéticamente según el valor de su susceptibilidad magnética en tres grupos principales: Diamagnetismo, Paramagnetismo y Ferromagnetismo

2.4.1 Diamagnetismo

Bajo la acción de un campo magnético externo H , se induce en el material un cambio en el movimiento orbital de sus electrones, de tal manera que los momentos magnéticos asociados a las corrientes así inducidas, producen una magnetización $\neq 0$, muy pequeña. En virtud de la ley de Lenz, la magnetización inducida es opuesta al campo magnético H que la produce, dando como resultado que χ sea negativa. Cuando el campo H es nulo, el momento magnético resultante también lo es y por lo tanto la magnetización es igual a cero.

2.- Fundamentos Teóricos del Método Magnético

Es decir cuando $H \neq 0$, entonces $M \neq 0$ presentándose un comportamiento lineal entre ambas magnitudes. (Escobar, 2005^[28])

El diamagnetismo es notable principalmente en los materiales cuyos átomos tienen sus órbitas de electrones completas, es decir, materiales en los cuales los momentos de spin y orbitales de los electrones se compensan, dando como resultado un momento magnético nulo.

Ejemplo de sustancias diamagnéticas son la sal común, el bismuto y la anhídrita. Se han observado anomalías magnéticas débiles sobre domos salinos los cuales contrastan con la susceptibilidad magnética de los materiales paramagnéticos de los sedimentos de los alrededores. (Goodacre,1989^[30])

2.4.2 Paramagnetismo

El paramagnetismo ese debe al movimiento de spin de electrones no compensados rodeando los núcleos de los elementos transicionales y se caracteriza por tener una susceptibilidad positiva, relativamente pequeña. Son materiales cuyos átomos presentan orbitales de electrones parcialmente llenos y como consecuencia de esto un momento magnético distinto de cero o permanente.

En ausencia de un campo magnético, es decir, $H = 0$, todos los momentos magnéticos de los átomos, el momento angular orbital y de spin de los electrones no apareados, se encuentran orientados al azar, debido a que no existe un acoplamiento entre estos, de tal manera que la magnetización resultante es nula $M = 0$.

La susceptibilidad magnética de los materiales paramagnéticos depende de la Temperatura T . A temperatura ambiente y bajo la acción de un campo magnético H , la magnetización o polarización del material es relativamente pequeña, ya que existe en la estructura atómica de este, un efecto de agitación térmica que predomina y que impide un alineamiento completo de los momentos magnéticos.

A bajas temperaturas, los efectos de desorden debidos a las oscilaciones térmicas son menores, dándose así un mayor alineamiento de los momentos magnéticos y por lo tanto una mayor magnetización (Escobar, 2005^[28]).

Una característica importante de los materiales paramagnéticos, es que la susceptibilidad magnética χ varía inversamente con la temperatura y esta variación es dada por la ley de Curie.

$$\chi = \frac{C}{T - \theta} \quad (2.6)$$

Donde C es la constante de Curie específica de cada material, T la temperatura absoluta y θ la temperatura de Curie en la cual se deja de presentar el paramagnetismo y es constante para cada tipo de sustancia (Lowrie,2007^[42])

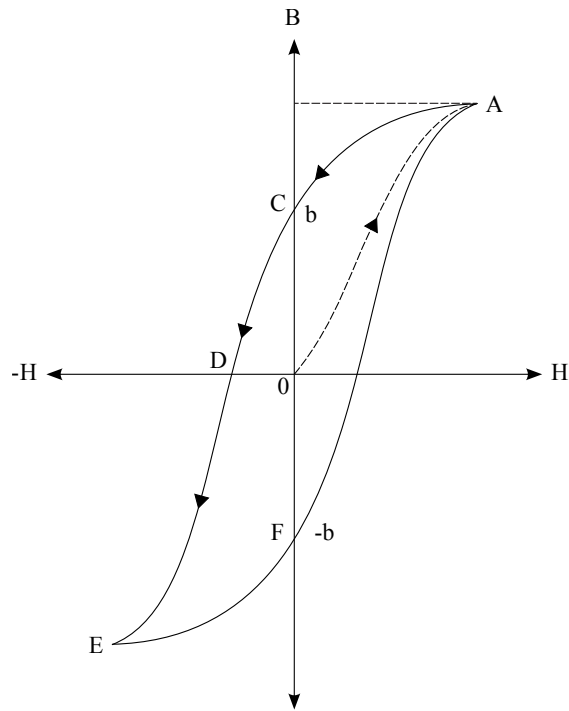


Figura 2.2: Ciclo de Histeresis

2.4.3 Ferromagnetismo

Se presenta solo en estado sólido en el que las fuerzas interatómicas son lo suficientemente grandes como para producir un paralelismo de los momentos atómicos de un conjunto de átomos próximos que forman los llamados recintos de Weiss, dichos recintos son los que se ordenan al someterlos a un campo exterior, similar al fenómeno ocurrido en el paramagnetismo.

La susceptibilidad magnética de estos materiales es mucho más alta, comparada con los valores paramagnéticos y además depende de la historia previa del material. Entre estas sustancias se encuentra el hierro, cobalto, níquel, magnetita, ilmenita, etc. (Goodacre,1989^[30])

2.5 Magnetización remanente. Ciclo de Histéresis

Si sometemos un cuerpo ferromagnético a un campo inductor -un electroimán por ejemplo- con el cual se pueda variar la intensidad del campo H en magnitud y carga (signo), pero no en dirección y se hace variar el campo inductor H midiendo al mismo tiempo la inducción producida B se comportará, como se muestra en la figura 2.2 (Cantos, 1987^[11]).

2.- Fundamentos Teóricos del Método Magnético

La curva parte del origen 0, pero conforme va aumentando H , B aumenta rápidamente, posteriormente lentamente hasta llegar al punto A en la cual el cuerpo analizado queda imantado hasta la saturación y la intensidad de imantación J es la mayor posible.

Si se disminuye gradualmente el campo H hasta el valor 0, se observa que los valores de B no coinciden con los anteriores sino que sigue otra curva A C por encima de la anterior, de manera que el valor de $H = 0$ se obtiene un valor de inducción $B = b$ lo cual se conoce como magnetismo remanente.

Si se invierte el campo (el sentido de la corriente en el electroimán) y adquiere valores progresivamente crecientes, la curva llegará al punto D en la que la inducción se hace cero. El valor del campo H para este punto es lo que se denomina campo coercitivo.

Si el campo adquiere valores cada vez mayores, la curva llegará al punto E que correspondería al valor de saturación (con campo negativo). Por último, si se disminuye hasta cero la curva llegaría al punto F y aumentando nuevamente el campo (valores positivos), llegaríamos al punto A, quedando completo el ciclo de histéresis (Cantos, 1987^[11]).

El caso descrito es una idealización del ciclo, ya que en realidad las cosas no suceden así, ya que el primer ciclo de histéresis, la curva no sería simétrica y no sería posible llegar a los puntos E, F y A, pero sometiendo la muestra a varios ciclos de histéresis se llega a obtener una curva simétrica.

El magnetismo remanente de los cuerpos ferromagnéticos es de gran importancia en prospección magnética ya que en general las anomalías magnéticas se deben a la cantidad de minerales ferromagnesianos (magnetita, ilmenita, y pirrotina principalmente) que contienen las rocas.

Las rocas han adquirido un magnetismo remanente sometidas al campo magnético de la tierra, sin embargo en ocasiones la roca muestra magnetismo remanente que no ha sido producido por el actual campo magnético terrestre, ya que su dirección contrasta notablemente con el reciente (Cantos, 1987^[11]).

El ferromagnetismo desaparece bruscamente al llegar al punto de Curie, la cual es de 570° para la magnetita, (Lowrie, 2007^[42]), deduciéndose así que las rocas ígneas adquirieron el magnetismo remanente sometidas al campo magnético existente en aquella época, al enfriarse la roca por debajo del punto crítico.

El estudio del magnetismo remanente de las rocas puede dar valiosa información de la variación del campo magnético terrestre a lo largo de los tiempos geológicos, este es el objetivo del paleomagnetismo. (Cantos, 1987^[11])

2.6 Campo geomagnético

La ecuación utilizada comúnmente en los estudios geomagnéticos es la siguiente

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n T_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} T_n^i \right] \quad (2.7)$$

donde:

$$T_n^i = \sum_{m=0}^n (g_n^{mi} \cos m\phi + h_n^{mi} \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad (2.8)$$

$$T_n^e = \sum_{m=0}^n (g_n^{me} \cos m\phi + h_n^{me} \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad (2.9)$$

Los coeficientes son llamados Coeficientes de Gauss, tienen las mismas dimensiones que el campo de inducción magnética y generalmente son expresados en nanoteslas (gammas).

$$\begin{aligned} g_n^{mi} &= (1 - C_n^m) A_n^m & h_n^{mi} &= (1 - S_n^m) B_n^m \\ g_n^{me} &= C_n^m A_n^m & h_n^{me} &= S_n^m B_n^m \\ C_n^m &= \frac{g_n^{me}}{g_n^{mi} + g_n^{me}} & S_n^m &= \frac{h_n^{me}}{h_n^{mi} + h_n^{me}} \end{aligned} \quad (2.10)$$

En 1838 Gauss uso el primer análisis armónico esférico cuantitativo del campo geomagnético, determinando las componentes B_x , B_y B_z de un total de 84 puntos (con un intervalo de 30° en la dirección de ϕ) concluyendo que los términos g_n^{me} h_n^{me} eran cero. Sin embargo, ahora se conoce que los campos externos contribuyen por lo menos 10 nT (en ocasiones más) al campo magnético total de la superficie terrestre, la cual es variable en tiempo y espacio (Blakely, 1996^[6]).

El campo magnético originado desde el interior de la tierra es dipolar, recibiendo constantemente cargas electromagnéticas, producto de las corrientes de plasma emitidas por el sol. La región que se encuentra entre el viento solar y el campo magnético interno de la tierra se llama magnetosfera, una región de una gran complejidad magnética. La interacción entre el campo magnético interno de la tierra, el viento solar, la rotación de la tierra, las fuerzas de marea, y los efectos térmicos, son los factores que producen el campo magnético externo. La ionosfera que rodea la tierra a altitudes de entre aproximadamente 50 y 1,500 km es parte importante de esta interacción, la rotación de la Tierra y los efectos de marea generan corrientes eléctricas en la ionosfera, que a su vez producen campos magnéticos que pueden alcanzar magnitudes de hasta 1,000 nT en la superficie de la tierra (Blakely, 1996^[6]).

Para fines prácticos, no se dan más detalles sobre el campo magnético externo, sólo se habla sobre los componentes del campo interno g_n^{me} h_n^{me} .

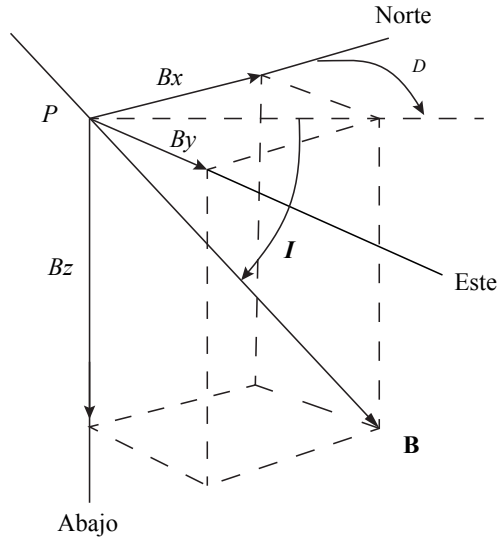


Figura 2.3: El punto P en un sistema de coordenadas cartesianas. Las tres componentes del vector B son: B_x en la dirección norte, B_y en la dirección Este y B_z hacia abajo. La inclinación es el ángulo B respecto a la horizontal y la declinación D es el azimuth de la proyección de B

2.7 Componentes del campo geomagnético

Para estudiar los componentes de la intensidad del campo magnético (B , H y M) deben ser descritos en un marco de referencia fijo con respecto a los puntos de observación en la superficie de la tierra, esto se puede realizar de dos formas. El vector se puede describir en términos de tres componentes cartesianas ortogonales como se muestra en la figura 2.3 (Blakely, 1996^[6]), donde x se incrementa al norte, y al este y z hacia abajo, expresados en unidades de nT. La intensidad de la componente horizontal por lo tanto es:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (2.11)$$

A su vez, el vector de intensidad total puede ser descrito como:

$$T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (2.12)$$

La Inclinación es el ángulo entre el vector y el plano horizontal

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (2.13)$$

2.- Fundamentos Teóricos del Método Magnético

Por convención, la inclinación es positiva cuando el vector tiene una inclinación por debajo del plano horizontal y negativa cuando está por encima del plano horizontal. El plano vertical que contiene al vector se le llama meridiano magnético, y la declinación se define como el azimut de dicho meridiano, positivo hacia el este y negativo hacia el oeste.

$$D = \arcsin \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (2.14)$$

2.8 Unidades SI

En el sistema internacional de unidades, el campo magnético tiene unidades *weber * metro⁻²*. En estudios geofísicos se utiliza como unidad la gama γ la cual equivale a 1 nT, debido a que otras unidades como el Oersted resultaría demasiado grande para las anomalías magnéticas, ya que éstas son sólo de unas decenas y en ocasiones centenas de gamas (Blakely, 1996^[6]).

2.9 Campo magnético permanente de la tierra

Aplicando la teoría potencial al campo terrestre ha sido posible separarlo en una serie de componentes cuyas fuentes proceden del interior, exterior y superficie de la Tierra. El método de separación de estas componentes implica el uso de armónicos esféricos, por lo que sólo será descrito en términos generales.

La expresión teórica para el campo magnético (del potencial magnético) en las proximidades de una esfera está compuesta de dos series de términos, unos debidos al material magnético dentro de ella y otros de fuente externa. A cualquier latitud, estos diferentes aportes tienen efectos distintos en la componente N-S del campo terrestre así como en la componente E-O. Si se analizan las componentes respectivas en una serie de puntos diferentes, es posible resolver un sistema de ecuaciones simultáneas y descomponer el campo en sus componentes internas y externas (Dobrin, 1988^[25]).

2.9.1 Campo interno

Por medio del análisis del campo terrestre se ha encontrado que el 94 % depende de fuentes internas de la Tierra. Mediante la aplicación de armónicos esféricos se puede expresar el campo interno observado como el efecto de una serie de dipolos magnéticos teóricos, cada uno de orientación diferente, situados en el centro de la Tierra; el proceso de deducción implica una serie de aproximaciones sucesivas, de manera que el primer imán imaginario se supone orientado según el eje magnético terrestre (Dobrin, 1988^[25]).

Si el campo magnético terrestre interno fuera simétrico respecto a este eje con este imán teórico se explicaría el campo externo observado, pero a consecuencia de las irregularidades hay que añadir un número indefinido de imanes teóricos más débiles con sus ejes inclinados

en varias direcciones, siendo los más fuertes los situados perpendicular al eje; las intensidades relativas de estos imanes se reducen a partir de los datos determinados en el campo terrestre y se van corrigiendo los coeficientes correspondientes al aporte parcial de cada imán hasta que se logra la mayor coincidencia entre el campo real de la tierra y el que daría esta disposición teórica (Dobrin, 1988^[25]).

2.9.2 Campo externo

Existen diversas teorías propuestas para explicar la existencia de otra fuente de magnetismo fuera de la Tierra, la mayoría de las cuales se relacionan con el efecto inductivo de corrientes eléctricas que circulan en la ionosfera. La ionización de la atmósfera a esta altitud es causada por la radiación solar, que también es causa de la variación diurna y anual (Dobrin, 1988^[25]).

2.9.3 El campo no potencial

Los campos interno y externo pueden ser descritos por expresiones matemáticas deducidas en el supuesto de que cada tipo de campo deriva de un potencial. Esto en esencia significa que el campo es originado por un imán permanente o por una disposición de cargas móviles cuyo efecto puede ser representado por un imán (Dobrin, 1988^[25]).

Algunos autores opinan que cuando se compara la teoría con los datos de observación hay un pequeño residuo de intensidad magnética (aproximadamente el 3%) que no parece ser explicable por la teoría potencial. Este residuo es atribuido por algunos a las inexactitudes experimentales, pero otros creen que representa un componente no potencial del campo magnético terrestre que puede ser explicado admitiendo corrientes eléctricas que circulan desde el interior al exterior de la Tierra y viceversa. Sin embargo, para que estas corrientes fueran de este Campo no Potencial tendría que haber valores de Intensidad de Corriente mayores a los que se observan en las mediciones de la electricidad atmosférica (Dobrin, 1988^[25]).

2.9.4 Campo magnético anómalo

Se considera como campo magnético anómalo al conjunto de desviaciones localizadas en el campo magnético terrestre respecto de la distribución que habría en el supuesto que el campo magnético terrestre fuese originado por un sólo imán orientado según el eje magnético. De manera que es generado por el contenido de minerales ferromagnéticos en la roca.

Si se acepta la idea de un gradiente de temperatura promedio de 33 grados por kilómetro de profundidad, entonces hay que admitir que las rocas en estado magnético alcanzarán tan sólo las primeras decenas de kilómetros, ya que más abajo la temperatura de las rocas estará por encima del punto de Curie. Según cálculos realizados para algunas anomalías magnéticas importantes en los territorios de la URSS y USA, se estima que el límite se encuentra entre 20 y 25 km. (Logachev, 1978^[40]).

2.10 Variación secular

Las variaciones del campo magnético de la Tierra se determinan por los resultados de los registros continuos de sus componentes en los observatorios magnéticos a lo largo de muchos años, con la ayuda de observaciones repetidas cada 3 a 5 años en una serie de puntos de apoyo. Después del cálculo de los valores medios de cada componente en los diferentes puntos para una serie de años, se determina la variación media de cada componente en un año, el valor calculado se denomina variación secular. (Logachev y Zajarov, 1978^[40]).

Se observan pequeñas desviaciones en los distintos componentes de la intensidad del campo magnético terrestre, estas variaciones seculares se ponen de manifiesto en los mapas isopóricos. Un mapa isopórico tiene una serie de líneas ondulantes que representan las tasas de cambio constante, ya sea en nT por año. La figura 2.4 muestra la intensidad del campo magnético total, basando en el modelo de IGRF de 1990. Las células rodean toda la tierra en las que no ha existido cambio, y una serie de amplios máximos cerrados cuyos centros son llamados focos de isóporas, dichos focos se desplazan continuamente, desarrollándose nuevos focos. La mecánica de esta migración es lenta y no se puede predecir, es decir la inestabilidad de la variación secular y el aumento continuo de los puntos de apoyo exigen la constante renovación de los mismos (Blakely, 1996^[6]).

2.11 Variación diurna

Las variaciones diurnas se dividen en solares y lunares. Las solares tienen un periodo de 24 horas, siendo referidas al tiempo solar local. Tienen prácticamente el mismo carácter en todos los puntos de una misma latitud magnética, sin embargo en todos los casos existe una particularidad común: mayor amplitud durante el día que durante la noche y en verano mayor que en invierno, es decir, la intensidad de la variación es directamente proporcional a la duración de la iluminación solar en la zona de observación (Dobrin, 1988^[25]).

Al cambiar la latitud el punto de observación, también lo hacen las variaciones diurnas de modo gradual: la variación de la componente vertical se hace aproximadamente nula en el ecuador, cambiando su signo en el inverso al pasar al hemisferio sur.

La variación de la componente horizontal alcanza un mínimo aproximadamente a los 40° de latitud, llega al máximo en el ecuador y varía con la misma pauta en el hemisferio norte y en el sur.

Es muy probable que la variación solar sea debido al efecto del sol sobre las corrientes eléctricas de la atmósfera terrestre externa, las variaciones en estas corrientes ocasionan a su vez variaciones en el campo magnético que ellas inducen en la superficie terrestre (Dobrin, 1988^[25]).

