

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS



ESCUELA SUPERIOR DE
CIENCIAS MARINAS
BIBLIOTECA



Anomalías Gravimétricas y Magnéticas de la Bahía de Todos los Santos

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
O C E A N O G R A F O
P R E S E N T A
Alfonso González Serrano
ENSENADA, B. C. 1977

ACQU R.D. por Don. Autor
____ Fecha de Ingreso ____

A mis Padres y Hermanas, quienes siempre me
han apoyado en la realización de mis estudios

I N D I C E:

AGRADECIMIENTOS	VI
RESUMEN	1
INTRODUCCION	2
Objetivo	3
Descripción del Area	3
Trabajos previos	3
INSTRUMENTACION	5
PROCESAMIENTO	6
Correcciones	6
Inversión	11
Solución de sistemas lineales	17
RESULTADOS	
Preliminares	22
Correcciones	23
Inversión	26
DISCUSION	
Razgos geológicos de la zona	43
Evidencias geográficas	46
CONCLUSIONES	50
BIBLIOGRAFIA	51

FIGURAS:

	pag.
1.) Cuerpo bidimensional que da origen a una anomalía magnética o gravimétrica sobre el punto P.	12
2.) Geometría para un cuerpo bidimensional utilizado para interpretaciones gravimétricas y magnéticas: Polígono irregular.	14
3.) Geometría para un cuerpo bidimensional utilizado para interpretaciones gravimétricas y magnéticas: Bloque rectangular.	14
4.) Espectro de la ventana de Hamming.	20
5.) Error vs. grado del polinomio de ajuste: gravedad.	24
6.) Error vs. grado del polinomio de ajuste: magnetismo.	27
7.) Área de estudio, batimetría y trayectorias de <u>cru</u> cero.	28
8.) Anomalías de Aire Libre.	30
9.) Anomalías de Bouguer.	32
10.) Anomalías magnéticas.	34
11.) Resultados de la inversión, transecto 6-5.	36
12.) Resultados de la inversión, transecto 9-10.	38
13.) Mapa geológico para la región de Ensenada.	40
14.) Sistema de Fallas en la Bahía de Todos los Santos.	42
15.) Trayectorias de esfuerzo alrededor de una falla.	49
16.) Posibles fallas de segundo orden relacionadas a la distribución de esfuerzos en una falla.	49

AGRADECIMIENTOS:

Deseo expresar mi muy sincero agradecimiento a M.C. Timothy R. Baumgartner, Departamento de Oceanografía, CICESE, quien se encargó de hacer los arreglos necesarios para obtener los datos para este proyecto de tesis, y quien siempre tuvo el tiempo y la disposición para ayudarme durante el desarrollo del trabajo. Asimismo quedo muy en deuda con el Dr. Luis Canales Luna, Departamento de Geofísica, CICESE, quien tuvo la solicitud en enseñarme todo lo concerniente a procesamiento de datos digitales - en Geofísica, y sin cuyas acertadas recomendaciones no se hubiera completado gran parte de este estudio.

También mi gratitud para los directivos del crucero Baja-75 durante el cual se adquirieron los datos, el C. Contralmirante I.E. Doroteo Silva López, Jefe del Departamento de Ciencias Marinas de la Dirección General de Oceanografía y Señalamiento Marino, Secretaría de Marina, México, D. F., y el Dr. Richard - Couch, miembro del grupo de Geofísica, School of Oceanography, - Oregon State University; quienes permitieron acceso a los datos para su procesamiento. Por la recolección y ensamble de los datos durante el crucero, al M.C. Tte. de Frag. Gustavo Calderón Riveroll, Secretaría de Marina, al M.C. Gordon Ness, a M.C. Michael Gemperle y a M.C. Gerald Conard, School of Oceanography, Oregon State University.

Del Departamento de Geofísica del CICESE, a su Director, - el Dr. Alfonso Reyes, quien siempre mostró apoyo para que se -- efectuase este proyecto dentro de su Departamento, y a sus integrantes por sus varias sugerencias y comentarios.

Las facilidades de computación fueron gracias al M.C. Rubén Prieto, Director del Centro de Cálculo Electrónico del CICESE, y el M. C. Richard Mitchell, quienes me dieron libertad de tiempo para el uso de las instalaciones y equipo del CCE, así - como a las operadoras del sistema de cómputo, quienes me asesoraron sobre el manejo del sistema operativo.