2.- Fundamentos Teóricos del Método Magnético

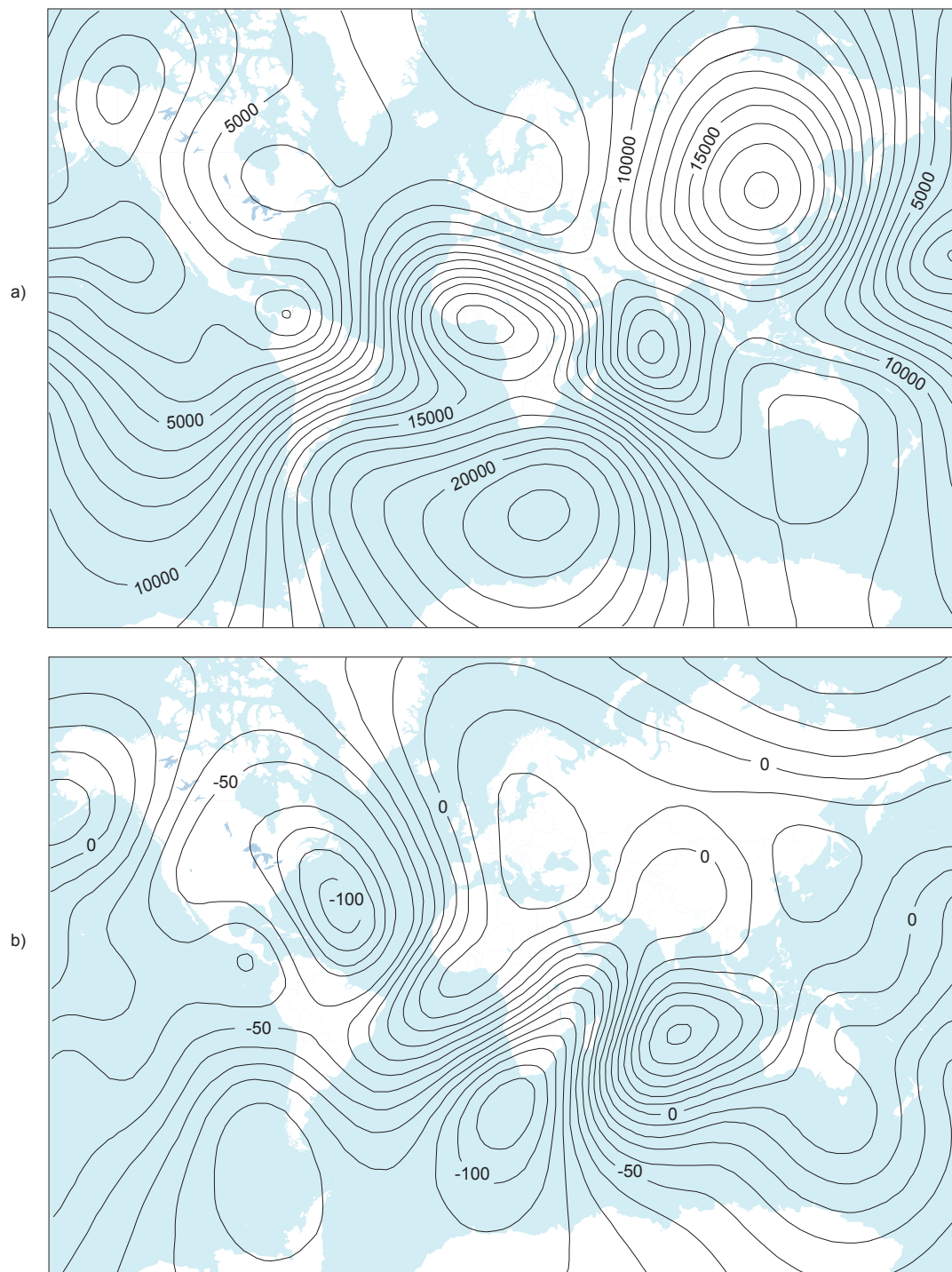


Figura 2.4: a) Campo total basado en el modelo IGRF 1990 b) Variación secular en nT/año, basado en el modelo IGRF de 1990

2.12 Tormentas magnéticas

Además de las variaciones poco amplias y predecibles en el campo terrestre, hay bruscos disturbios que por analogías meteorológicas se llaman tormentas magnéticas. Entre el Ecuador y los 60° de latitud las variaciones del campo magnético durante estas tormentas pueden alcanzar valores de hasta 1000 gamas. Estas tormentas no se pueden predecir, aunque tienden a producirse en intervalos de unos 27 días; también tienen correlación con la actividad de manchas solares. Su duración oscila entre algunas horas y dos o tres días (Dobrin, 1988^[25]).

Las tormentas afectan considerablemente las mediciones magnéticas, y no hay manera de corregir los datos por los efectos no previsible, de manera que lo mejor es suspender la obtención de datos (Dobrin, 1988^[25]).

2.13 El campo geomagnético internacional de referencia (IGRF)

La necesidad de correlacionar las distintas mediciones del campo magnético terrestre observadas en diferentes momentos y comparar las respuestas individuales magnéticas en diferentes áreas, ha permitido el desarrollo de modelos que estimen el cambio del campo magnético de la tierra con respecto del tiempo. Uno de estos modelos es el IGRF (International Geomagnetic Reference Field)

El IGRF es un modelo matemático del campo magnético terrestre y sus variaciones temporales. Consiste en los coeficientes de Gauss hasta de grado 10 ($n = 1, 2, \dots, 10$), estos términos de bajo orden representan en gran parte el campo originado por el núcleo de la tierra.. El modelo fue desarrollado en 1965, por la IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy), el cual publica sus cálculos cada cinco años, asumiendo que cada coeficiente de Gauss cambia linealmente con el tiempo (Blakely, 1996^[6]).

La IAGA ha publicado la décima generación de referencia de campo geomagnético Internacional y se utiliza ampliamente en los estudios del interior de la Tierra, su corteza, ionosfera y magnetósfera, concluyendo los trabajos en diciembre de 2004 (IAGA, 1995^[38])

2.14 Campo Total

Los magnetómetros de campo total suelen ser la mejor opción para los estudios magnéticos aéreos y marinos. Como su nombre indica, los magnetómetros de campo total miden la magnitud del campo magnético total sin tomar en cuenta la dirección del vector. La anomalía de campo total se calcula restando la magnitud de un adecuado campo regional, el cual es obtenido del modelo IGRF correspondiente (Blakely, 1996^[6]). Si T representa el campo total en cualquier momento, y F es el campo regional en el mismo punto, entonces la anomalía de campo total está dada por:

$$\Delta T = |T| - |F| \quad (2.15)$$

2.- Fundamentos Teóricos del Método Magnético

Es importante definir bajo que condiciones ΔT es armónico. ΔF representa la perturbación de F debido a alguna fuente magnética anómala. El campo total está dado por:

$$T = F + \Delta F \quad (2.16)$$

La anomalía de campo total no es equivalente a la magnitud del campo anómalo porque

$$\Delta T = |F + \Delta F| - |F| \neq |\Delta F| \quad (2.17)$$

Idealmente, se desearía conocer las tres componentes de ΔF o por lo menos una, con el fin de comprender el origen de la anomalía. Afortunadamente, en condiciones que normalmente prevalecen en los estudios magnéticos, la anomalía total del campo es una buena aproximación de un componente para ΔF , la cual puede ser considerada entonces como una función armónica (Blakely, 1996^[6]).

La primera de estas condiciones se cumple si el campo anómalo es pequeño en comparación con el campo regional, si $|F| \gg |\Delta F|$, entonces:

$$\begin{aligned} \Delta T &= |F + \Delta F| - |F| \\ &\approx \sqrt{F \cdot F + 2F \cdot \Delta F} - |F| \\ &\approx \sqrt{F \cdot F} + \frac{1}{2} \frac{1}{\sqrt{F \cdot F}} (F \cdot \Delta F) - |F| \\ &= \frac{F \cdot \Delta F}{|F|} \\ \Delta T &\approx \hat{F} \cdot \Delta F \end{aligned} \quad (2.18)$$

De manera que ΔT es la proyección del ΔF en F . La figura 2.5 ilustra gráficamente la ecuación 2.18. Por tanto, si el campo regional es mucho mayor que el campo perturbador, ΔT es aproximadamente igual a uno de los componentes del campo producido por las fuentes del campo magnético anómalo.

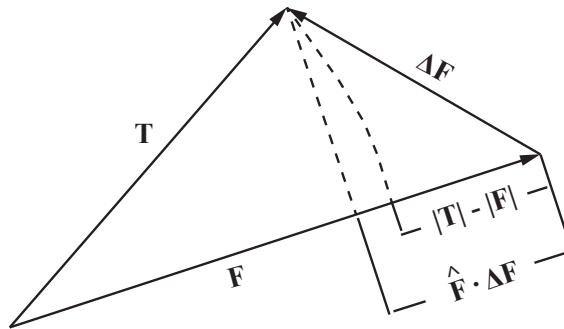


Figura 2.5: Representación del Vector Campo Total. T es el vector suma de F y el campo de anomalía ΔF

2.- Fundamentos Teóricos del Método Magnético

Las anomalías típicas medidas por aire o en mar, tienen un rango de magnitud de unos pocos a varios miles de nT, pero rara vez superan los 5.000 nT. Por lo tanto, la condición de que $F \gg DF$ es por lo tanto confirmado por estudios magnéticos de la corteza Terrestre (Blakely, 1996^[6]).

En general, la anomalía de campo-total no es armónica, porque, tal como se define por la ecuación 2.18 $\nabla^2 \Delta T \neq 0$, sin embargo el campo de la anomalía es pequeña en comparación con el total del campo, entonces:

$$\nabla^2 \Delta T = \nabla^2 \Delta T (\hat{F} \cdot \Delta F) \quad (2.19)$$

Si además la dirección del campo regional es aproximadamente constante a lo largo de las dimensiones del estudio, entonces \hat{F} es una constante y se puede quedar fuera del laplaciano, que es

$$\nabla^2 \Delta T = \hat{F} \cdot \nabla^2 \Delta F \quad (2.20)$$

Los componentes específicos de un campo potencial armónico son en sí mismos armónicos, por lo tanto cada componente del ΔF en la ecuación 2.20 es armónico, $\nabla^2 \Delta T = 0$, y ΔT es armónica. La condición de la dirección del campo invariante depende del alcance del estudio, considerandoe sólo para los estudios locales y regionales, pero no para los estudios de la continental o mayor escala.

En resumen, la anomalía de campo total en cualquier punto es aproximadamente igual a la componente del campo anómalo en la dirección del campo regional si el campo de anomalía es pequeña en comparación con el campo regional. Además, la anomalía total del campo es un potencial y satisface la ecuación de Laplace, si la dirección del campo es constante a lo largo de las dimensiones del estudio. Ambas condiciones generalmente prevalecen en los estudios de escala local y regional (Blakely, 1996^[6]).

2.15 Generalidades del método aeromagnético

El principio del magnetómetro se descubrió en Austria hace unos 70 años. Se utilizó para la detección de submarinos desde el aire y después de la II Guerra Mundial, se desarrolló para la búsqueda de minerales magnéticos.

El primer intento de usar un magnetómetro aéreo se debió a Edelman, que en 1910 ideó una balanza magnética vertical para ser utilizada en un globo. Después surgieron otros intentos con mejor éxito, que consistían en inductores terrestres del tipo de bobina de péndulo y giro estabilizados, el tipo de las brújulas usadas en navegación aérea y marítima, pero su sensibilidad era muy baja.

Las aplicaciones del método aeromagnético es en primer lugar, para la prospección de minerales magnéticos como son la magnetita, la pirrotita y la cromita, entre otros.

2.- Fundamentos Teóricos del Método Magnético

En segundo lugar para preparar nuevas zonas en busca de posibles yacimientos petrolíferas, antes de la aplicación de procedimientos más caros. El método aeromagnético permite calcular la profundidad del basamento respecto a la altura de vuelo fijada y por lo tanto determina la magnitud de los espesores sedimentarios que es un dato importante para poder valorar la posibilidad de encontrar hidrocarburos.

La tercera aplicación del método, es que puede ser muy útil como ayuda para el levantamiento de mapas geológicos de una región. En circunstancias favorables, se puede interpretar mejor la geología con la ayuda de un buen mapa aeromagnético.

El método aeromagnético exigió la construcción de un magnetómetro mucho más sensible y totalmente electrónico en su modo de operar sin movimientos mecánicos de sus elementos de medida, de manera que en lugar de leer punto tras punto como se hace sobre el suelo, produciendo un perfil discontinuo (Cantos, 1987^[11]).

2.16 Posición del magnetómetro respecto al avión

El procedimiento más común es remolcar el magnetómetro en el extremo de un cable con longitud de 24 a 30 m, distancia a la cual es despreciable el efecto magnético del avión. La caja exterior tiene forma aerodinámica para conseguir la máxima estabilidad y la mínima resistencia al aire y está provista de aletas para impedir su rotación.

En la elaboración de la carta de campo total del Servicio Geológico Mexicano (1999^[53]), utilizada en el desarrollo del presente trabajo, se empleó el magnetómetro G-822A de Geometrics (Figura 2.6), diseñado para estudios de magnetometría aérea. El sistema consta de un sensor de vapor de Cesio de alta resolución (0.001 nT) y un paquete de controladores electrónicos. El sensor incorpora características de diseño avanzado para asegurar un excelente rendimiento con respecto al ruido instrumental (Geometrics 2004^[29]).

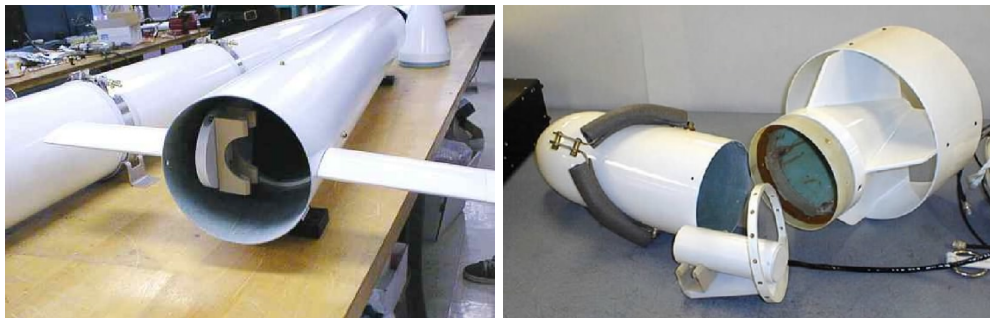


Figura 2.6: Magnetómetro G-822A de Geometrics

2.17 Altura de vuelo

Cuando una misma área es explorada desde varias alturas, los perfiles y mapas magnéticos obtenidos a bajas altitudes presentan anomalías magnéticas más definidas y mejor resueltas que los hechos a mayores alturas.

Como no hay diferencia realmente entre el efecto magnético de la mayoría de los sedimentos y el aire, un perfil aeromagnético obtenido a una altura h sobre una masa magnética enterrada a la profundidad z , debe ser idéntico al perfil obtenido con un magnetómetro terrestre de la misma masa enterrada a la profundidad $z + h$. Por lo tanto, a mayores alturas el efecto de cualquier cuerpo magnético se atenúa en amplitud y se distribuye sobre un área más extensa.

La Figura 2.7 muestra tres perfiles de vuelo sobre el yacimiento de magnetita propiedad de Benson Mines, en el condado de St. Lawrence, N. Y., a alturas que varían entre 300m y 3050 m sobre el suelo. El alto magnético muy marcado, medido cerca del centro del perfil, a 300 m de altura, casi no se distingue a los 3000m. (Dobrin, 1988^[25]).

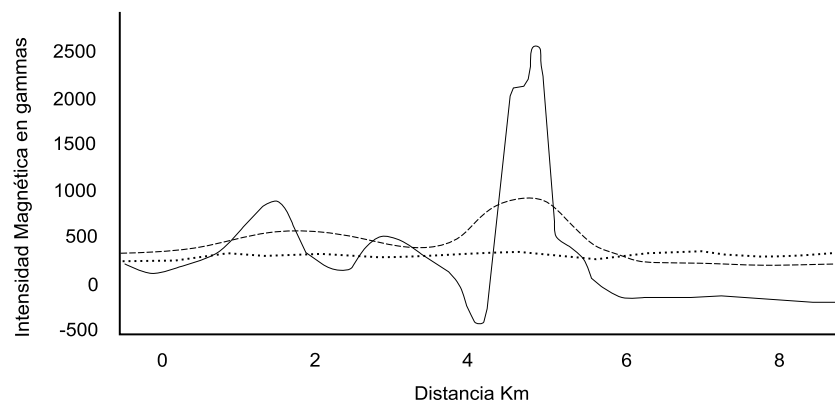


Figura 2.7: Efecto de vuelo a diferentes alturas sobre Benson Mines (USGS). La línea continua corresponde al vuelo realizado sobre 300 m de la superficie, la línea discontinua corresponde al vuelo hecho a 1,200 m y la línea punteada a 3000 m sobre la superficie. (Dobrin, 1988^[25])

A medida que aumenta la altura de vuelo, las anomalías debidas a fuentes subterráneas adyacentes se confunden y atenúan resultando imposible distinguir unas de otras, lo cual crea una limitación efectiva.

La elección del espaciamiento entre las líneas de vuelo, es siempre difícil a causa de los factores económicos implicados. Cuanto menor sea el espaciamiento, mayor será la probabilidad de descubrir todas las anomalías importantes, y mayor la exactitud del mapa final. En la exploración petrolera las características del basamento que se buscan, tienen generalmente, un diámetro bastante grande y están lo suficientemente profundas para que un espaciamiento de varias kilómetros sea adecuado.

2.- Fundamentos Teóricos del Método Magnético

En la prospección minera por otro lado, los yacimientos minerales pueden ser más pequeños y están menos profundos, por lo que será necesario un espaciamiento menor para tener la seguridad de que entre las líneas no se pierda alguna anomalía. Agocs (1955^[1]) menciona que la verdadera importancia de una anomalía sólo podrá ser reconocida si la línea de vuelo pasa directamente sobre la masa mineral. Así pues, la probabilidad de descubrir una anomalía interesante aumenta a medida que el espaciamiento disminuye.

2.18 Ventajas del método aeromagnético

Basley (1966^[4]) enuncia las ventajas y desventajas relativas de las exploraciones aeromagnéticas y terrestres. Como ocurre con la mayoría de los restantes métodos geofísicos, el tipo de exploración más adecuado para una región o aplicación, puede no serlo para otra.

La ventaja más evidente del magnetómetro aéreo es su velocidad. Un equipo de de cuatro hombres en dos meses puede hacer el trabajo de adquisición de datos, que en superficie habría requerido de 27 equipos en tierra, de cuatro hombres cada uno en una campaña de seis meses.

El costo de una prospección aérea es menor que el de una terrestre, si el área que haya de ser explorada es lo suficientemente extensa, como para justificar los elevados gastos fijos.

El magnetómetro aéreo puede ser empleado sobre el agua o terrenos inaccesibles a las operaciones en tierra, lo que representa una gran ventaja en lugares remotos donde las facilidades de transporte son escasas.

Los efectos de deriva de los instrumentos y de la variación diurna quedan, en general reducidos al mínimo, debido a la velocidad con que se realiza la exploración. Debido a la altura de vuelo, los materiales magnéticos que se encuentran sobre la superficie del suelo, tales como tuberías, carriles, edificios, etc, no afectan el registro, mientras que estas fuentes extrañas de magnetismo interfieren continuamente con el grado de utilización de los datos magnéticos obtenidos en tierra.

Los efectos debidos a rocas, arenas y diques magnéticos extraños que se encuentren en la superficie del suelo o a poca profundidad, no interfieren en el reconocimiento de las anomalías debidas a cuerpos subterráneos profundos, pudiendo ser variada la altura de vuelo para lograr una discriminación máxima.

La regularidad de los datos permite un mejor empleo de los métodos analíticos.

2.19 Desventajas del método aeromagnético

Cómo todo método de prospección geofísica, se deben tener en cuenta las siguientes limitaciones de la prospección aeromagnética.

La precisión de los resultados de los trabajos aéreos está siempre limitada por la exactitud del mapa en que se transcriben los datos magnéticos. Los mapas de algunas zonas son demasiado incompletos o inexactos para poder situar debidamente las características

2.- Fundamentos Teóricos del Método Magnético

magnéticas. Cuando en estas zonas se llevan a cabo exploraciones en tierra, todo el levantamiento topográfico que sea necesario puede hacerse al mismo tiempo que el levantamiento de datos magnético.

Cuando la altitud de vuelo es de 300 metros, como en la carta aeromagnética Acapulco E14-11 (1999^[53]) empleada en el presente trabajo, se cometen por lo general errores de 15 metros en la localización, aún contando con buenos mapas.

El costo mínimo de una exploración aeromagnética es elevado debido a la inversión básica en los aviones utilizados, así como su continuo mantenimiento.

Capítulo 3

Marco Geológico del Área de Estudio

El área de estudio comprende una extensión de 7711.1 km². Se localiza en el área limítrofe de Guerrero y Oaxaca, situado en el Complejo Xolapa. Esta unidad metamórfica aflora principalmente en la Sierra Madre del Sur, en la costa del estado de Oaxaca y se extiende desde las cercanías del puerto de Salina Cruz, hasta la región de Pinotepa Nacional, prolongándose hasta el estado de Guerrero (Ortega 1981^[50]). A la fecha, la edad del Complejo Xolapa es controversial, las dataciones radiométricos varían desde el Cámbrico hasta el Terciario. Carfantan (1981^[12]), señala que la dispersión de edades obtenidas permite establecer de manera hipotética, la historia del Complejo Xolapa

3.1 Localización geográfica

El estado de Guerrero se sitúa en la parte meridional de la República Mexicana entre los paralelos 16° 17' y 18° 59' de latitud norte y en los 98°04' y 102°10' de longitud Oeste respecto al meridiano de Greenwich. Con una superficie de 63,796 km² abarca el 3.3 % del territorio nacional y ocupa el 14° lugar en relación con las demás entidades federativas. Cuenta con 500 km de litorales y una extensión de plataforma continental de aproximadamente 5,402 km². Colinda al norte con los estados de México y Morelos, al noroeste con el estado de Puebla, al este con el estado de Oaxaca, al noroeste con el estado de Michoacán y al sur con el Océano Pacífico (CRM, 1999^[16]).

El estado se ha dividido en siete regiones: Norte, Tierra Caliente, Centro, La Montaña, Costa Grande, Costa Chica y Acapulco. Cuenta con un total de 76 municipios, siendo la capital del estado la ciudad de Chilpancingo.

El estado de Oaxaca se encuentra ubicada en la parte sureste de la República Mexicana entre los paralelos 15°39' y 18°42' de latitud norte y 93°38' y 98°32' longitud Este respecto al meridiano de Greenwich. Cuenta con una extensión territorial de 95,364 km² que representa el 4.8 % de la superficie del país y 598 km de litorales. Debido al área que comprende su territorio, ocupa el quinto lugar a nivel nacional. Colinda al norte con los estados de Puebla y Veracruz, al sur con el Océano Pacífico, al este con el estado de Chiapas y al oeste con el Estado de Guerrero.

La entidad está integrada por 570 municipios distribuidos en 30 distritos, los cuales se agrupan por posición geográfica en ocho regiones geoeconómicas que son: Cañada, Costa, Istmo, Mixteca, Sierra Norte, Sierra Sur, Papaloapan y Valles Centrales. (CRM, 1996^[14]).

El área de estudio se localiza en el área limítrofe de los estados Guerrero y Oaxaca, aunque este último en menor proporción, con una extensión total de 7,711.1 km² comprendiendo los paralelos 16° y 17° de latitud norte y 99° y 98° de longitud oeste respecto al meridiano de Greenwich, tal como se muestra en la Figura 3.1

Se pueden distinguir cinco unidades geomorfológicas básicas: las planicies litorales, los lomeríos de la vertiente pacífica, las montañas de la Sierra Madre del Sur, la cuenca alta del Río Balsas y las Sierras del Norte (INEGI, 2009^[36]).

3.- Marco Geológico del Área de Estudio

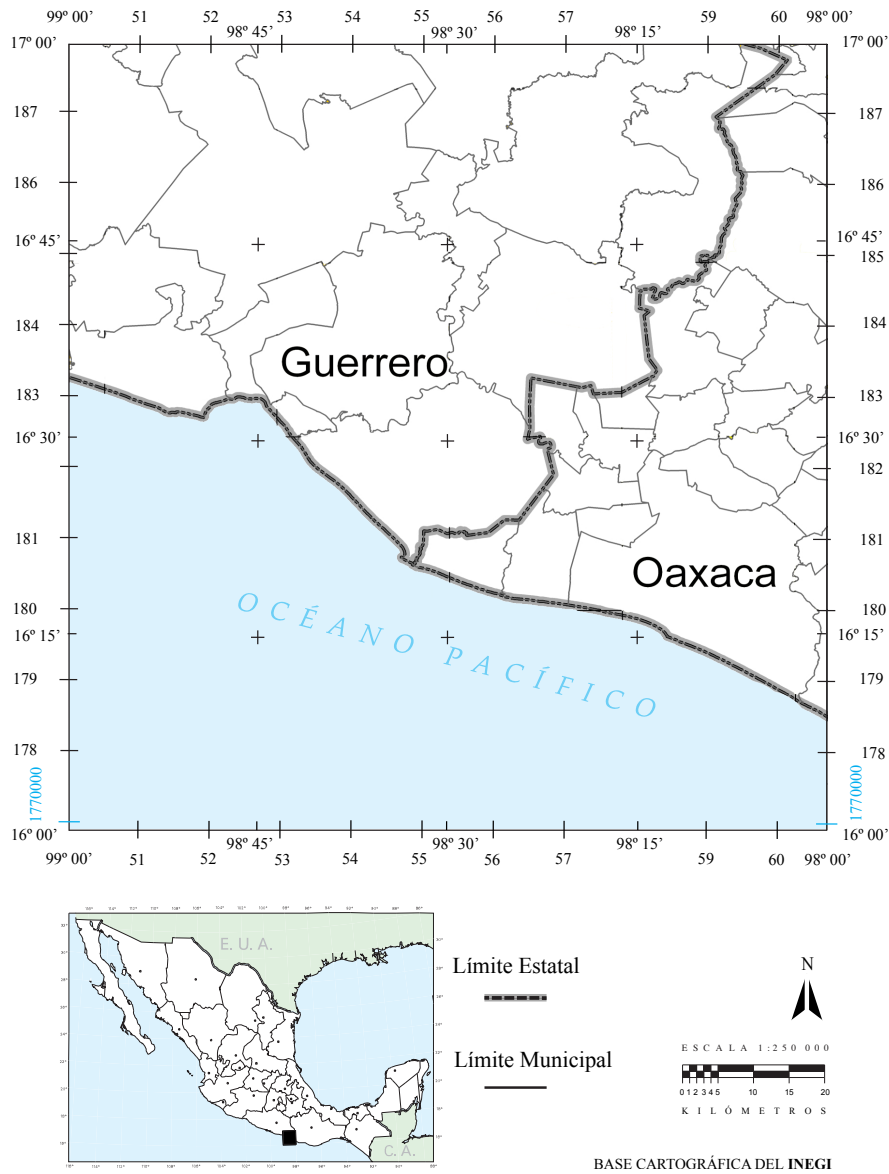


Figura 3.1: Localización y división política del área de estudio

3.2 Antecedentes del complejo Xolapa

El área de estudio se encuentra dentro del Terreno Tecnoestratigráfico Xolapa. De acuerdo a Campa (1990^[7]) un terreno es una entidad geológica extensa caracterizada generalmente por una secuencia estratigráfica coherente en la cual la continuidad deposicional puede ser establecida. La secuencia litológica del terreno representa una historia geológica diferente de los terrenos adyacentes o cercanos al interior cratónico.

3.- Marco Geológico del Área de Estudio

El terreno Xolapa cuyo basamento está representado por el Complejo Xolapa fue descrito por primera vez por De Cserna (1965^[20]) como una secuencia potente de rocas metasedimentarias de intensidad variada (esquistos de biotita, gneis de biotita, mármol cipolino y anfibolitas) que aflora entre El Ocotito y Acapulco, Gro.

Ortega (1981^[50]) sitúa el complejo Xolapa paralelo al litoral del Pacífico, con una longitud de 600 km de largo de ancho que oscila de los 50 a 150 km, que va de Salina Cruz, Oax. a Zihuatanejo, Gro., (Figura 3.2). Interpreta el Complejo Xolapa como un arco magmático, construido por un proceso continuo de emplazamiento de magma y migmatización de la corteza.

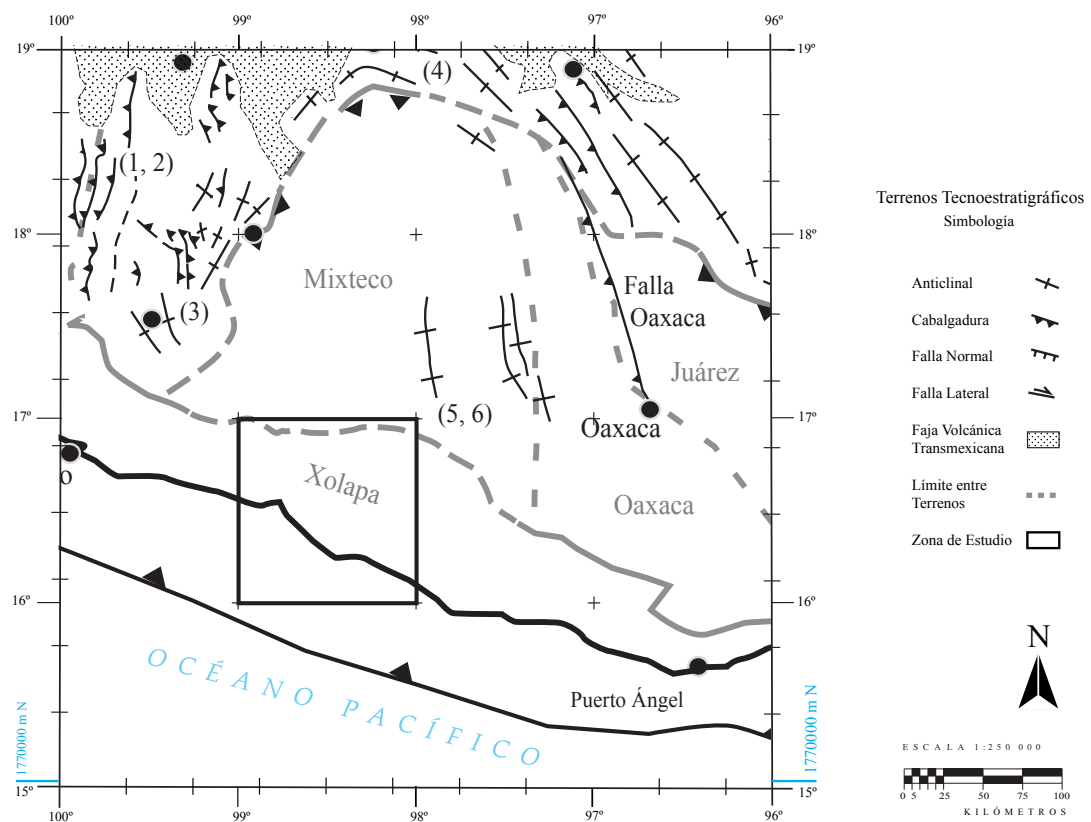


Figura 3.2: Distribución del Complejo Xolapa y su relación con los demás Terrenos Tecnoestratigráficos del Sur del País, las líneas punteadas de color gris indican las fronteras de los mismos. Se muestra además las estructuras documentadas modificadas a partir de Campa y Coney (1983) y Sedlock et al. (1993) y Morán (2005). Las estructuras fueron compiladas de: 1) Rivera-Carranza (1997); 2) Campa-Uranga (1998); 3) Cerca (2004); 4) Monroy y Sosa (1984); 5) Meneses-Rocha (1994); 6) Gónzales-Ramos (2001)

Corona (1997^[18]) lo define al sur de Oaxaca, como un complejo metamórfico-plutónico dividiéndolo también en tres grandes unidades:

1. Un basamento metamórfico e intrusivos que predatan un evento de metamorfismo y migmatización.
2. Dos unidades migmatíticas que pueden ser divididas en un complejo migmatítico metasedimentario y un complejo migmatítico metaígneo.
3. Un batolito granítico-granodiorítico post-magmático, aunque este último no corresponde al Complejo Xolapa.

Con base a dichos estudios, es posible determinar que el Terreno Xolapa consta de dos grandes grupos de rocas. El primero, es la unidad más antigua constituida por paragneises, esquistos pelíticos, esquistos de biotita, cuarcitas y mármoles, cuyos protolitos sedimentarios son interpretados como interestratificaciones de grauvacas, rocas pelíticas y carbonatos y cuya edad isotópica por U/Pb arrojan una edad de 1000 a 1300 m.a. situándolos en el Proterozoico medio (Herman 1994^[33]), lo cual permite inferir que los protolitos sedimentarios tuvieron aporte de los basamentos de Terrenos adyacentes. Los paquetes de estas rocas se encuentran expuestos en diversas localidades como son: Paso Texca, Lomas de San Juan, El Treinta, La Cuchilla de Azoyú, al poniente de San Marcos, Los Achotes y el río Santa Catarina, al sur de Xochistlahuaca.

El segundo grupo, es el mayormente distribuido, de rocas más jóvenes que las anteriores. Consiste principalmente de ortogneises, anfibolitas y migmatitas en facie de anfibolita (Ortega, 1981^[50]). Algunas migmatitas presentan anátexis incompleta en las rocas sedimentarias pelíticas y en los carbonatos, lo que indica un amplio desarrollo de metamorfismo de alto grado y una migmatización a gran escala que ocurrió entre 46 y 66 m.a. y localmente continuó hasta el Oligoceno (Hermann, 1994^[33])

El magmatismo en el Terreno Xolapa termina con la acreción por plutonismo contra los terrenos adyacentes, el cual se caracteriza por un patrón sistemático en las edades de cristalización entre 35 m.a., al oeste de Acapulco, hasta 27 m.a., al este de Puerto Ángel, conformando el Batolito de la Costa, mismo que se caracteriza por presentar una serie de cuerpos intrusivos de composición granítica, granodiorítica y diorítica, con intemperismo esferoidal, al microscopio presentan textura granular, hipidiomórfica holocristalina cuyos componentes principales son: Ortoclasa, albita, oligoclasa, biotita y ánfibol. (Hermann, 1994^[33])

Morán (2000^[46]) y otros autores concluyen que los patrones geocronológicos, la geoquímica del magmatismo del sur de México y sus relaciones con los principales rasgos tectónicos reconocidos expresan una relación compleja. Las ampliaciones que esta compleja evolución todavía no son cabalmente comprendidas y requerirán del desarrollo de estudios particulares en las diferentes regiones.

3.3 Geomorfología

El área pertenece a las cuencas hidrológicas Costa Chica y Costa Grande, de la vertiente del Pacífico. El drenaje es dendrítico, medianamente denso con corrientes consecuentes, longitudinales y rectangulares en el sur y dendrítico paralelo y subparalelo con corrientes consecuentes y tributarios insecuentes en la planicie costera. Los ríos más importantes son: Cortijos, Copala, Quetzala, Santa Catarina y Marquelia todos de régimen permanente, (Figura 3.3)

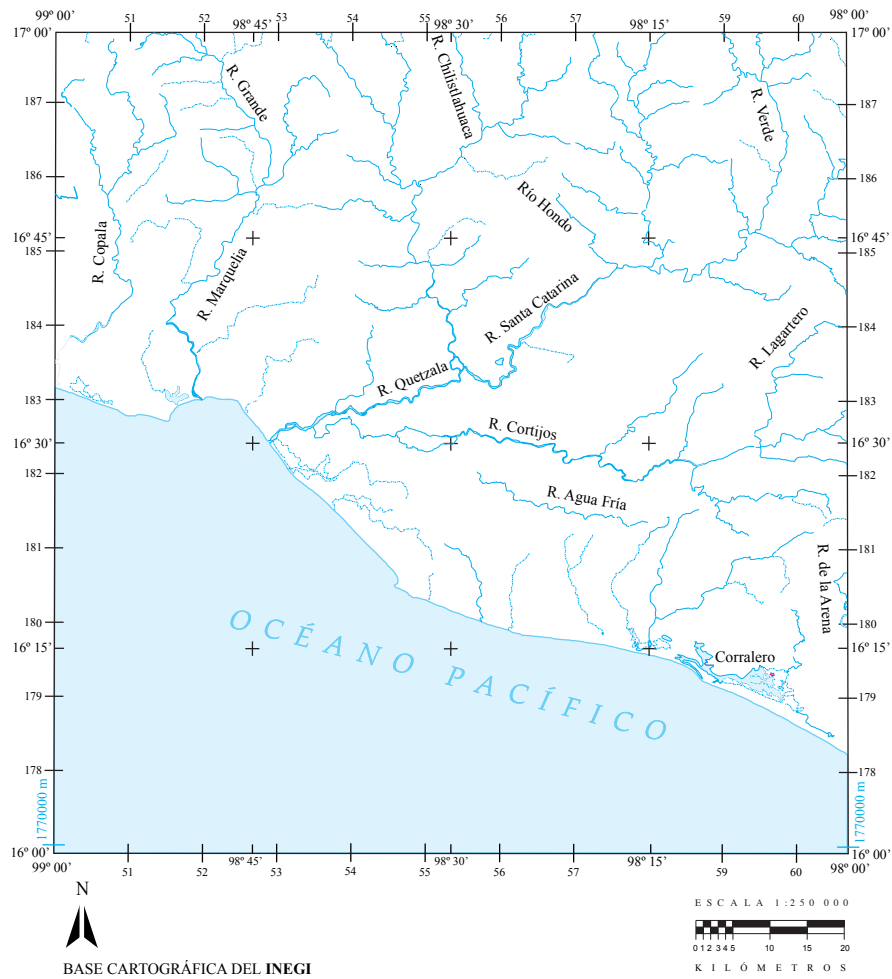


Figura 3.3: Hidrografía

En la porción norte, el relieve es de montañas complejas desarrolladas posiblemente durante el Mesozoico y posteriormente deformadas y afectadas por cuerpos intrusivos, del Jurásico al Mioceno. Se hallan constituidas por gneis, migmatita, granito y granodiorita

principalmente, disectadas por una densa red de corrientes que han formado valles y cañones profundos; además el intemperismo ha originado picachos, bloques semiesféricos de grandes dimensiones y acantilados (INEGI, 1988^[35]).

La parte sur, es un conjunto de lomeríos y cerros formados por una intensa erosión fluvial e intemperismo químico, que actuaron sobre rocas intrusivas y metamórficas del Jurásico-Cretácico, además de una planicie costera originada posiblemente por la subsidencia del terreno debido a la influencia de la Placa de Cocos, está formada por conglomerado y suelos aluviales y lacustres. El área se encuentra en etapa geomorfológica de madurez (INEGI, 1988^[35]).

3.4 Fisiografía

De acuerdo con la clasificación de Raisz (1964^[27]), el área se ubica en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur; la parte norte, corresponde a la subprovincia Cuesta del Sur y la sur, a la llamada Planicie Costera.

En el norte, destacan sierras con alturas hasta de 1850 m y cerros que alcanzan 500 m. En el sur, a partir de la cota 500 m la morfología es de cerros aislados, en dirección a la costa las pendientes disminuyen paulatinamente hasta formar una faja costera de amplitud variable y se denominan Lomerío de la Vertiente del Pacífico y Planicie Litoral, donde se aprecian abanicos aluviales, planicies lacustres y ocasionalmente de inundación.

La Figura 3.4 corresponde al Modelo Digital de Elevaciones (INEGI 2009^[37]). Las zonas rojas corresponden a las partes más bajas y las azules a las porciones más elevadas.

3.5 Estratigrafía

Las unidades de roca cartografiadas en la zona de estudio, representan el lapso comprendido entre el Jurásico y el Reciente. Se asignan al Jurásico la migmatita, gneis y esquisto de facies anfibolítica del complejo Xolapa (De Cserna 1965^[20]) a las que afectan cuerpos intrusivos del granito, granodiorita, tonalita y diorita, desde el Cretácico Tardío al Terciario Inferior los que a su vez se ven intrusionados por diques pegmatíticos que según Ortega (1981^[50]), son de carácter sinplutónico asociados con el origen de la migmatita.

La edad de las rocas metamórficas se ha discutido ampliamente con base en estudios de correlaciones geológicas, posiciones estratigráficas y radiometría. En 1965, por evidencias estratigráficas le asigna al Complejo Xolapa edad del Paleozoico, correlacionando al evento metamórfico que lo originó con las deformaciones registradas al oeste de los Estados Unidos (De Cserna 1965^[20]).

Por otra parte Kesler (1973^[39]) las incluye en el Devónico presentando evidencias estructurales y Ortega (1976^[49]) estima que tiene una edad aparentemente paleozoica y agrega que el contacto con el Complejo Acatlán es tectónico.

3.- Marco Geológico del Área de Estudio

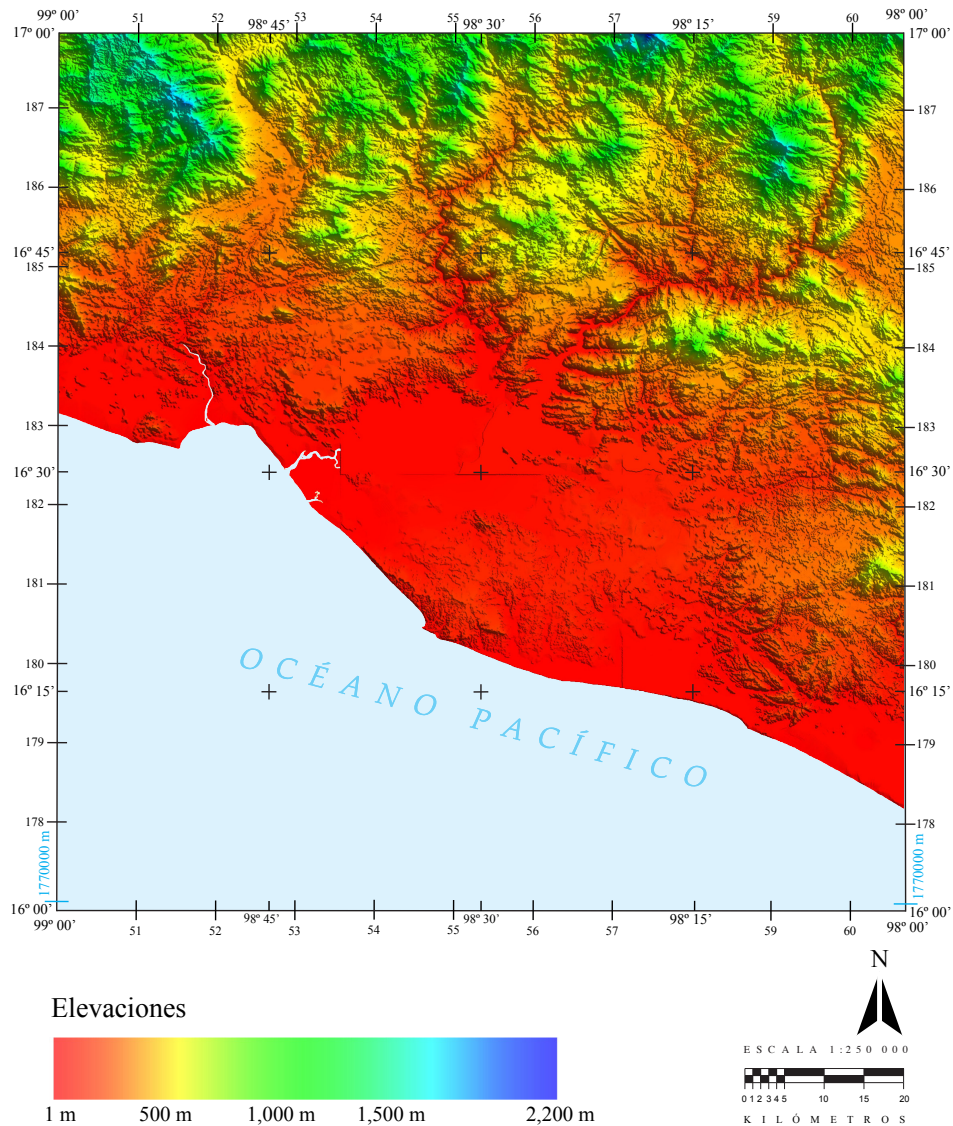


Figura 3.4: Modelo Digital de Elevaciones, correspondiente a la zona de estudio (INEGI 2009)

Las edades isotópico-radiométricas para estas mismas rocas varían y son: Misisípico Temprano por método plomo-alfa (De Cserna 1974^[22]); Eoceno Tardío por el método potasio-argón (De Cserna 1974^[22]). Por análisis de isótopos de plomo y uranio en circones de un granito del Complejo Xolapa, Guerrero (1978^[31]) establece que pertenece al Jurásico Medio-Temprano por análisis y Mioceno temprano por el método potasio argón, edad que revela el último calentamiento que afectó al complejo (López, 1984^[41]). Campa (1981^[9]) opina que por la discrepancia en los resultados no se acepta con exactitud ninguna de las edades mencionadas, sin embargo aseguran que en parte sean del Jurásico.