Agradezco también al grupo de Geología de la Escuela Superior de Ciencias Marinas, en especial a M.C. Román Lizárraga, a O. Roberto Pérez y a O. Vicente Ferreira, y al grupo de Geología de mi generación, por su motivación y sugerencias durante el desarrollo de mi tesis.

RESUMEN:

Se colectaron datos de anomalías gravimétricas y de la intensidad del campo total geomagnético para la Bahía de Todos los Santos. Los datos gravimétricos se corrigieron por efectos de aceleraciones horizontales y verticales, acoplamiento cruzado, Eötvös, Latitud y Deriva. El gradiente regional se eliminó utilizando un polinomio de quinto grado, ajustando la superficie bidimensional a los datos por mínimos cuadrados. Los datos magnéticos se corrigieron sustrayendo la intensidad total del campo geomagnético de referencia. Los datos gravimétricos tienen un error estimado de 1.09 ± 0.24 mgal, y los datos magnéticos de 33.8 ± 16 nT.

Se invirtieron dos transectos, para gravedad se resolvió para profundidad del basamento asumiendo un contraste de densidad de 0.65 gm-cm^3 entre sedimentos y la roca basal, y para magnetismo se halló la intensidad de magnetización. Las conclusiones aportadas por los datos indican que la Bahía de Todos los Santos tiene como rasgo fisiográfico principal la falla de Agua Blanca, y una falla de segundo orden asociada; estas dos fallas formaron un sistema de graben, con un bloque triangular con vértice hacia la posible intersección de las dos fallas, en donde se encuentra el cañón submarino de Todos los Santos. Los datos magnéticos a su vez indican que hay una variación en el contraste de susceptibilidad de las rocas a ambos lados de la falla de Agua Blanca, probablemente debida a el contraste en grosor de la capa de sedimentos en ambos lados de la falla, causada por el movimiento diferencial de los bloques.

INTRODUCCION:

El conocimiento de la estructura y composición de las rocas basado en geología superficial, difícilmente proporciona evidencias acerca del interior de la tierra. La geofísica tiene como objetivo investigar esta tercera dimensión de la geología, inaccesible a observación directa. Para lograr su objetivo deben de buscarse aquellos fenómenos físicos que pudiendo ser cuantificados sobre la superficie terrestre, contengan información sobre su interior. Las mediciones más utilizadas comprenden estudios sísmicos, gravimétricos, magnéticos y eléctricos. Consideraremos únicamente los métodos gravimétrico y magnético en este trabajo.

En gravimetría se miden variaciones del campo gravitacional terrestre. Aproximadamente el 0.3% del campo total gravitatorio está asociado a materiales de la corteza terrestre. Los fenómenos geológicos más superficiales, con profundidades menores a 5 Km., producen variaciones aproximadamente de 0.05% del campo total. Para obtener información sobre estos fenómenos superficiales deben de poderse medir cambios del orden de una parte en 1.0×10^5 a 1.0×10^8 del campo total. Un gravímetro actual bajo condiciones normales de operación es sensible a 1 parte en 1.0×10^8 del campo gravitacional de la tierra.

Los datos gravimétricos están relacionados a la distribución de densidad en el espacio; su principal utilidad se encuentra en la delimitación de cuencas sedimentarias, así como en la localización de estructuras que delimiten diferencias pronunciadas de densidad, como lo son domos de sal y yacimientos de menas minerales.

En magnetometría se miden las variaciones del campo magnético total que se encuentra influenciado principalmente por fenómenos magnetohidrodinámicos dentro del núcleo terrestre, y secundariamente por el efecto de las rocas sobre la superficie terrestre; este efecto se refleja con cambios en el campo

potencial magnético terrestre, atribuibles a la distribución de susceptibilidad magnética de las rocas.

El problema de interpretación físicamente corresponde a una inversión de un campo potencial: conociendo el campo potencial, resolver para el cuerpo fuente. La principal dificultad del problema es que la inversión es ambigua y no está unívocamente determinada, siendo infinito el número de cuerpos fuente que pueden producir un campo potencial dado en el espacio; el proceso de inversión debe por lo tanto conducir a una interpretación que sea consistente en términos geológicos. Si se cuenta con otras medidas geofísicas y evidencias geológicas, se puede reducir la ambigüedad de la solución y resolver para modelos más aproximados a la realidad geológica.