3.- Marco Geológico del Área de Estudio

En el Cretácico quedan incluidos los mármoles, que De Cserna (1962^[21] y 1965^[21]) y Ortega (1981^[50]) incluyen en el Complejo Xolapa. Se supone que son derivados de rocas pelíticas, algo calcáreas. La carta geológica Acapulco E14-11 (INEGI 1988^[35]) asocia su origen con los intrusivos granítico-granodiorítico responsables del metamorfismo de contacto.

Desde el Cretácico al reciente, eventos magmáticos sucedieron en el área. De ahí la incongruencia en las edades reportadas, por diferentes autores y métodos para las rocas intrusivas cartografiadas.

Lo anterior lleva a la conclusión de que el magmatismo y la intrusión de todos los cuerpos que afectan al Complejo Xolapa, comenzó probablemente desde el Jurásico continuando quizá hasta el Mioceno, por lo que la morfología representa un elemento confiable.

El Terciario Superior está representado por areniscas y horizontes de caliza arenosa de facies litorales, con bastante fauna, de ella los foraminíferos ayudaron a determinar la edad Terciario Tardío. Rocas similares fueron recolectas en la región sur de Cuajinicuilapa. El material obtenido procedía de un pozo y encontraron abundante fauna que sirvieron a Charlotte Brunner para sugerir una edad posiblemente del Plioceno o Plioceno Tardío; dichas rocas sobreyacen discordantemente a rocas intrusivas y metamórficas del Mesozoico. (Durham, 1981^[26])

El Cuaternario está representado por conglomerados de grava de rocas ígneas y metamórficas, formando terrazas y mesetas que cubren discordantemente a la roca granítica del Mesozoico. Desarrollos de suelos lacustre, aluvial y litoral configuran planicies en la zona costera. En la Figura 3.5, se muestra la columna geológica realizada por el Servicio Geológico Mexicano (1999,^[15]) con la información antes descrita.

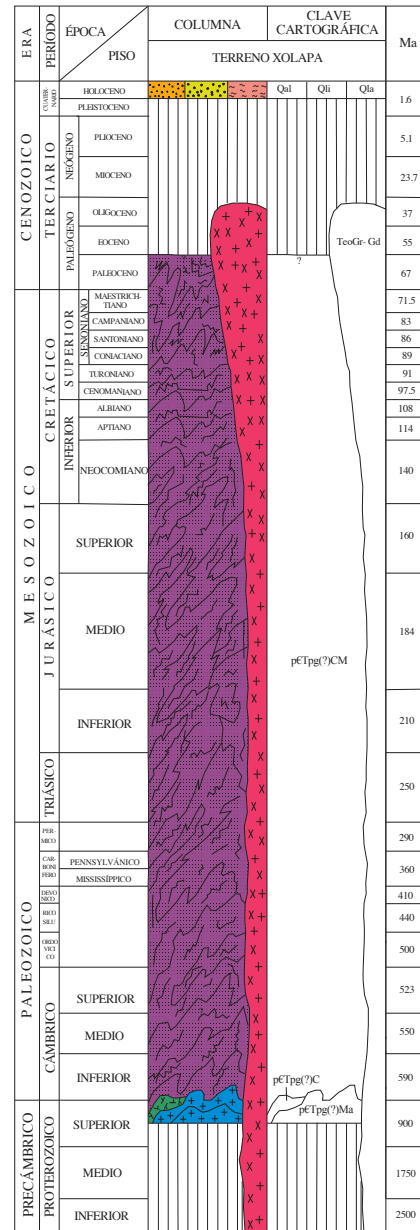


Figura 3.5: Columna Geológica, Servicio Geológico Mexicano (1999,^[15])

3.6 Geología estructural

El Complejo Xolapa, representa una de las regiones más complejas desde el punto de vista estructural y tectónico. De Cserna (1965^[20]) observó una divergencia en cuanto a la orientación de la foliación entre gneis y esquisto, suponiendo que el primero sea más antiguo, o bien que el contacto entre ellos, pudiera ser por una falla. Agrega además, que ni en las rocas metamórficas ni en las intrusivas encontró estructuras que se relacionaran con las de las rocas sedimentarias del Mesozoico, situadas más al norte.

Campa (1981^[9]) y colaboradores mencionan al Complejo Xolapa como un terreno tecnoestratigráfico, que corresponde a las porciones más profundas de un arco magmático, del que se ignora donde y cuando comenzó. Posteriormente Coney y Campa (1983^[10]) lo incluyen dentro de los terrenos sospechosos de aloctonía y acreción, ya que según Ortega (1981^[50]), no existen rocas similares a las del Complejo Xolapa en otros sitios de México y Guatemala.

El estilo estructural del terreno está dominado por la sobreposición de diferentes estructuras de plegamiento y de estructuras de cizalla, con una orientación de NW-SE. Las fallas y fracturas que se aprecian en la zona de estudio pueden haber tenido su inicio por dos causas:

1. Al origen de la Fosa de Acapulco (Demant 1978^[24]) en el Oligoceno por el movimiento lateral izquierdo entre los bloques de América Central y la parte Sur de México, ya que el primero se encontraba ligado a las costas actuales de los estados de Guerrero y Oaxaca para ese tiempo
2. Por el desplazamiento de la Placa Norteamericana hacia el noroeste sobre los esfuerzos compresionales de la Placa de Cocos al este.

La cercanía del continente con la zona de subducción en el Pacífico, expone al área, a los riesgos constantes, originados por temblores de magnitudes diferentes que pudieran afectar a las construcciones o influenciar a las estructuras geológicas reconocidas.

3.7 Evolución geológica de la región

Guerrero se sitúa en el borde sureste de la placa norteamericana y frente a la costa de la entidad se localiza la llamada fosa de Acapulco, formando parte de la Trinchera Mesoamericana, que marca la zona donde la placa cortical oceánica de Cocos es cabalgada por la placa continental de Norteamérica, provocando tensiones, fallamientos y movimientos sísmicos. Esta zona de la margen pacífica no ha experimentado grandes rotaciones o traslaciones latitudinales desde el Cretácico Medio y que las rotaciones estarían relacionadas a una cizalla lateral izquierda a lo largo de la Margen Continental. (Morán 1993^[47])

3.- Marco Geológico del Área de Estudio

Para el Terreno Xolapa, los resultados paleomagnéticos en los granitos de Acapulco y El Ocotito indican una estabilidad regional desde el Terciario Temprano. Las Rocas metasedimentarias del Complejo Xolapa tienen una complicada historia de deformación, intrusión y metamorfismo. Estas rocas metasedimentarias con intrusiones de plutones tonalíticos en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, pueden haber sido derivados de fuentes proterozoicas. La afinidad con las rocas paleozoicas del Complejo Acatlán y las edades obtenidas en el complejo metamórfico en la zona norte del Terreno Xolapa, sugieren que estas rocas representan el basamento del Terreno Mixteco, reconstruido durante los procesos metamórficos y plutónicos del Cretácico Temprano (Morán 1993^[47])

Las edades modelo de las rocas sedimentarias de este complejo son similares a las edades modelo de los complejos Acatlán y Oaxaca, lo que sugiere que la primera generación de plutones se emplazó en un arco magmático continental, desarrollado en el borde de dichos terrenos o muy cercano a ellos. (Morán 1992^[47]).

Hermann (1994^[33]) y otros constatan que el Complejo Xolapa revela metamorfismo de alto grado y migmatización a escala grande, culminando entre 6 y 46 Ma. La duración de esta actividad termal coincide con el tiempo de subducción de la Placa Farallón debajo del margen continental Norteamericano y es consistente, con la interpretación de dicho complejo como un arco magnético, cuya actividad termal culmina en el Terciario Temprano. Ocurre también crecimiento cortical generalizado por plutonismo de composición granodiorítico, tonalítico y granítico entre los 27 y 37 Ma, posiblemente indicando una actividad local más temprana. Esto puede representar la etapa final de la evolución del arco del Complejo Xolapa, antes de que la actividad magmática cambiará a su posición actual en México central (Eje Neovolcánico Transmexicano).

El Terreno Xolapa contiene rocas plutónicas y en menor frecuencia, rocas volcánicas de edades del Cretácico Tardío, Paleoceno, Eoceno y Oligoceno. La edad de los plutones Cenozoicos del Terreno Xolapa varía aproximadamente 45 Ma (Eoceno) en la zona occidental del Terreno a 12 Ma (Mioceno) en la parte oriental (Salinas 1986^[52]).

Las variaciones en la edad de los plutones del margen continental, desde Puerto Vallarta, hasta Huatulco, muestran una migración del magmatismo con dirección NW-SE. En cambio en el segmento Acapulco-Huatulco (550 km) existe un decremento de edad de 21 a 33 Ma y velocidad de migración de 45.8 Km/Ma, la cual es significativamente más alta (Hernández, 1995^[34]).

La disminución progresiva de edades de enfriamiento de los plutones sugiere un mecanismo tectónico adicional al gravitacional. La geobarometría de plutones indica que el emplazamiento de los cuerpos ígneos oligocénicos ocurrió a profundidades entre 10 y 22 km. Las edades calculadas con distintas pruebas isotópicas permiten estimar tasas de enfriamiento mayores a 100°C por millón de años, lo cual es considerablemente mayor que la norma reportada para rocas continentales en otras partes del mundo (Tolson 1998^[56]). La cinemática activa, desde un punto de vista sismológico es compleja, ya que no hay evidencia sísmica de grandes fallas laterales. Los sismos se caracterizaron como inversos (asociados a la subducción, normales y oblicuos. (Tolson 1998^[56]))

3.8 Formación Punta Maldonado

Campa y González (2002^[8]) introduce formalmente un amplio afloramiento de areniscas volcánogénicas bien consolidadas que se encuentran al sur de Cuaajinicuilapa en la Costa Chica de Guerrero y Oaxaca, nombrándola Formación Punta Maldonado (Figura 3.6).



Figura 3.6: Poblado el Faro. Al fondo de la imagen se aprecian los acantilados descritos por Campa y González (2002^[8])

Las arenas poco litificadas son de color ocre-amarillo claro que intemperizan a rojo. Están compuestas por granos finos de cuarzo, felespato potásico y poca biotita. El tamaño de grano va de los 0.2 mm hasta 1 cm. Las capas de arenas finas se intercalan con capas de arenas gruesas y viceversa, presentando estratificación cruzada.

Estos depósitos sedimentarios, además de presentar estructuras primarias también contienen abundantes especies fósiles como gusanos tubiformes, conchas gigantes, y foraminíferos asociados, los cuales están atrapados en una paleocolonia, que al parecer son colonias arrecifales carbonatadas, crecidas en areniscas volcánoclasticas. Son similares a comunidades biológicas en aguas frías y oscuras de los fondos oceánicos, pero que viven relacionados en simbiosis con aguas hidrotermales de altas temperaturas emanadas por chimeneas o volcanes submarinos.

En Punta Maldonado se encontró un cantil de más de 200 m de espesor con abundantes fósiles, entre los cuales hay foraminíferos clasificados como Moluscos Anhelidos Planctónicos que permiten fechar la formación como de edad Mioceno (?)-Plioceno-Cuaternario (Campa y González, 2002^[8]).

3.9 Descripción de las unidades geológicas

Las unidades geológicas que afloran en la zona de estudio que se describen a continuación fueron recopiladas principalmente del informe técnico de la carta Acapulco a escala 1:250,000, con clave E14-11 (Figura 3.7), elaborado por el Consejo de Recursos minerales, (CRM 2000^[19]) hoy Servicio Geológico Mexicano, la cual fue realizada a partir de imágenes de satélite, fotografías aéreas, mapeo de unidades litológicas, zonas de alteración y prospectos que llevó a cabo en 1999, y complementadas por acotaciones de la carta Geológica Acapulco, escala 1:250,000 clave E14-11 del INEGI^[35]

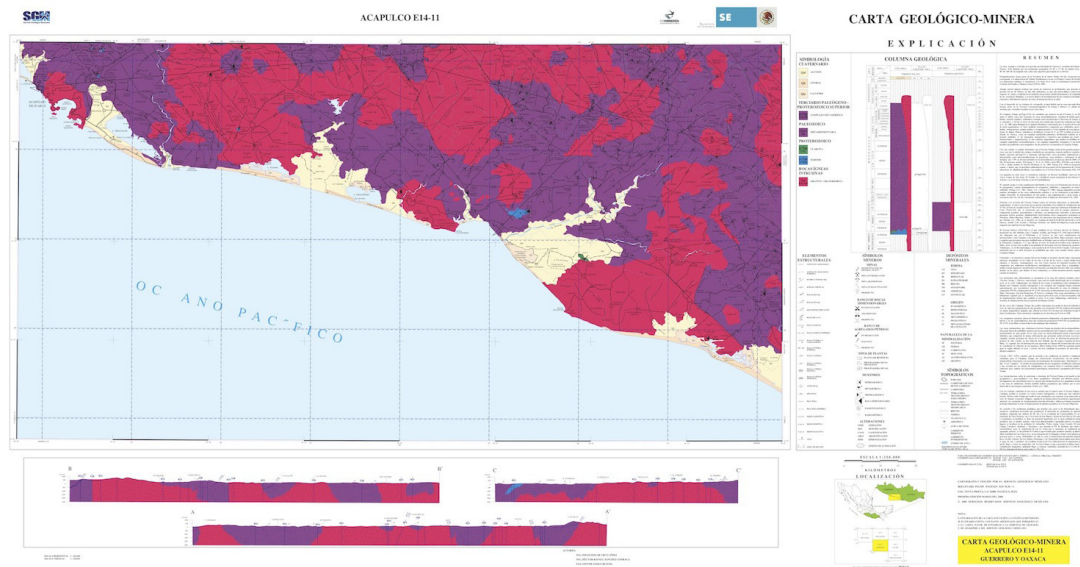


Figura 3.7: Carta Geológico-Minera Acapulco E14-11 (Servicio Geológico Mexicano, 1999^[15])

3.9.1 Rocas Ígneas intrusivas

Granito J-K (Gr)

Rocas de color de rosa con tonos grises y verdes que cuando presenta intemperismo profundo cambia a amarillo con tonos rojos y pardos. Presentan estructura compacta y textura fanerítica de grano grueso, lo que facilita la delezabilidad. Está constituida por los siguientes minerales: cuarzo, ortoclasa, microclina, oligoclasa, andesina, biotita, circón, esfena y como minerales secundarios arcilla, clorita, epidota, hematita y pirita.

Existen afloramientos con estructura esferoidal, bloques de dos metros de diámetro y diques de la misma composición con aspecto gnésico, responsables en parte de las alteraciones hidrotermales. Es posible también, encontrar deformaciones por procesos dinamometamórficos.

3.- Marco Geológico del Área de Estudio

Intrusionan rocas metamórficas asignadas al Jurásico y algunas veces, se les encuentra cubiertas por conglomerados y suelo aluvial.

Las rocas de esta unidad se incluyen en el Complejo Xolapa y varios autores las han asignado a diferentes sistemas y series indistintamente: Mesozoico al Terciario (Ortega 1981^[50]); Cretácico Tardío (De Cserna 1965^[20] y 1974^[22]); Oligoceno al Eoceno (López 1984^[41]); Jurásico Temprano-Medio (Campa 1981^[9])

Granito T (Gr)

Rocas de color gris con vivos blanco y rosa, que por el intemperismo varían del pardo al amarillo. Tiene estructura compacta, textura fanerítica y la siguiente mineralogía: cuarzo, ortoclasa y microclina con intercrecimientos; andesina sericitizada, biotita, moscovita y como minerales secundarios epidota y hematita. Son comunes los xenolitos de migmatitas digeridos en los granitos y grandes bloques semiesféricos con intemperismo esferoidal. Presentan fracturamiento preferencial en dos direcciones: noroeste-suroeste y este-oeste. Afloran al oriente y poniente de San Luis Acatlán y al suroeste de Marquelia.

Estos intrusivos se asocian a los fenómenos magmáticos que afectaron al Complejo Xolapa. La edad para estas rocas intrusivas se asigna al Terciario.

Granito-Granodiorita T (Gr-Gd)

Intrusivos con rocas de color blanco con vivos oscuros. En zonas afectadas por intemperismo profundo, se observan tonos pardo y amarillo. Megascópicamente tienen estructura compacta y textura fanerítica. Los minerales esenciales del granito son cuarzo, ortoclasa, oligoclasa y andesina argilitizadas. Los minerales accesorios comunes son hornblenda, biotita alterada a clorita, esfena, circón y apatito. La granodiorita es similar en su mineralogía salvo el porcentaje entre la ortoclasa y oligoclasa-andesina, predominando estas últimas, sobre la primera.

Se presenta por diferenciación magmática, variaciones locales de diorita a tonalita. Las direcciones de los fracturamientos de los afloramientos son: noroeste-suroeste, y este-oeste. Existen además fallas normales, dispuestas en las mismas direcciones que las fracturas. Alterna en forma discordante con gneis y esquisto, lo anterior sólo es reflejo de las intrusiones ígneas sobre las rocas metamórficas.

Datos radiométricos obtenidos por los métodos plomo-alfa, rubidio estroncio y potasio-argón, de algunos intrusivos que afectan al complejo Xolapa han revelado edades, las cuales desde el Cretácico Tardío al Eoceno. Lo anterior conduce a que la probable edad asignada a dichos intrusivos deberá apoyarse en otros aspectos, como la morfología. La amplia distribución de estas rocas principalmente en el norte, representa casi la tercera parte del área.

Ocasionalmente se distinguen afloramientos con intemperismo intenso y rocas con tamaño de grano que varía de mediano a grueso, provocando delezabilidad y originando suelo residual. Aflora al suroeste de Pinotepa Nacional, Oax. Se asignó al Terciario tomando en cuenta su morfología (Figura 3.8).



Figura 3.8: Carretera Pinotepa Nacional, Oax. - Carrizo, Oax. Se aprecian las grandes bloques de rocas graníticas características de la región

3.9.2 Rocas Metamórficas

Las rocas metamórficas que conforman el terreno Xolapa son producto de un metamorfismo de alto grado (facies de anfibolita), en cambio los metasedimentos del Complejo Acatlán, son de metamorfismo de bajo grado, que comparten la misma deformación que presentan ambos terrenos.

Gneis J (Gn)

Su estructura es compacta o deleznable dependiendo del grado de intemperismo. Aparece también como granito gnésico, generalmente su color es gris con bandas negras e intemperiza en tonos de café y amarillo, tiene la siguiente mineralogía: cuarzo, ortoclasa, biotita oxidada, sillimanita, apatito, pirita y hematita, resultando con metamorfismo de grado medio y clase cuarzofeldespática.

3.- Marco Geológico del Área de Estudio

El emplazamiento de cuerpos intrusivos, al generarse la migmatita, es común, se debe a la fusión de rocas metamórficas y rocas ígneas. Su estructura es gnéisica con la siguiente mineralogía: cuarzo, microclina, ortoclasa, oligoclasa, y andesina alteradas a sericita y arcilla, biotita y escasa hornblenda en la roca granítica, biotita deformada y oxidada. El metamorfismo es de grado medio.

Para determinar la edad del complejo Xolapa se han hecho multitud de estudios geológicos, estratigráficos y radiométricos, sin que a la fecha los investigadores lleguen a un acuerdo, por lo anterior y por datos radiométricos obtenidos de los intrusivos que lo afectan se infiere que pertenece al Jurásico (Figura 3.9)



Figura 3.9: Carretera Pinotepa Nacional, Oax. - Río de la Arena, Oax. En la imagen se aprecia el abundante gneis en la región, que aflora casi en la tercera parte del área de estudio

Las rocas metamórficas están cubiertas discordantemente por conglomerado y suelo aluvial del Cuaternario. De acuerdo a Ortega (1981^[50]) no tiene relación ni correlación con rocas de igual composición en áreas adyacentes de México y Guatemala. Sin embargo, en 1982 al analizar rocas metamórficas del sur de Baja California les encuentra relación y compara a ambas en su evolución.

La zona presenta lomas y cerros que no rebasan los 500 m de altitud y que se distribuyen ampliamente, constituyendo casi la tercera parte del área.

Esquisto J (E)

Sobreyace en concordancia aparente al gneis. Su color es pardo con tonos rojos en las zonas más intemperizadas y su estructura deleznable con textura esquistosa. Los minerales constitutivos de esta roca son: cuarzo, plagioclasas sódicas, abundante biotita, moscovita, clorita y circón. Se clasificó petrográficamente como esquisto de cuarzo-biotita, clase cuarzo-feldespática. Texturalmente pasa a filita y con frecuencia tiene diques graníticos, pegmatíticos y pórfidos intermedios.

Se interdigita con el gneis, y es asignado al Jurásico, considerando las dataciones y estudios citados en la unidad anterior. Su expresión morfológica es de cerros y lomas intensamente disectados; afloran al norte de los poblados San Marcos, Cruz Grande y San Luis Acatlán en Guerrero.

Metasedimentario J

Unidad de rocas metamórficas, derivadas probablemente de rocas sedimentarias, compuesta por lutitas y areniscas, con metamorfismo bajo y muy bajo grado. El color de estas rocas varía de pardo-amarillento en la lutita a rojo en la arenisca, sin embargo, están presentes tonos verdes cuando existen desarrollos de serpentina y talco con brillo sedoso y tacto graso.

La lutita tiene abundante moscovita y cuarzo y algo de clorita. Su textura es lepidoblástica y se clasificó como esquisto de moscovita de clase presumiblemente pelítica, los minerales anteriores presentan deformaciones por lo que se infieren afectaciones por procesos metamórficos. Estudios en otras muestras revelaron la existencia de esquisto milonítico y esquisto de cuarzo-sericita, también deformados por procesos cataclásticos.

La arenisca presenta tal grado de delezabilidad, que se puede inferir que su metamorfismo es muy bajo. Alterna su posición con la lutita metamorfizada y ambas descansan en forma discordante, sobre el esquisto.

No tiene relación litológica ni estratigráfica con otras rocas en la superficie del área, aunque posiblemente la tenga al norte con el Grupo Acatlán. Estructuralmente, no hay datos que indiquen contacto tectónico con el esquisto, pero se observó que es discordante. Se le asignó al Jurásico. Tiene la expresión morfológica de montañas altas; aflora al noreste de Ometepec, Gro.

3.9.3 Rocas Sedimentarias

Arenisca Ts (ar)

Unidad de rocas clasificadas petrográficamente como litarenita fosilífera calcárea que alterna con calizas espáticas. Se disponen en estratos horizontales que varían de delgados a gruesos. La litarenita tiene tonos grises y rojos, en muestra de mano es compacta, de textura clástica, calcárea con fragmentos de pelecípodos y aloquímicos. El contenido mineralógico y faunístico observado al microscopio muestra fragmentos de curazo, plagioclasas, anfíboles, rocas sedimentarias de texturas biomicrítica y espática, rocas metamórficas y escasas volcánicas; en el estudio micropaleontológico sólo se reportó un fósil de valor estratigráfico, de edad es del Mioceno.

Rocas sedimentarias parecidas se encontraron a una profundidad de 80 m en la perforación de pozos hecha por recursos Hidráulicos al suroeste de Cuajinicuilapa. Del material extraído del pozo ubicado San Nicolás, Gro. Se obtuvieron una gran variedad de fauna que son habitantes comunes de lagunas, estuarios, lodos y arenas cercanas a la costa, con lo que sugiere un ambiente similar para esta zona que actualmente se encuentra aproximadamente a 10 km del mar. (Durham 1981^[26]).

La morfología que presenta esta unidad es de lomas bajas con la cima ligeramente horizontal, que en la costa forma acantilados con escarpes rugosos producto del intemperismo eólico y marino. Los afloramientos se localizan al sur y suroeste de Cuajinicuilapa, Gro.

Conglomerado, Q (cg)

Forma terrazas aluviales y pequeñas masas al este y oeste de Cuajinicuilapa, Gro., los clastos varían su coloración de gris a gris oscuro e incluso negro; el espesor de los afloramientos varía de 2 a 6 m aproximadamente y los constituyen fragmentos de rocas granítica, granodiorítica, gnéisica y tonalítica de hasta 30 cm de diámetro, cuyo grado de redondez varía de subanguloso a subredondeado, incluidos en matriz arenosa de grano medio a grueso, que los compacta pobremente y a la que integran fragmentos de cuarzo, feldespato, plagioclasa, mica y hornblenda principalmente. Cubre discordantemente la roca granítica del Mesozoico y concordantemente, en pequeñas porciones de arenisca del Terciario Superior.

3.9.4 Suelos

La unidad más reciente es el suelo cuaternario, el cual cubre casi toda la zona Adyacente a Punta Maldonado, Gro. Son afloramientos esporádicos los que permiten observar en superficie los sedimentos marinos del Neógeno, principalmente en áreas acantiladas y valles erosionados de arroyos.

Hacia el norte de dicha zona, la coloración del suelo es de un rojo marrón intenso y derivado de la meteorización de las capas superiores de lutita café, que en ocasiones es muy arenoso en la cima. (Malpica 2010^[43])

Aluvial Q (al)

Depósitos aluviales acumulados en los valles de los ríos o al pie de cerros y lomas forman abanicos y terrazas. Las dimensiones de sus componentes varían de acuerdo con la pendiente, desde 10 cm hasta el tamaño de la arena. Son de origen ígneo y metamórfico principalmente.

Cubren en algunas partes a los granitos del Mesozoico y se interdigitan con los depósitos lacustres y litorales. Los afloramientos más extensos, se localizan en la costa.

Lacustre, Q (la)

Depósitos recientes arcillo-limosos, interdigitados con arenas finas y acumulados en medios acuosos, en ellos es posible encontrar restos de gasterópos y cangrejos. Su origen se debe probablemente al levantamiento de la margen del Pacífico, por la subducción de la Placa de Cocos. Se distribuyen ampliamente y se localizan en contacto con los depósitos litorales.

Litoral, Q (li)

Unidad localizada en las playas que limitan el área continental. El tamaño de grano varía de grueso a fino. Su color oscila del amarillo al gris claro dependiendo de la fuente de aportación del material. Es común encontrar restos de materia orgánica y conchas

Capítulo 4

Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

4.- Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

4.1 Información Magnética

Para la realización de este estudio, la información Magnética se obtuvo de la Carta Magnética de Campo Total (Acapulco E14-11, escala 1:250,000 [53]) con base cartográfica INEGI, realizada por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) con datos obtenidos de la campaña aeromagnética realizada en 1999, con una altura de vuelo sobre el nivel del terreno de 300 m y distancia entre líneas de vuelo de 1,000 m y 10,000 m entre líneas de control. Se efectuaron además la corrección por movimiento del avión (compensación magnética), corrección por heading y micronivelación.

Se sustrajo la magnitud del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF 1995) y se realizó el mapa de contornos (Figura 4.1). Los parámetros del campo Geomagnético al centro de la carta son:

- Intensidad: 40,309 nT
- Inclinación: 43°39'
- Declinación: 6°42'

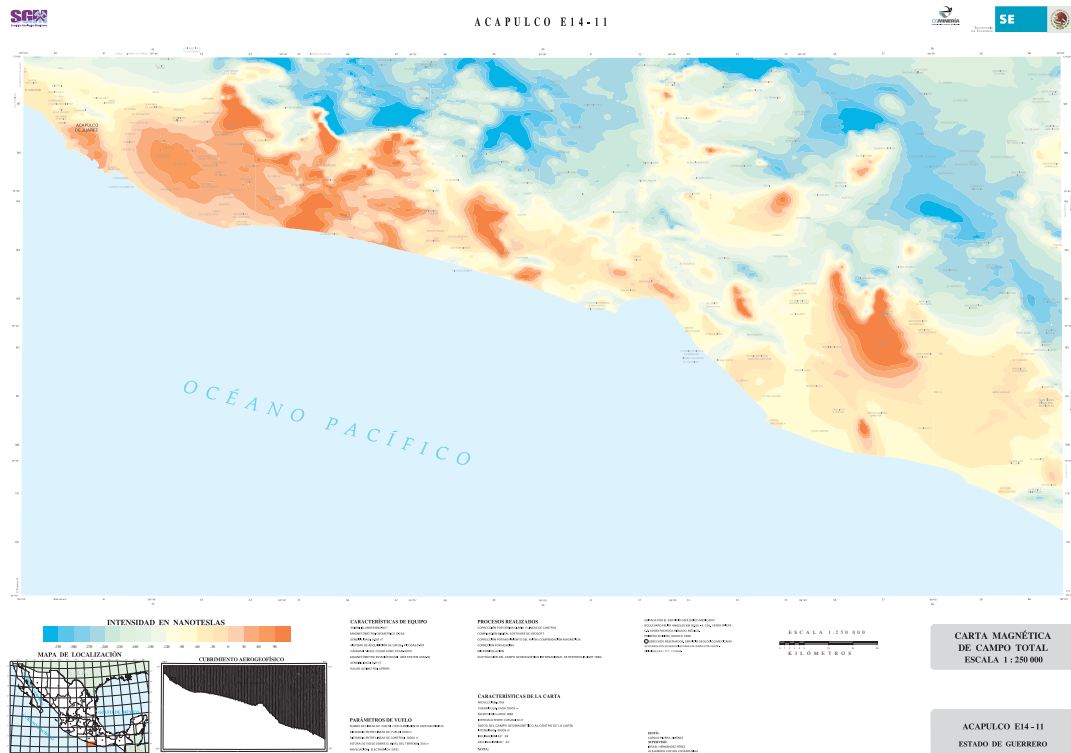


Figura 4.1: Carta Magnética de Campo Total Acapulco E14-11 (Servicio Geológico Mexicano, 1999^[15])

4.2 Análisis Cualitativo de los datos

El área de estudio se localiza en la zona limítrofe de los estados Guerrero y Oaxaca, comprendiendo los paralelos 16° y 17° de latitud norte y 99° y 98° de longitud oeste respecto al meridiano de Greenwich.

Fisiográficamente forma parte de la Provincia de la Sierra Madre del Sur, de manera que la porción norte corresponde a la subprovincia de Taludes Meridionales y la porción sur a la Planicie Costera del Pacífico. El relieve de la zona ha sido influenciado por el fallamiento regional que se manifiesta en la mayor parte de la carta, el cual corresponde a fallas de desplazamiento lateral, que continúan varios kilómetros al norte de la zona de estudio, relacionado a la tectónica de desplazamiento lateral izquierdo del Bloque Chortis, dando como resultado una topografía suave con dirección a la costa, que se vuelve abrupta con dirección al norte, alcanzando alturas alrededor de 2000 m sobre el nivel del Mar (Raisz, 1964 [27]).

Geológicamente la zona se ha definido como un cinturón de baja presión y alta temperatura, metamórfico plutónico correspondiente a la raíz de un arco magmático distinguiéndose claramente el complejo metamórfico y los granitos que lo intrusionan. Los gneises que forman parte del complejo metamórfico son los más abundantes en el área estudiada, constan de rocas con bandas oscuras y blancas, compactas, foliadas en partes muy fracturadas con presencia de óxidos de hierro debido al intemperismo, megasópicamente se observa la presencia de cuarzo, micas y feldespatos. Petrográficamente presenta como minerales primarios, mica, cuarzo, feldespatos como componentes secundarios, montmorillonita y hematita como resultado de la alteración de magnetita. (SGM, 2000[19])

Las rocas de origen volcánico que intrusionan al complejo metamórfico son granitos con variación a granodioritas y dioritas. Los granitoides presentan efectos de deformación en estado sólido. Están constituidas por ferromagnesianos, siendo más abundantes la biotita y la honblenda y los agregados lenticulares de cuarzo. Las granodioritas presentan poco fracturamiento y no se aprecia deformación, deleznable en algunas partes y presentando un intemperismo tipo esferoidal. Se observa cuarzo, felespatos, biotita y óxidos de hierro.

Morán (1992[45]), con base a dataciones por Rb/Sr reconoce dos eventos magmáticos mayores por lo que las características magnéticas de los plutones podrían variar de acuerdo a su génesis.

Los depósitos aluviales acumulados en los valles de los ríos o al pie de los cerros y lomas forman abanicos y terrazas. Las arenas que la componen son producto tanto de rocas ígneas como metamórficas, cubriendo en algunas partes a los granitos y gneises, e intedigándose con los depósitos lacustres y litorales. El afloramiento más extenso se encuentra alrededor del río Quetzala, prolongándose al sureste hasta llegar a la costa.

4.- Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

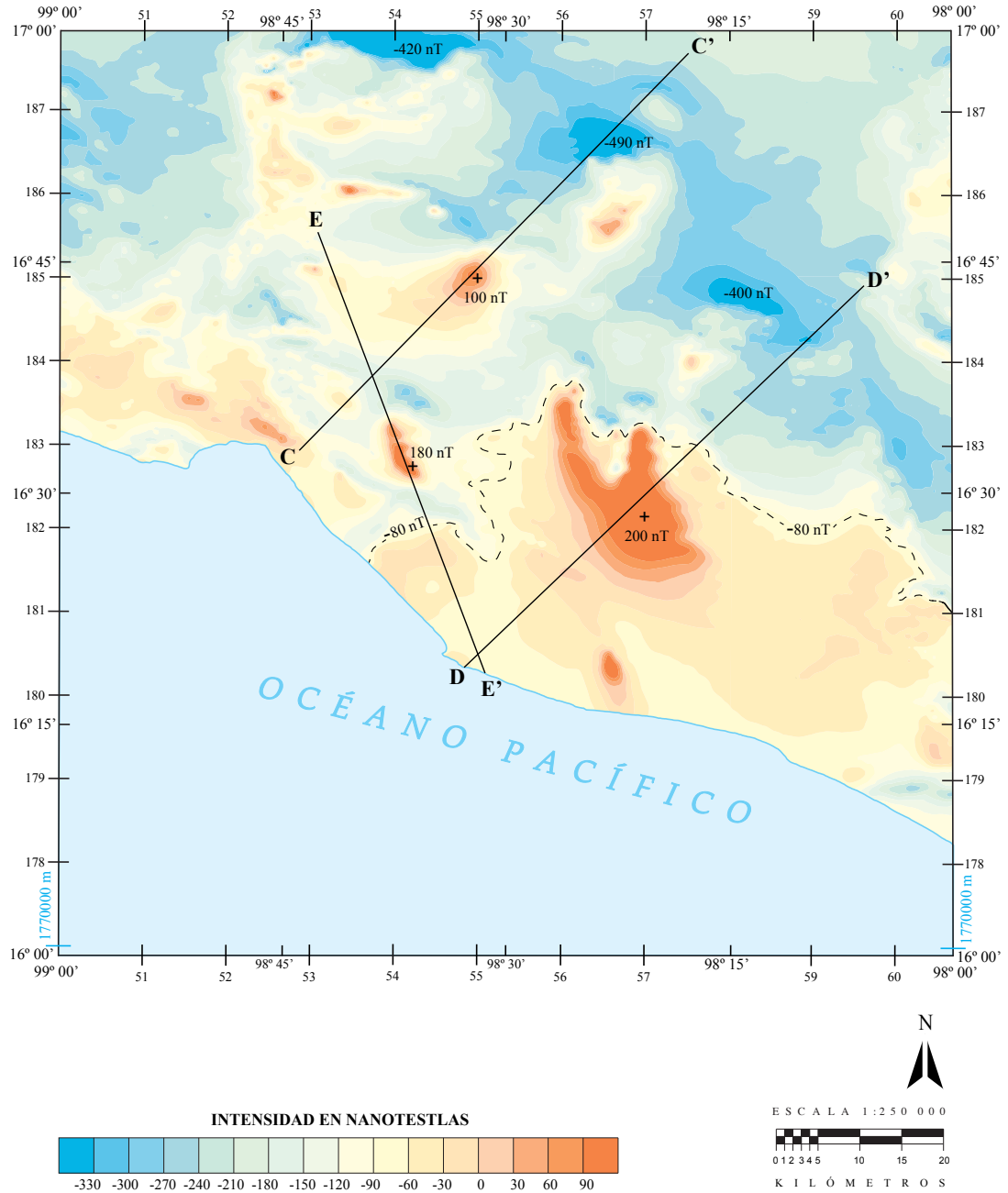


Figura 4.2: Mapa de Campo Total (modificado del Servicio Geológico Mexicano, 1999^[15]) donde se muestran las anomalías de mayor interés en el área de estudio; así como los perfiles seleccionados

4.- Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

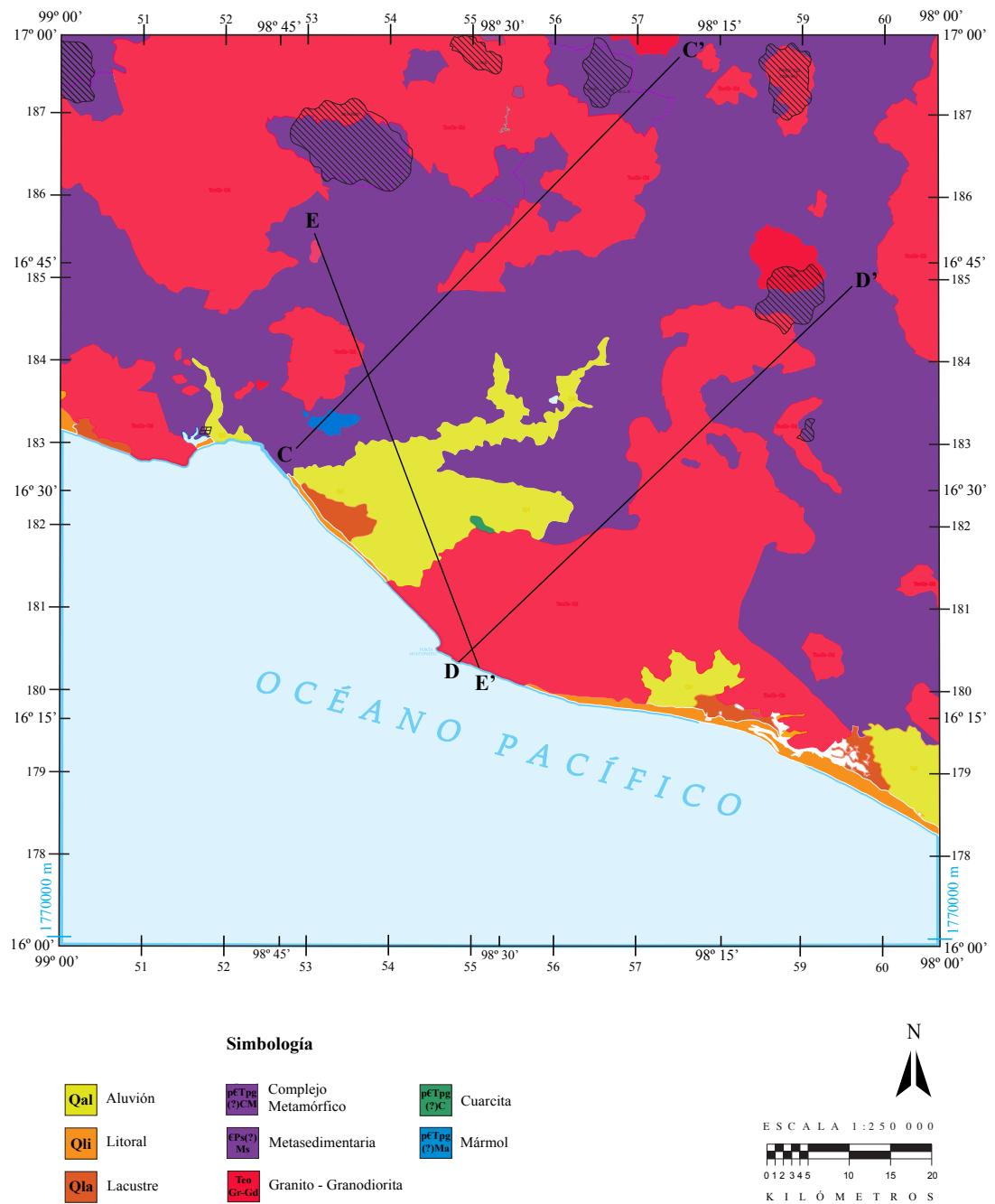


Figura 4.3: Mapa Geológico de la zona de estudio, donde se muestra la ubicación de los perfiles seleccionados, (modificado de Servicio Geológico Mexicano, 1999^[15])

4.- Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

El mapa de Intensidad Magnética de Campo Total (Figura 4.2) refleja el efecto de las anomalías magnéticas causadas por los cuerpos plutónicos intrusivos. Destaca principalmente la anomalía que se encuentra a 6 km al este de Cuajinicuilapa, Gro., coincidente con el cauce del río Cortijos, tiene una dirección N-S con un máximo de 200 nT. Se aprecia una anomalía de 100 nT, con dirección NE-SW, a 1.5 km del río Quetzala y sobre el cerro Cuate. Finalmente se encuentra una anomalía de 180 nT con dirección NW-SE, que cruza al río Quetzala, a 12.3 km al noreste de la costa y al noroeste de Punta Maldonado, Gro.

En la parte Sur de la carta se nota claramente la influencia de la topografía en las curvas de campo total, puesto que se encuentran en una zona prácticamente plana con elevaciones que van de 0 m a 170 m sobre el nivel del mar. La diferencia de elevaciones es notable a partir de la curva de -80 nT estableciéndose un espaciamiento mayor entre ellas en dirección a la Costa con un rango de -80 nT a -30 nT, como se muestra en la Figura 4.2

En la parte norte y noreste de la zona de estudio se aprecian un conjunto de tres anomalías negativas de considerable valor. La primera se halla en la parte Norte en los límites de la carta, entre los poblados El Rincón, Gro. y Río Iguapa, Gro., con una orientación E-W y valor mínimo de -420 nT. La segunda se encuentra en el poblado de San Jerónimo Gro. y el río Las Minas, con una orientación E-W y valor mínimo de -490 nT. Finalmente la tercera, se haya a 4.5 km al Noreste de La Guadalupe, Gro., a 8 km al Suroeste de Guadalupe Victoria Gro., y coincidente con el afluente del Río Verde, Río Grande y Río Atotonilco, con orientación NW-SE, con un valor mínimo de -400 nT.

Para retroalimentar los modelos con valores de susceptibilidad representativos se realizaron 2 visitas a la zona de estudio recolectando muestras geológicas de diferentes localidades, tanto de los complejos metamórficos y graníticos como de rocas sedimentarias que afloran en la parte costera. Las muestras fueron cortadas en cubos de 1 cm de lado y se midieron los valores de susceptibilidad utilizando el equipo Kappabridge KLY-2.01 perteneciente al departamento de Paleomagnetismo, del Instituto de Geofísica de la UNAM. Los Apéndices B.3, B.2, B.1) muestran los valores obtenidos

4.3 Reducción al Polo

Generalmente las anomalías gravimétricas positivas tienden a estar localizadas sobre las masas que las originan, pero esto no es necesariamente cierto en el caso de las anomalías magnéticas cuando el vector de magnetización y el campo magnético no están ambos en dirección vertical (Blakely, 1996^[6]), haciendo así la interpretación de las señales magnéticas más compleja que la gravimétrica. Ya que la intensidad de magnetización es una cantidad vectorial, además la forma de la anomalía magnética depende de las variaciones físicas del cuerpo y de la orientación que tenga el vector del campo magnético terrestre y el vector de polarización asociado al cuerpo.

El proceso de reducción al polo, es una transformación utilizada para facilitar la interpretación de la información magnética en donde se elimina la distorsión producida

por la inclinación del campo geomagnético, eliminando o minimizando la asimetría y los desplazamientos laterales de las anomalías del campo magnético total, relacionados con las desviaciones de las direcciones de magnetización. Esto permite obtener anomalías, que pueden ser interpretadas como una pseudoanomalía gravimétrica. Responden a la verdadera ubicación de las heterogeneidades del medio, lo que posibilita el empleo de métodos de interpretación más sencillos.

A partir del proceso propuesto por Baranov (1957^[3]) muchos investigadores se dedicaron a buscar algoritmos más eficientes para realizar dicha transformación, entre ellos Bhattacharyya (1965^[5]).

Para la realización de la reducción al polo se requieren los parámetros magnéticos (ángulo de inclinación magnética, declinación magnética y el azimut del perfil). Los datos de campo total se obtuvieron de la carta magnética Acapulco E14-11 (Figura 4.1). Una vez seleccionados los perfiles se interpolaron los datos cada 2 km, debido a que el estudio tiene un carácter regional de extensión considerable. Una vez seleccionados los perfiles se utilizó el programa SignProc versión 1.56, (Cooper 2001^[17]), el cual fue creado por motivos académicos, sin fines de lucro. El algoritmo utilizado está basado en la publicación de Gunn (1975^[32]).

4.4 Análisis Cuantitativo

La finalidad de la interpretación cuantitativa es correlacionar las anomalías observadas con un modelo geológico estructural propuesto. A partir de la interpretación de las señales observadas y del conocimiento geológico del área de estudio, se propone un modelo inicial que será modificado, con la finalidad de reducir los errores observados entre la anomalía observada y la generada, por el modelo propuesto. El proceso se realiza mediante prueba y error

Hay que recordar que dada una señal existen gran número de soluciones que pueden reproducir aceptablemente la señal observada. Esta ambigüedad existente sólo se podrá reducir mediante el conocimiento geológico de la zona, la obtención de columnas litológicas y un manejo adecuado de las propiedades físicas, de todas las unidades geológicas existentes.

Con el fin de facilitar el proceso de interpretación las señales aeromagnéticas fueron transformadas utilizando la metodología que propone Bhattacharyya (1965^[5]). Esta transformación genera la anomalía reducida al polo, que puede ser tratada como una pseudo-anomalía gravimétrica.

El proceso de modelación se realizó utilizando el algoritmo bidimensional de Talwani (1959^[54]), utilizando los algoritmos descritos por Won y Bevis (1987^[58]), a partir de las secciones magnéticas, previamente seleccionadas. Se empleó el paquete GM-SYS (1999) de NGA (Northwest Geophysical Associates, Inc.). El paquete cuenta con una interfase gráfica con diversas opciones que permiten el cálculo de la respuesta magnética y gravimétrica y la manipulación de un modelo de geometría compleja, así como el error entre la señal calculada y la observada.

4.- Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

Material	Susceptibilidad magnética (cgs)
Aluvión	2×10^{-6}
Arenisca	4×10^{-6}
Conglomerado	1×10^{-6}
Gneis	1.3×10^{-5}
Granito	1.5×10^{-3}
Granodiorita	2×10^{-3}
Mármol	6×10^{-6}
Metasedimentario	1.3×10^{-5}

Tabla 4.1: Tabla de Susceptibilidad Magnética de los materiales que conforman los perfiles

Se de por hecho que los bloques constituyentes del modelo se extienden lateralmente al infinito ($\sim 30,000$ km) en dicha dirección para eliminar los efectos de borde. La estabilidad del programa así como los resultados que aporta el paquete GM-SYS han sido analizados por la NGA en múltiples ocasiones y aplicados en trabajos de consultoría geofísica e investigaciones de análisis e interpretación, siendo por lo tanto un programa robusto que brinda una alta confiabilidad en los resultados (GM-SYS 1999^[48]). Hay que recordar que la profundidad máxima de los modelos magnéticos varía de acuerdo a la Temperatura de Curie. A medida que nos acercamos a esta temperatura se va reduciendo el efecto magnético de los materiales ferromagnéticos. La magnetita pierde sus propiedades a $\sim 570^\circ\text{C}$ (Lowrie, 2007^[42]). La profundidad a la que se alcanza la temperatura de Curie dependerá de la zona de estudio y del gradiente geotérmico presente. En particular para la zona de estudio se estimó entre 16 y 20 km (Prol, 1991^[51], Manea y Manea, 2010^[44])

Tomando en cuenta el análisis cualitativo de la sección anterior, en los mapas geológico y magnético (Figura 4.2 y Figura 4.3) se muestran los 3 perfiles seleccionados (CC', DD' y EE') que cortan a las anomalías de mayor interés y que serán de utilidad para otros tipos de estudio de sismicidad, que se están realizando en la zona.

A continuación se presenta el análisis cualitativo de cada uno de los perfiles y el modelo geológico-estructural resultante. En la Tabla ?? se presentan las susceptibilidades magnéticas utilizadas para los tres perfiles

4.5 Sección magnética reducida al polo y modelo geológico-estructural CC'

Este perfil tiene una dirección N 44.5°E , con una longitud de 66 km, con estaciones cada 2 km. Inicia a 9 km al sureste de Marquelia Gro., a 3 km de la Costa y termina a 4.5 km al Noroeste de San Pedro Gro., en la parte norte de la zona de estudio (Figura 4.2). Los primeros 30 kilómetros presenta una topografía más suave de 0 a 180 m.s.m. aproximadamente y posteriormente a partir del río Quetzala se incrementa abruptamente hasta alcanzar los 1400 m.s.m.

4.- Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

La señal magnética reducida al polo, presenta 5 máximos relativos, el más prominente se halla en el kilómetro 32, alcanzando los 129 nT y en el kilómetro 54, se presenta un mínimo relativo de -422 nT. Como se ha mencionado anteriormente, en la zona afloran básicamente y en grandes extensiones, el complejo metamórfico (Xolapa) y la presencia muy importante de intrusiones graníticas y granodioríticas.

Con la finalidad de incluir parámetros mas confiables en los modelos, se recolectaron especímenes de muestras, en diversas zonas de la región para realizar mediciones de susceptibilidad magnética en el laboratorio (Figura 4.4). Esto permite establecer cuales son los elementos involucrados de mayor influencia en los modelos (Apéndice B.3, B.2, B.1). De esta manera se asignó un valor promedio de susceptibilidad magnética de 1.3×10^{-5} para el complejo metamórfico y 1.5×10^{-3} a 2×10^{-3} para el granito-granodiorita.

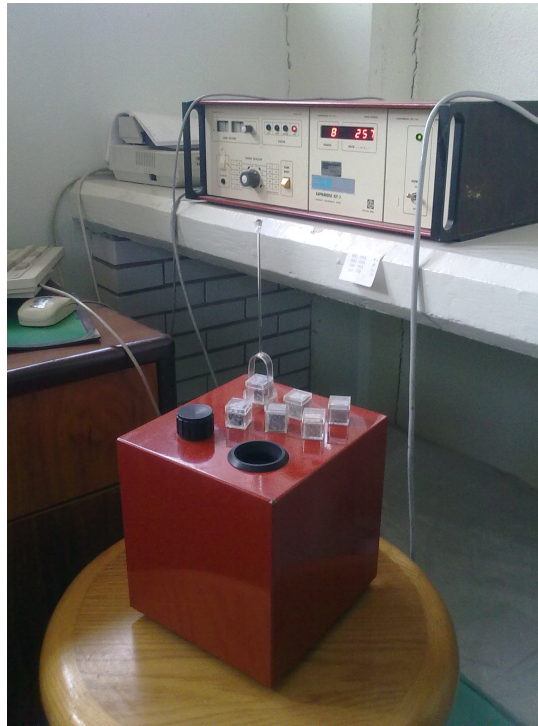


Figura 4.4: Equipo Kappabridge KLY-2 del Instituto de Geofísica con el que se midió la susceptibilidad magnética de las muestras recolectadas en campo

A continuación se describirán brevemente las formaciones antes mencionadas.

- **Granito-Granodiorita**

Constituye la base del modelo. Proporciona la mayor contribución magnética a la señal. Estos intrusivos se asocian a los fenómenos magmáticos que afectaron al complejo Xolapa y cuya edad predominante es Terciaria. Morán (1992^[45]) ha podido identificar por lo menos dos eventos magmáticos mayores.

- **Granito**

Forma una parte importante del modelo, ya que aporta una considerable respuesta magnética a la señal observada. La susceptibilidad magnética obtenida, es del orden de 1.5×10^{-3} . Su origen es el mismo que el del granito-granodiorita de la zona, pero presenta mayor cantidad de feldespatos alcalinos

- **Complejo metamórfico**

Esta unidad constituye más del 70% de la geología superficial. Está formada esencialmente por gneis, esquistos y rocas metasedimentarias. Sin embargo su aportación a los modelos magnéticos, es pobre puesto que su susceptibilidad magnética, es por lo menos dos órdenes de magnitud menor que la contribución, del granito-granodiorita.

Adicionalmente a las unidades más importantes, se presentan depósitos cuaternarios en los alrededores de los cauces de los ríos Quéztala y Cortijos. Algunos autores (SGM, 1993^[13]) también han mencionado la presencia de mármol, de color blanco con presencia esporádica de grafito, generalmente intercalado con los paragneises. Su contribución al modelo es despreciable. Posee una susceptibilidad magnética de 6×10^{-6} . Se consideró en el modelo de manera representativa, pues el tamaño del muestreo impide delimitar su geometría.

Una vez establecidas las unidades constituyentes del perfil CC' y sus respectivas propiedades físicas se procedió a proponer el modelo geológico de cada perfil seleccionado. La base del modelo está constituido principalmente por roca granito-granodiorita, granodiorita y el complejo metamórfico, que ha sido intrusionado por las rocas de origen volcánicas. Posteriormente se modificaron los espesores hasta lograr una respuesta adecuada entre las anomalías observadas y las calculadas.

La Figura 4.5 muestra el excelente ajuste logrado, obteniendo un error de 2,998% para el perfil CC'.

En la parte central de la Figura 4.5, se observa un gran bloque de granito-granodiorita de 20 km en dirección SW-NE que logra aflorar en varios puntos en superficie de la sección geológica, causando los altos magnéticos principales. En los primeros 24 km, la geología indica la presencia de formaciones metamórficas, sin embargo, su contribución no permite ajustar la señal observada, por esta razón, se incluyen formaciones ígneas a profundidad que subyacen al metamórfico alcanzando espesores aproximados de 1.5 a 6 km, conforme se aproxima al río Quéztala.

4.- Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

A partir del kilómetro 48 la señal reducida al polo tiende a disminuir, para posteriormente incrementarse suavemente Figura 4.5. Este efecto se asoció a un contraste lateral del gran cuerpo plutónico antes mencionado y el metamórfico que aflora en el resto de la sección. Para logra el efecto de ajuste deseado se requirió la presencia de un cuerpo intrusivo de susceptibilidad mayor que el metamórfico.

4.- Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

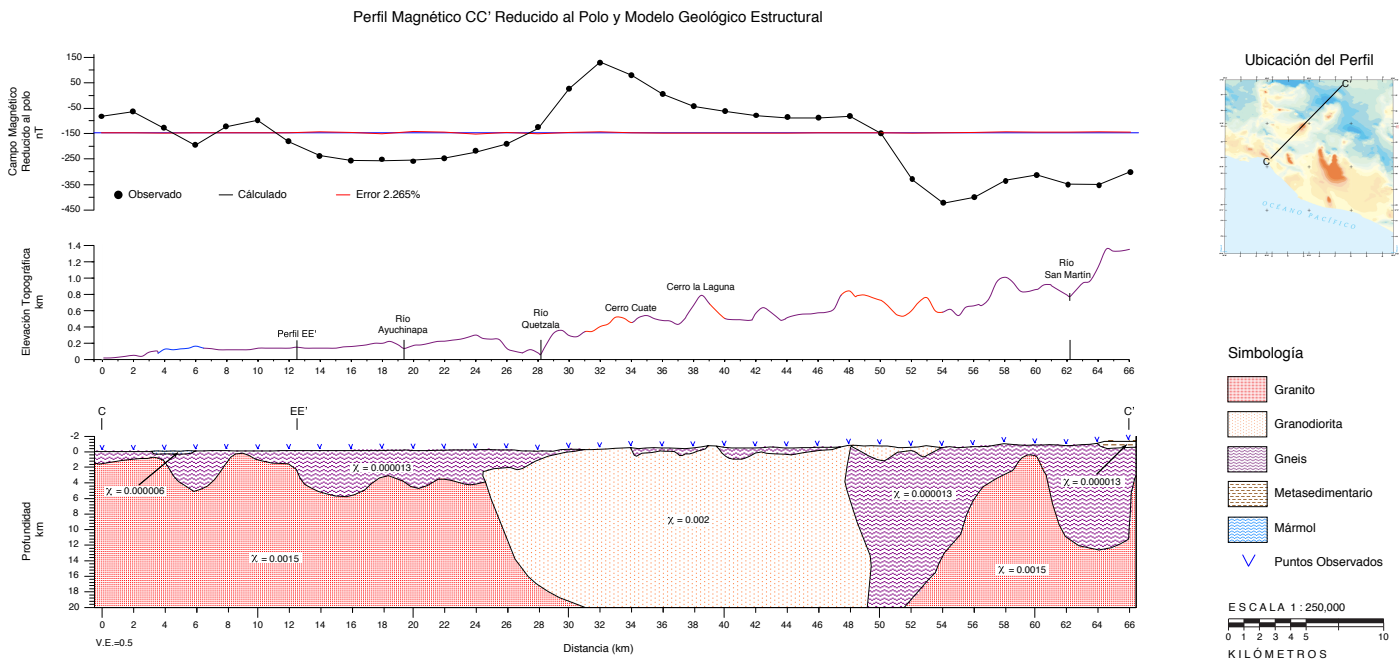


Figura 4.5: Perfil magnético reducido al polo CC' y modelo geológico-estructural

4.6 Sección magnética reducida al polo y modelo geológico-estructural DD'

El Perfil DD' tiene una dirección N46.4°E, con una longitud de 66 km con estaciones cada 2 km. Inicia a 2.5 km al sureste de Punta Maldonado, Gro., cerca de la costa y termina a 7.8 km al norte de San Pedro Amuzgos, Gro., cubriendo la parte central de la zona de estudio (Figura 4.2). En los primeros 36 kilómetros presenta una topografía suave de 0 a 95 m.s.m. que posteriormente se incrementa abruptamente a 700 m.s.m en el Cerro de Samapila, alcanzando su punto más alto (800 m.s.m) en el kilómetro 64 a 65, a 1.5 km al oeste de San Antonio Ocotlán, Gro.

La señal magnética reducida al polo presenta 1 máximo relativo prominente en la parte central (kilómetro 28) con una intensidad magnética de 200 nT y en el kilómetro 56, un mínimo relativo de -312 nT.

Las formaciones geológicas presentes en este perfil son las mismas descritas anteriormente en el perfil CC', sólo que se presenta en la región costera una capa de areniscas y conglomerados. A continuación se describen brevemente:

- **Arenisca**

Unidad de rocas clasificadas petrográficamente como litarenita fosilífera calcárea que alterna con caliza espática. Se dispone en estratos horizontales que varían de delgados a gruesos. Durham (1981^[26]) le asigna una edad correspondiente al Terciario Superior. La susceptibilidad magnética medida en promedio es de 4×10^{-6} , el cual casi no tiene influencia en la señal observada comparada con la respuesta de los granitos y el complejo metamórfico.

- **Conglomerado**

Forma terrazas aluviales y pequeñas masas al este y oeste de Cuajinicuilapa Gro., los clastos varían su coloración del gris a gris oscuro e incluso negro; el espesor de los afloramientos es mínimo y la integran fragmentos de cuarzo, feldespato, plagioclasa, mica y hornblenda principalmente. Cubre discordantemente a las rocas graníticas del Mesozoico y pequeñas porciones de arenisca. No se tienen muestras de susceptibilidad magnética de la zona, sin embargo, se le asignó una susceptibilidad magnética de 1×10^{-6} de acuerdo con valores de rocas similares.

Las areniscas se incluyeron de manera representativa, pues el tamaño del muestreo, así como su poca susceptibilidad magnética no influyen en el modelo.

La base del modelo está constituido principalmente por un cuerpo central de granito-granodiorítico, como unidad secundaria los elementos graníticos y como tercera el complejo metamórfico. Se modificaron los espesores hasta lograr una respuesta adecuada entre la anomalía magnética observada y la calculada. La Figura 4.6 muestra el ajuste logrado, obteniendo un error de 8,659 %.

4.- Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

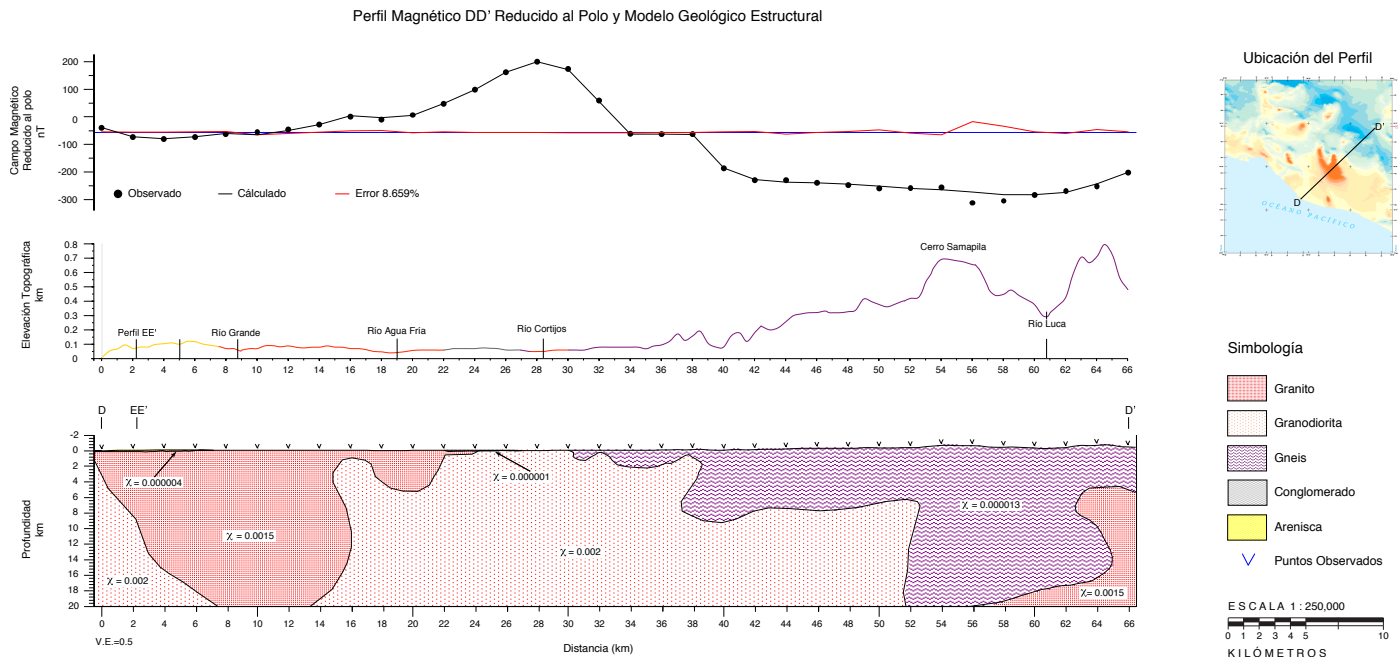


Figura 4.6: Perfil magnético reducido al polo DD' y modelo geológico-estructural

4.- Análisis e Interpretación de Información Aeromagnética

En el modelo geológico se pueden establecer tres zonas. La primera, de considerable tamaño conformada por una estructura granito-granodiorítica, que intrusión al noreste del complejo metamórfico y al granito al suroeste en dirección a la costa. A pesar de ser una gran estructura intrusiva solo aflora del kilómetro 27 al 30 del perfil, siendo cubierto por tres kilómetros en dirección suroeste por una capa de poco espesor de conglomerados. Esta estructura tiene presente una longitud en su base de 39 km

La segunda zona se encuentra cercana a la costa y está formada principalmente por granitos que afloran al inicio del perfil en una extensión de 15 km. A pesar que presenta continuidad en dirección a la costa, es cubierta por una capa de areniscas que oculta los granitos. Con una longitud en su base de 6 km. Se presenta nuevamente al final del perfil, como una débil estructura que intrusión al complejo metamórfico, a una profundidad de 4.7 km. Presenta menos de 4 km en su parte más somera y 10 km en la base.

La tercera zona está formada por el complejo metamórfico, siendo esta la de mayor extensión superficial, aflorando desde el kilómetro 30 hasta el fin del perfil en el kilómetro 66. Tiene una longitud en su base de 4 km.

Con respecto a la señal, no fue posible ajustar el mínimo de -312 nT de la anomalía (kilómetro 56), a pesar que en dicho punto el complejo Metamórfico alcanza su mayor profundidad. Se infiere por lo tanto, la presencia de una capa superficial con menor susceptibilidad magnética, sin embargo tanto las cartas del Servicio Geológico Mexicano (1999, [15]), como del INEGI (1988, [15]) no muestran la presencia de otro material diferente (Figura 4.3). A pesar de ello el error alcanzado (8,659 %) es aceptable y el modelo logrado se correlaciona adecuadamente a la señal reducida al polo.

4.7 Sección magnética reducida al polo y modelo geológico-estructural EE'

Este Perfil tiene una dirección S20.7°E, con una longitud de 56 km con estaciones cada 2 km. Inicia a 3.8 km al Noroeste de San Luis Acatlán, Gro., sobre el cerro Tonaltepec y termina a 5 km al Sureste de Punta Maldonado, Gro. En los primeros 23 kilómetros presenta una topografía abrupta, alcanzando una altura de 724 m.s.m en el Cerro Tonaltepec. Posteriormente, se vuelve bastante suave con alturas en el orden de 10 m.s.m, volviéndose a incrementar con dirección a la costa, a partir del kilómetro 34.

Esta sección tiene la particularidad de cruzar el perfil CC' en el kilómetro 18.35 y al perfil DD' en el kilómetro 53.7 (Figura 4.2).

La señal magnética reducida al polo se presenta 2 máximos relativos, destacando el que se encuentra en la parte central, en el kilómetro 24, con una intensidad magnética de 190 nT y en el kilómetro 32, un mínimo relativo de -328 nT.

Las formaciones presentes en este perfil, son las mismas que se describieron anteriormente en los perfiles CC' y DD', sólo que a diferencia de éstos se presenta una capa considerable de aluvi3n.

▪ Aluvi3n

Los dep3sitos aluviales acumulados en los valles de los r3os o al pie de cerros y lomas forman abanicos y terrazas. Son de origen 3gneo y metam3rfico principalmente. En algunas partes cubren los granitos y se interdigitan con los dep3sitos lacustres y litorales. Se localizan los afloramientos m3s extensos en la costa

La base del modelo est3 constituido esencialmente por cuerpos gran3ticos, como unidad secundaria el granito-granodioritas y como tercera unidad, el complejo metam3rfico. Se modificaron los espesores hasta lograr una respuesta adecuada entre la anomal3as observadas y la calculadas. La Figura 4.7 muestra el buen ajuste logrado, obteniendo un error de 5,607 %.

En este modelo geol3gico propuesto se pueden establecer dos zonas. La primera, de considerable tama3o son las formaciones gran3ticas que s3lo afloran a partir del kil3metro 42 al final del perfil. Sin embargo, su contribuci3n es necesaria para ajustar la parte inicial de la secci3n magn3tica. Estas formaciones subyacen al complejo metam3rfico que aflora hasta el kil3metro 39.

La segunda zona corresponde a un cuerpo gran3tico-granodior3tico que intrusión la capa gran3tica y en la parte central al complejo metam3rfico que aflora alrededor del kil3metro 30 y 34. Presenta una forma caprichosa, de alrededor de 22 kil3metros de longitud con su parte m3s superficial en el kil3metro 22 al 30. (Figura 4.7). Es cubierto en algunas partes por una delgada capa de aluviones.

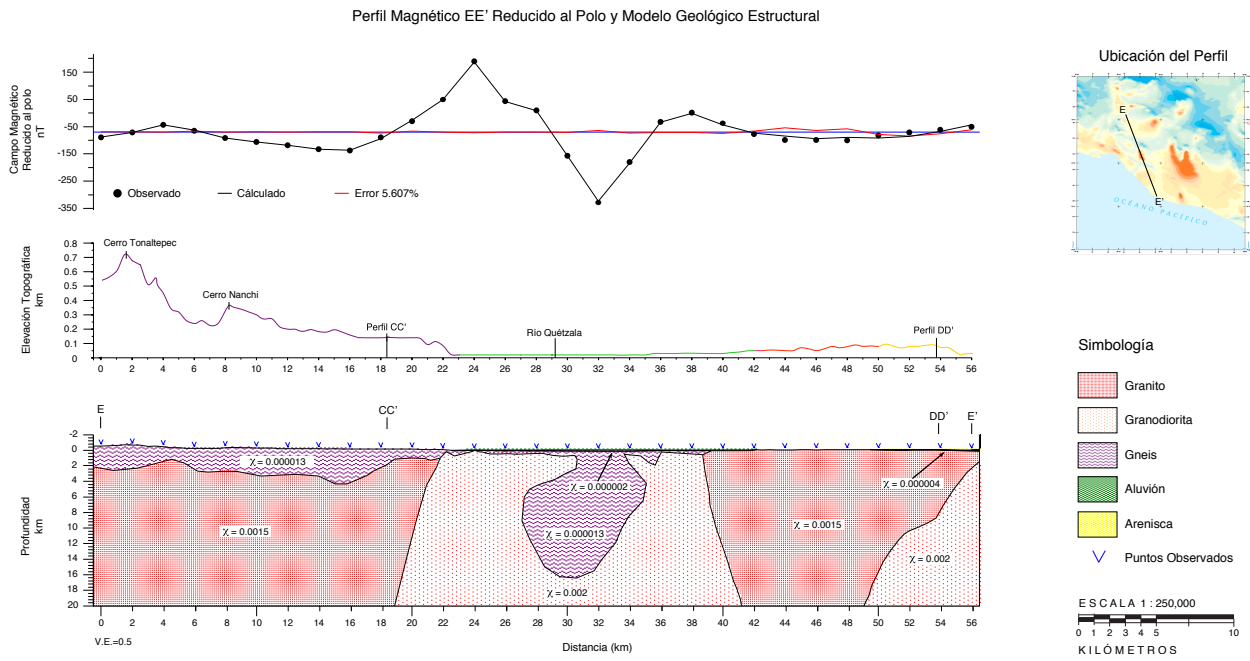


Figura 4.7: Perfil magnético reducido al polo EE' y modelo geológico-estructural

Capítulo 5

Conclusiones y Recomendaciones

La evaluación y análisis de la información aeromagnética ha permitido contribuir al conocimiento geológico de la región limítrofe de Guerrero-Oaxaca a partir de los 3 modelos geológicos propuestos. Con base en el análisis cuantitativo y cualitativo de los perfiles CC', DD' y EE' (Figura 4.3) presentado anteriormente se concluye lo siguiente.

▪ perfil CC'

Tiene una dirección SW-NE, con una longitud aproximada de 66 km. El modelo propuesto en su parte central establece la presencia de un tronco granodiorítico de 24 km de longitud transversal, que en superficie aflora principalmente, en el Cerro la Laguna y en las proximidades del Cerro Cuate.

Además, se incorporan al modelo otros cuerpos graníticos (de menor susceptibilidad, que el anterior mencionado) que no llegan a aflorar, pero que pueden ser interpretados analizando la señal. El primero, aparece al inicio del perfil y en su parte central es intrusionado por el tronco granodiorítico a partir del kilómetro 24. El segundo cuerpo se presenta a profundidad a partir del kilómetro 52. El modelo contempla además una capa de las unidades metamórficas de espesor variable, que descansan sobre éstos cuerpos volcánicos y que superficialmente, cubren la mayor parte del perfil.

El modelo propuesto, correlaciona adecuadamente la señal magnética reducida al polo y la geología de la región. Presenta un excelente ajuste, con un error de 2.26 %, entre la señal magnética observada y la calculada.

▪ perfil DD'

Esta sección con dirección SW-NE atraviesa la anomalía magnética positiva principal de 200 nT de la zona de estudio. El modelo propuesto indica la presencia de una enorme estructura volcánica (tronco granodiorítico) que es atravesado en superficie al río Cortijos en su camino hacia el entronque con el río Quetzala. Esta estructura con una extensión de 16 km en su parte superior presentando dos apéndices laterales cuyo efecto puede ser apreciado en la señal reducida al polo.

Se incorpora además, la presencia de otro cuerpo granítico, que aflora desde el kilómetro 6 al 22, siendo cubierto en los primeros kilómetros por una capa delgada de areniscas, en las cercanías de la costa y de conglomerados, en los kilómetros 22 a 24.

En la parte final del modelo presenta un mínimo relativo que alcanza los 312 nT y que ha sido asociado a las formaciones metamórficas. En el kilómetro 52 a 62 tiene un menor espesor, sin embargo, la señal magnética tiende a ser positiva, por lo que puede ser asociada a estructuras graníticas sepultadas que afloran a mayor distancia.

El modelo propuesto, correlaciona adecuadamente la señal magnética reducida al polo y la geología de la región. Presenta un ajuste adecuado, con un error de 8.6 %, entre la señal magnética observada y la calculada.

▪ perfil EE'

Este perfil con dirección NW-SE, cruza una zona de anomalías más suavizadas, que a partir de la cota de -80 nT se observa en el mapa magnético de campo total un incremento en las altas frecuencias. Corta un máximo magnético relativo de forma alargada de 190 nT.

En el modelo propuesto, se establece nuevamente la parte metamórfica y volcánica. Analizando la señal reducida al polo, se asocian dos máximos relativos presentes en la parte central del perfil (kilómetro 16 al 42). En este intervalo, en el kilómetro 32 se presenta un mínimo de 328 nT, que fue interpretado como una estructura esférica metamórfica, que quedó encajonada dentro del material volcánico (enclave ?). Sin embargo, dado la complejidad y los procesos generados en la zona de estudio, es difícil precisar más de este elemento cubierto por aluviones.

De acuerdo Morán (1992^[45]), en la zona se deben haber presentado por lo menos dos etapas de considerable actividad ígnea. La primera intrusionó al material metamórfico y posteriormente otro evento importante que intrusiona tanto al material ígneo del primer evento como al material metamórfico.

La Figura (4.7) muestra, el excelente ajuste del modelo, entre la señal calculada y la señal observada, con un error de 5.6 %

Se recomienda para estudios posteriores, adicionar la información obtenida y complementarla con la de algún otro método geofísico, por ejemplo sísmica o gravimetría y realizar estudios geológicos más detallados en la zona, corrigiendo así discrepancias que se presentan entre la carta geológica minera E14-11^[15] (Figura 3.7) reportado por el Servicio Geológico Mexicano y la carta geológica Acapulco E14-11^[35], del Instituto Nacional de Estadística y Geografía las cuales no describen la misma extensión de materiales Granodioríticos, sobre todo en la parte central correspondiente al perfil DD' donde se presenta una anomalía positiva del orden de los 200 nT, haciendo evidente que la cantidad de material granítico es mayor que el metamórfico y que no es reportada por la carta del INEGI. Ante tales discrepancias, se tomó la decisión de confiar en la señal observada y suponer una geología coherente con los estudios previos de la zona y que permitiera ajustar el modelo.

Los modelos propuestos y la interpretación geofísica realizada contribuyen en buena medida a conocer una zona geológicamente muy compleja, poco estudiada y permiten caracterizar algunos rasgos, producto de los complejos procesos geológicos que se llevaron a cabo en esta región, cumpliendo así con los objetivos planteados.

Bibliografía

- [1] Agocs, W. B., *Line spacing effect and determination of optimum spacing illustrated by Marmora, Ontario magnetic anomaly*, Geophysics, volumen 20 (1955), 871–885.
- [2] Alanís, Á. S., *Geología y Petrología del Complejo Xolapa, en la Barranca de Xolapa, Edo. de Guerrero*, 1988.
- [3] Baranov, V., *A new method for interpretation of Aeromagnetics Maps: Pseudo-Gravimetric Anomalies*, Geophysics, volumen 22 (1957)(2), 359–383.
- [4] Basley, J. R., *The Airbone Magnetometer, Preliminary Report*, USGS Geophysical Investigation, (1966).
- [5] Bhattacharyya, B. K., *Two-dimensional Harmonic Analysis as a Tool for Magnetic Interpretation*, Geophysics, volumen 30 (1965)(5), 829–857.
- [6] Blakely, R. J., *Potential Theory in Gravity Magnetic Applications*, Cambridge University Press, 1995.
- [7] Campa, U. M., *Terrenos Tecnoestratigráficos*, Universidad Autónoma de Guerrero, Ciencias de la Tierra, 2010.
- [8] Campa M. F., González M.T., *La formación Punta Maldonado y la evolución tectónica del límite austral de Norte América*, Geos, volumen 22 (2002)(166).
- [9] Campa U. M., Flores R. Coney J. P., Ramírez J., *Terrenos Tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos*, Universidad Autónoma de Guerrero. V Convención Geológica Mexicana, 1981.
- [10] Campa U. M., y Coney P. J., *Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Resource Distributions in Mexico*, Canadian Journal of Earth Sciences, volumen 20 (1983), 1040–1051.
- [11] Cantos, F. J., *Tratado de Geofísica Aplicada*, litoprintl, Madrid, 3ª edición., 1987.

- [12] Carfantan, J. C., *Evolución Estructural del sureste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas*, Instituto de Geología, volumen 5 (1981), 207–216.
- [13] Consejo de Recursos Minerales, *Los Mármoles de México*, 1993.
- [14] Consejo de Recursos Minerales, *Monografía Geológico-Minera del Estado de Oaxaca*, 1996.
- [15] Consejo de Recursos Minerales, *Carta Geológica Minera Acapulco E14-11, Escala 1:250,000, Estado de Guerrero*, 1999.
- [16] Consejo de Recursos Minerales, *Monografía Geológico-Minera del Estado de Guerrero*, 1999.
- [17] Cooper, G. R., *Signproc Profile Data Filtering*, GeomMem, 2001.
- [18] Corona, C. P., *Deformazione, metamorfismo e meccanismi di segregazione migmatitica nel complesso plutonico-metamorfico del terreno Xolapa, Messico*, Tesis Doctoral, Università degli Studi di Milano, Milano, 1997.
- [19] Cruz L. D., Andraca S. H., Lemus B. O., *Informe de la Carta Geológica-Minera Acapulco E14.11, escala 1:250,000, Inf. téc.*, Consejo de Recursos Minerales, 2000.
- [20] De Cserna, Z., *Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero*, Instituto de Geología, volumen 62 (1965), 76.
- [21] De Cserna Z., Damon P. E. Livingstone D. E. y Kurlp J. L., Schmitter E. V., *Edades Isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y de un amonzonita cuarcífera del norte de Sinaloa.*, volumen 64, Instituto de Geología, UNAM, 1962.
- [22] De Cserna Z., Solorio J. M. y Schmitter E. V., Rincón C. O., *Nuevos datos geocronométricos paleozoicos del sur de México*, volumen XXVI, Asociación Mexicana de geólogos petroleros, 1974.
- [23] Del Valle, T. E., *Apuntes de Introducción a los métodos geofísicos de exploración*, Facultad de Ingeniería, México, 1986.
- [24] Demant, A., *Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación*, Instituto de Geología, volumen 2 (1978), 172–187.
- [25] Dobrin, M. B., *Introducción a la Prospección Geofísica*, New York, USA., 4ª edición., 1988.
- [26] Durham W. J., Espinoza A. L., Applegate S. P., *Onshore Marine Cenozoic along southwest pacific coast of Mexico*, Geology Society American Bulletin part 1, volumen 92 (1981).

- [27] Erwin, R., *Landforms of Mexico (chart)*, Geography Branch of the Naval Research, 2ª edición., 1964.
- [28] Escobar M. A., y Alatorre M., *Medición de susceptibilidad magnética de materiales*, Inf. téc., Centro Nacional de Metrología, México, 2005.
- [29] Geometrics, *G-823A and G823B, Cesium Magnetometer, Operation Manual*, San Jose, CA, USA., 2004.
- [30] Goodacre, A. K., *Interpretación de Anomalías Gravimétricas y magnéticas para No especialistas*, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Canada, 1989.
- [31] Guerrero J. C., y Anderson T. H., Silver L. T., *Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa*, 39, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 978.
- [32] Guun, P. J., *Linear Transformations of Gravity and Magnetics Fields*, Geophysical Prospecting, volumen 23 (1975)(300-312).
- [33] Hermann, U. R., *The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico)*, Tectonics, volumen 13 (1994)(2), 455–474.
- [34] Hernández, B. M., *Geoquímica y origen del batolito del Río Verde, Oax., Terreno Xolapa*, Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 1995.
- [35] Instituto Nacional de Estadística y Geografía, *Carta Geológica Acapulco E14-11, Escala 1:250,000, Estado de Guerrero*, 1988.
- [36] Instituto Nacional de Estadística y Geografía, *Marco Geoestadístico Nacional INEGI*, 2009.
- [37] Instituto Nacional de Estadística y Geografía, *Modelo Digital de Elevaciones*, 2009.
- [38] International Association of Geomagnetism, Division V Working Group VMOD, Aeronomy (IAGA), *The 10th generation international geomagnetic reference field*, Physics of The Earth and Planetary Interiors, volumen 151 (1995)(15), 320–322.
- [39] Kesler, E. S., *Basament rocks structural trends in southern Mexico.*, Geology Society American Bulletin, volumen 84 (1973).
- [40] Logachev A. A., y Zajarov V. P., *Exploración Magnética*, Reverté, 4ª edición., 1978.
- [41] López I. M., y Grajales N. J., *Edades K-Ar de rocas ígneas y metamórficas del Estado de Guerrero*, Sociedad Geológica Mexicana. Resúmenes VII Convención Nacional, 1984.
- [42] Lowrie, W., *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge, 2ª edición., 2007.
- [43] Malpica, V. M., *Comunicación Personal*, (2010).

- [44] Manea M., y Manea V. C., *Curie Point Depth Estimates and Correlation with Subduction in Mexico*, Pure and Applied Geophysics, (2010).
- [45] Morán, Z. D., *Investigaciones de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero*, Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad de Ciclos Profesionales y de Posgrado, 1992.
- [46] Morán Z. D., Martiny B. Solís P. G. Alba A. L. Hernández B. M. Macías R. C. Martínez S. R. Schaaf P., Tolson G., *Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur*, Sociedad Geológica Mexicana, volumen LIII (2000), 27–58.
- [47] Morán Z. D., Solís P. G. Hernández B. M. Urrutia F. J., Tolson G., *Origin and tectonic relationships of the Xolapa terrane, southwestern México*, Instituto de Geología, (1993).
- [48] Northwest Geophysical Associates, Inc., *GM-SYS, Grav/Mag Modeling Software, User's Guide for version 4.6*, 1999.
- [49] Ortega, G. F., *Los Complejos Metamórficos del sur de México y su significado tectónico*, UNAM, 1976.
- [50] Ortega, G. F., *Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance*, Geofísica Internacional, (1981), 191–198.
- [51] Prol, L. R., *Terrestrial Heat Flow in Mexico*, Springer-Verlag, (1991).
- [52] Salinas, P. J., *Estudio geológico de la porción occidental de la Región de la Montaña, estado de Guerrero*, 1986.
- [53] Servicio Geológico Mexicano, *Carta Magnética de Campo Total Acapulco E14-11*, 1999.
- [54] Talwani M., Worzel J. L. y Landisman, M., *Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone*, Geophysics Research, volumen 64 (1959), 49–59.
- [55] Talwani M., y Heirtzler J. R., *Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional bodies of arbitrary shape*, Geological Sciences, volumen 9 (1964)(1), 464–480.
- [56] Tolson, J. G., *Deformación, Exhumación y Neotectónica de la Margen Continental de Oaxaca: Datos Estructurales, Petrológicos y Geotermobarométricos*, Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad de Ciclos Profesionales y de Posgrado, 1998.
- [57] Udías V. A., y Mezcuca R. J., *Fundamentos de Geofísica*, Madrid, 2ª edición., 1997.
- [58] Won I. J., y Bevis M., *Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines*, Geophysics, (1987)(52), 232–238.

Apéndice A

Algoritmo de Talwani

A.1 Algoritmo de Talwani

Talwani y Heirtzler (1964^[55]), son los autores del calculo de anomalías magnéticas producidas por cuerpos bidimensionales de forma arbitraria, representando mediante un polígono de forma irregular una sección transversal de un cuerpo de dos dimensiones.

Estos cálculos se pueden aplicar a anomalías magnéticas de intensidad total, vertical u horizontal, considerando que el cuerpo tiene una polarización uniforme. Es un método de interpretación indirecto, pues las anomalías son calculadas a partir de un cuerpo de prueba que será comparado con la anomalía calculada con respecto a la observada.

El método consiste en calcular perfiles de los cuerpos, cuando conocemos la forma de la anomalía,

Para el desarrollo de las fórmulas consideramos primero la anomalía producida por un cuerpo bidimensional representado por un prisma semi-infinito cuyos vértices son KLMN, como se muestra en la figura A.1 Se calcula el efecto magnético (anomalía magnética) del prisma en el origen en su componente horizontal y vertical, para lo cual consideramos la anomalía causada por la barra elemental ABCD de sección transversal (figura A.2). Debido a que todo cuerpo magnético se comporta como un imán, el momento magnético m del volumen elemental $\Delta X \Delta Y \Delta Z$, con una intensidad de magnetización J es:

$$m = J \cdot \Delta X \Delta Y \Delta Z \tag{A.1}$$

Su potencial magnético W en el origen, siendo r la distancia del origen al volumen elemental será:

$$W = m \cdot \frac{\vec{r}}{r^3} \tag{A.2}$$

como:

$$grad\left(\frac{1}{r}\right) = -\frac{\vec{r}}{r^3} \tag{A.3}$$

Combinando las ecuaciones A.1, A.2 y A.3 se obtiene:

$$W = \iiint_V J \cdot grad\left(\frac{1}{r}\right) dv \tag{A.4}$$

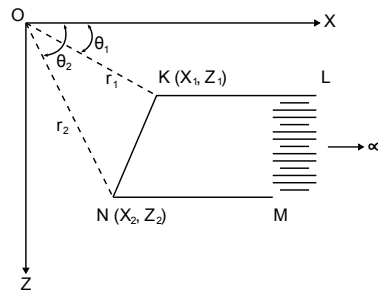


Figura A.1: Prisma bidimensional semi-infinito KLMN

Para el potencial del elemento infinito de la sección ABCD del volumen elemental se tiene:

$$W = - \iiint_V J \cdot \Delta X \cdot \Delta Z \cdot \text{grad} \left(\frac{1}{r} \right) dy \quad (\text{A.5})$$

$$W = -\Delta X \cdot \Delta Z \iiint_V J \cdot \text{grad} \left(\frac{1}{r} \right) dy \quad (\text{A.6})$$

Sustituyendo la ecuación A.3 en A.6:

$$W = \Delta X \cdot \Delta Z \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{J \cdot \vec{r}}{r^3} dy \quad (\text{A.7})$$

pero $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, entonces:

$$W = \Delta X \cdot \Delta Z \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{JxX + JyY + JzZ}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dx \quad (\text{A.8})$$

$$W = 2\Delta X \cdot \Delta Z \frac{JxX + JzZ}{x^2 + z^2} \quad (\text{A.9})$$

La componente vertical V del campo magnético producida por el volumen elemental es:

$$V = -\frac{\delta W}{\delta z} \quad (\text{A.10})$$

$$V = -2\Delta X \Delta Z \frac{\delta((JxX + JzZ)(x^2 + z^2))}{\delta z} \quad (\text{A.11})$$

$$V = -2\Delta X \Delta Z \frac{Jz(x^2 + z^2) - 2Z(JxX + JzZ)}{(x^2 + z^2)^2} \quad (\text{A.12})$$

$$V = -2\Delta X \Delta Z \frac{JzX^2 + JzZ^2 - 2ZJxX - 2JzZ^2}{(x^2 + z^2)^2} \quad (\text{A.13})$$

$$V = 2\Delta X \Delta Z \frac{2XZJx - Jz(x^2 - z^2)}{(x^2 + z^2)^2} \quad (\text{A.14})$$

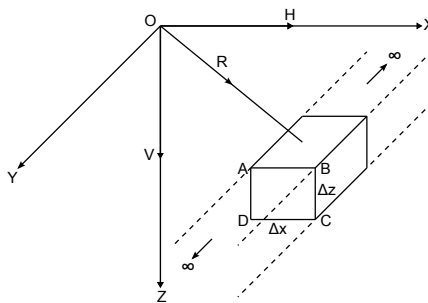


Figura A.2: Barra elemental ABCD en tres dimensiones

Para obtener la componente horizontal H del campo magnético medida a lo largo del eje X, se tiene:

$$H = -\frac{\delta W}{\delta x} \quad (\text{A.15})$$

$$H = 2\Delta X \Delta Z \frac{Jx(x^2 - z^2) + 2XZJz}{(x^2 + z^2)^2} \quad (\text{A.16})$$

El cuerpo es considerado infinitamente largo en la dirección del eje Y, por lo tanto no existe ninguna fuerza horizontal del campo actuando en la dirección Y. Para obtener los valores V y H para el área KLMN se integran las ecuaciones A.15 y A.16 con respecto a X, considerando los límites de integración de X a ∞ , obteniéndose:

$$V = 2\Delta Z \int_X^{+\infty} \frac{2XZJx - Jz(x^2 + z^2)}{(x^2 + z^2)^2} dx \quad (\text{A.17})$$

$$V = 2\Delta Z \frac{JxZ - JzX}{x^2 + z^2} \quad (\text{A.18})$$

$$H = 2\Delta Z \int_X^{+\infty} \frac{Jx(x^2 - z^2) + 2XZJz}{(x^2 + z^2)^2} dx \quad (\text{A.19})$$

$$H = 2\Delta Z \frac{JxX + JzZ}{(x^2 + z^2)^2} \quad (\text{A.20})$$

Para el prisma KLMN, la fuerza vertical (ecuación A.18) y la fuerza horizontal (ecuación A.20) tienen que ser integradas con respecto a Z.

$$V = 2 \int_{z_2}^{z_1} \frac{JxZ - JzX}{x^2 + z^2} dz \quad (\text{A.21})$$

$$H = 2 \int_{z_2}^{z_1} \frac{JxX + JzZ}{(x^2 + z^2)^2} dz \quad (\text{A.22})$$

El largo del lado KN está definida por la ecuación de una recta (figura A.3):

$$X = (X_1 + Z_1 \cot \phi) - Z \cot \phi \quad (\text{A.23})$$

Sustituyendo la ecuación A.23 en la solución de la integral A.21 resulta:

$$V = 2 \sin \phi \left[Jx \left((\theta_2 - \theta_1) \cos \phi + \sin \phi \ln \frac{r_2}{r_1} \right) - Jz \left((\theta_2 - \theta_1) \sin \phi - \cos \left(\ln \frac{r_2}{r_1} \right) \right) \right] \quad (\text{A.24})$$

De manera similar, se sustituye la A.23 en la solución de la integral A.22 resultando:

$$H = 2 \sin \phi \left[Jx \left((\theta_2 - \theta_1) \sin \phi - \cos \phi \ln \frac{r_2}{r_1} \right) + Jz \left((\theta_2 - \theta_1) \cos \phi + \sin \left(\ln \frac{r_2}{r_1} \right) \right) \right] \quad (\text{A.25})$$

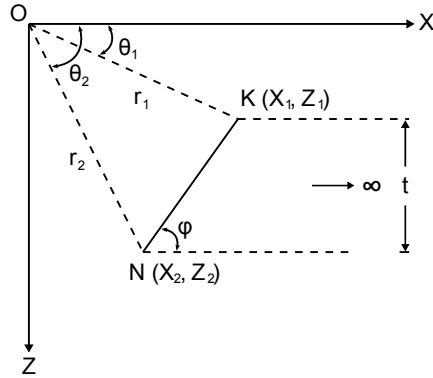


Figura A.3: Recta KN

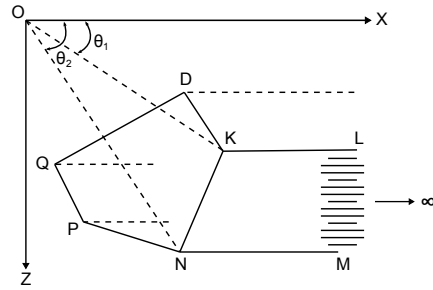


Figura A.4: Poligonal KNPQR

Una anomalía magnética en el origen producida por un cuerpo bidimensional con sección poligonal KNPQR (A.4) puede ser calculada sumándose las anomalías obtenidas de prismas como KLMN. Las ecuaciones A.24 y A.25 pueden ser reescritas como:

$$V = 2(Jx \cdot Q - Jz \cdot P) \quad (\text{A.26})$$

$$H = 2(Jx \cdot P + Jz \cdot Q) \quad (\text{A.27})$$

donde:

$$P = (\theta_2 - \theta_1) \sin \phi - \cos \phi \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (\text{A.28})$$

$$Q = \sin \phi (\theta_2 - \theta_1) \cos \phi + \sin \phi \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (\text{A.29})$$

Las funciones trigonométricas que intervienen en P y Q en función de los vértices son los siguientes, los subíndices 1 y 2 indican los vértices de cada segmento del polígono en sentido horario:

$$\begin{aligned} Z_{21} &= Z_2 - Z_1 & X_{21} &= X_2 - X_1 \\ r_1 &= \sqrt{x_1^2 + z_1^2} & r_2 &= \sqrt{x_2^2 + z_2^2} \end{aligned}$$

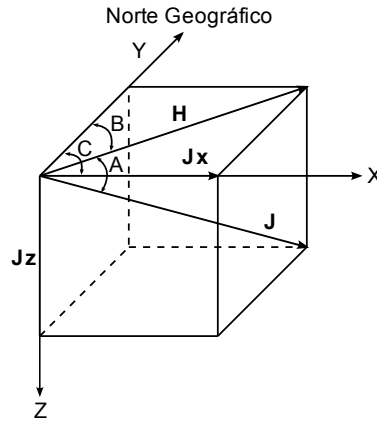


Figura A.5: Componentes del campo magnético

$$\sin \phi = \frac{Z_{21}}{\sqrt{Z_{21}^2 + X_{12}^2}} \quad \cos \phi = \frac{X_{12}}{\sqrt{Z_{21}^2 + X_{12}^2}}$$

$$\theta_1 = \arctan \left(\frac{Z_1}{X_1} \right) \quad \theta_2 = \arctan \left(\frac{Z_2}{X_2} \right)$$

Por lo tanto la ecuación A.28 y A.29 en términos de las funciones anteriores son:

$$P = \frac{Z_{21}^2}{Z_{21}^2 + X_{12}^2} (\theta_1 - \theta_2) + \frac{Z_{21} X_{12}}{Z_{21}^2 + X_{12}^2} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (\text{A.30})$$

$$Q = \frac{Z_{21} X_{12}}{Z_{21}^2 + X_{12}^2} (\theta_1 - \theta_2) + \frac{Z_{12}^2}{Z_{21}^2 + X_{12}^2} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (\text{A.31})$$

Para el cálculo de un perfil magnético se efectúa un movimiento sucesivo del origen a varios puntos a lo largo del eje X. De esta manera el perfil magnético será determinado por una línea perpendicular a los ejes del polígono.

Para evaluar J_x y J_z consideramos de acuerdo a la figura A.5 que el ángulo A de inclinación del vector J es positivo y el ángulo B es medido en sentido horario, guardando la siguientes relaciones:

$$J_x = J \cos(C - B) \quad (\text{A.32})$$

$$J_z = J \sin A \quad (\text{A.33})$$

La magnetización del cuerpo es por inducción, por lo tanto:

$$J = \chi \cdot F \quad (\text{A.34})$$

$$A = I \quad (\text{A.35})$$

$$B = D \quad (\text{A.36})$$

donde I y D es la inclinación y declinación respectivamente del campo magnético terrestre, χ la susceptibilidad y F el campo Total.

Para evaluar anomalías pequeñas de intensidad magnética total con respecto al campo total F , T es la suma de las proyecciones, H y V a lo largo de la dirección de F , siendo igual a:

$$T = V \sin I + H \cos(C - D) \cos I \quad (\text{A.37})$$

La ecuación A.37 es la expresión final que se emplea para calcular la anomalía magnética de cuerpos bidimensionales, el cual se aproxima mediante un polígono, este cuerpo irregular está constituido por un cierto número de placas de espesor finito (t) y de longitud infinita en la dirección positiva del eje X , de tal manera que las placas se combinan algebraicamente para obtener el efecto magnético del campo.

Apéndice B

Mediciones de Susceptibilidad Magnética

B.1 Mediciones de susceptibilidad magnética realizadas a las muestras de areniscas

No.	Localidad	M ₁	M ₂	M ₃	Promedio	Factor	Masa (g)	L ₁	L ₂	L ₃	Volumen (cm ³)	Susceptibilidad Magnética (cgs)
1	P. Maldonado 1	22	21	22	21.666	2×10^{-7}	12.487	1.6	1.6	1.7	4.352	9.957×10^{-7}
2	P. Maldonado 2	15	14	14	14.333	2×10^{-7}	12.805	1.7	1.7	1.6	4.624	6.199×10^{-7}
3	P. Maldonado 3	11	11	10	10.666	2×10^{-7}	12.628	1.7	1.6	1.8	4.896	4.357×10^{-7}
4	P. Maldonado 4	58	59	58	58.333	2×10^{-7}	10.982	1.5	1.5	1.6	3.6	3.240×10^{-6}
5	P. Maldonado 5	46	44	47	45.666	2×10^{-7}	10.831	1.7	1.7	1.2	3.468	2.633×10^{-6}
6	P. Maldonado 6	149	151	150	150	2×10^{-7}	12.740	1.7	1.7	1.55	4.479	6.697×10^{-6}
Promedio:											1.585×10^{-6}	

Tabla B.1: Susceptibilidad Magnética de las muestras de Areniscas, donde M es la susceptibilidad relativa y L número de lado del prisma de la muestra

B.2 Mediciones de susceptibilidad magnética realizadas a las muestras de granitos

No.	Localidad	M ₁	M ₂	M ₃	Promedio	Factor	Masa (g)	L ₁	L ₂	L ₃	Volumen (cm ³)	Susceptibilidad Magnética (cgs)
1	El Carrizo 1	461	461	461	461	1 x 10 ⁻⁵	12.5259	1.5	1.6	1.5	3.6	1.28 x 10 ⁻³
2	El Carrizo 2	510	509	511	510	1 x 10 ⁻⁵	12.7092	1.6	1.6	1.5	3.84	1.32 x 10 ⁻³
3	El Carrizo 3	572	575	573	573.333	1 x 10 ⁻⁵	12.3743	1.4	1.5	1.6	3.36	1.70 x 10 ⁻³
4	El Quizá 1	419	417	417	417.666	5 x 10 ⁻⁵	10.7726	1.2	1.4	1.3	2.184	1.91 x 10 ⁻³
5	El Quizá 2	441	441	442	441.333	5 x 10 ⁻⁵	12.1255	1.6	1.6	1.7	4.352	1.01 x 10 ⁻³
6	El Quizá 3	585	584	584	584.333	2 x 10 ⁻⁵	11.2759	1.6	1.4	1.5	3.36	1.73 x 10 ⁻³
7	Banco de Oro 1	510	509	509	509.333	2 x 10 ⁻⁵	10.5326	1.4	1.5	1.55	3.255	1.56 x 10 ⁻³
8	Banco de Oro 2	491	490	490	490.333	5 x 10 ⁻⁵	10.342	1.5	1.4	1.5	3.15	1.55 x 10 ⁻³
9	Banco de Oro 3	475	475	476	475.333	2 x 10 ⁻⁵	8.6011	1.4	1.5	1.5	3.15	1.50 x 10 ⁻³
Promedio:											1.51x 10⁻³	

Tabla B.2: Susceptibilidad Magnética de las muestras de Granitos, donde M es la susceptibilidad relativa y L número de lado del prisma de la muestra

B.3 Mediciones de susceptibilidad magnética realizadas a las muestras de complejo metamórfico

No.	Localidad	M ₁	M ₂	M ₃	Promedio	Factor	Masa (g)	L ₁	L ₂	L ₃	Volumen (cm ³)	Susceptibilidad Magnética (cgs)
1	Río de las Arenas	168	170	170	169.0	1 x 10 ⁻⁷	12.3299	1.5	1.9	1.5	4.275	3.95 x 10 ⁻⁶
2	Río de las Arenas	320	323	321	321.3	1 x 10 ⁻⁷	14.7522	1.7	1.7	1.6	4.624	6.94 x 10 ⁻⁶
3	Río de las Arenas	139	139	139	139.0	1 x 10 ⁻⁷	16.3733	1.8	1.8	1.8	5.832	2.38 x 10 ⁻⁶
4	Pinotepa Nacional	159	159	159	159.0	5 x 10 ⁻⁷	14.8498	1.8	1.7	1.7	5.202	1.52 x 10 ⁻⁵
5	Pinotepa Nacional	109	110	109	109.0	5 x 10 ⁻⁷	12.7282	1.6	1.9	1.5	4.56	1.19 x 10 ⁻⁵
6	Pinotepa Nacional	166	168	170	168.0	2 x 10 ⁻⁷	12.2539	1.4	1.7	1.8	4.284	7.84 x 10 ⁻⁶
7	Pinotepa Nacional	297	296	297	297.0	2 x 10 ⁻⁷	15.1245	1.7	1.7	1.6	4.624	1.28 x 10 ⁻⁵
8	Cuajinicuilapa	358	356	359	357.6	5 x 10 ⁻⁷	16.6662	1.6	2	1.8	5.76	3.11 x 10 ⁻⁵
9	Cuajinicuilapa	229	227	228	228.0	2 x 10 ⁻⁷	10.4726	1.5	1.4	1.8	3.78	1.21 x 10 ⁻⁵
10	Cuajinicuilapa	370	368	360	366.0	5 x 10 ⁻⁷	15.464	1.4	1.8	2	5.04	3.63 x 10 ⁻⁵
11	Banco de Material	185	187	184	185.3	2 x 10 ⁻⁷	11.3578	1.5	1.4	1.9	3.99	9.28 x 10 ⁻⁶
12	Banco de Material	276	276	275	276.0	2 x 10 ⁻⁷	11.616	1.6	1.35	1.9	4.104	1.34x 10 ⁻⁵
13	Banco de Material	266	266	267	266.3	2 x 10 ⁻⁷	16.0477	1.7	1.7	1.8	5.202	1.02x 10 ⁻⁵
14	El Quiji	324	323	325	324.0	2 x 10 ⁻⁷	15.2682	1.8	1.7	1.7	5.202	1.24x 10 ⁻⁵
15	El Quiji	290	292	290	290.6	2 x 10 ⁻⁷	15.0533	1.7	1.5	1.8	4.59	1.26x 10 ⁻⁵
Promedio:											1.32x 10⁻⁵	

B.- Mediciones de Susceptibilidad Magnética

Tabla B.3: Susceptibilidad Magnética de las muestras de Rocas Metamórficas, donde M es la susceptibilidad relativa y L número de lado del prisma de la muestra