Objetivo:

El presente trabajo tratará de identificar las características estructurales principales de la Bahía de Todos los Santos, basándose en un modelo sencillo para la bahía, conforme con las anomalías residuales gravimétricas y magnéticas observadas, para poder elucidar sobre su lugar en el marco tectónico regional.

Descripción del área:

El área de estudio comprende a las provincias costeras del Pacífico que incluyen a la Bahía de Todos los Santos, y sus alrededores situada en el margen continental de la Península de Baja California, aproximadamente entre los $31^{\circ}42'$ y $31^{\circ}55'$ N; $-116^{\circ}36'$ y $116^{\circ}50'$ W. (Figura 7)

Trabajos previos:

La geología local regional está considerada con cierta extensión en el trabajo de Gastil et al (1975), refiriéndonos a ella más adelante. Allen et al (1960) publicó un trabajo sobre la falla de Agua Blanca, una de las tres fallas más importantes para la parte Norte de la Península de Baja California, y la --

estructura más importante para la Planicie Costera de Todos los Santos, refiriendo su posible relación con la falla de San Andrés.

Existen pocos trabajos geofísicos previos sobre el área. Gastil et al (1975) publicó un mapa de anomalías de Bouguer para el Estado de Baja California Norte, pero sin llegar a una interpretación detallada del mismo. Krause (1965) exploró las propiedades magnéticas del margen continental de Baja California; referente a la Bahía de Todos los Santos menciona una anomalía asociada a la falla de Agua Blanca, sin embargo encontró fluctuaciones muy grandes en el campo de anomalías magnéticas para toda la zona costera desde Ensenada hasta San Diego, que le impidieron establecer bien sus contornos en base a sus datos disponibles para esta región.

Moore (1969) realizó estudios de reflexión sísmica en la comarca continental fuera de la costa, mencionando las relaciones estructurales supuestas de la falla de Agua Blanca con los bloques y razgos fisiográficos regionales, y la posible continuidad de esta falla con la falla de San Clemente.

INSTRUMENTACION:

Los datos fueron adquiridos a bordo del buque Oceanográfico DM-20 de la Armada de México, durante el crucero Baja-75, con la participación del personal de la Armada de México, la Dirección General de Oceanografía y Señalamiento Marino (Secretaría de Marina, México), y el grupo de Geofísica - de la Universidad del Estado de Oregon (EEUU), como parte de un estudio geofísico marino del margen continental de la parte Oeste de la Península de Baja California; adquiriendo datos gravimétricos y magnetométricos.

Para el presente trabajo se utilizaron los datos medidos en la Bahía de Todos los Santos durante los días 5 y 6 de agosto de 1975.

Los datos gravimétricos se midieron utilizando un gravímetro marino Lacoste-Romberg # S-42, propiedad de la Universidad del Estado de Oregon, montado sobre una plataforma giroscópicamente estabilizada.

Los datos de magnetometría se midieron con un magnetómetro de precesión protónica marca Geometrics, propiedad de la Universidad del Estado de Oregon, arrastrado por un cable marino a aproximadamente 125 m detrás del barco para evitar interferencias.

El gravímetro y el magnetómetro fueron conectados a un sistema de computación Nova para adquisición de datos, quedando éstos almacenados en cinta magnética.

El posicionamiento dentro de la Bahía de Todos los Santos se efectuó con un sistema de radar Raytheon, modelo 101, propiedad de la Secretaría de Marina.

Para el procesamiento de datos se utilizaron las facilidades del Centro de Cálculo Electrónico del CICESE, que cuenta con dos computadoras Nova 1200 de 32 "K-bytes" de memoria cada una.

PROCESAMIENTO:

El procesamiento de datos comprende dos etapas principales: la de corrección y la de interpretación de los datos. Hablaremos primeramente sobre corrección de datos gravimétricos y magnetométricos, y posteriormente sobre la inversión de los datos corregidos.

I.- Correcciones:

A) Gravimetría:

Los datos de anomalías gravimétricas adquiridos en el campo deben de ser sujetos a reducciones que separen los efectos no asociados a las estructuras geológicas locales - que nos interesa conocer. Los efectos que interfieren con los datos medidos y por los que se debe de corregir comprenden:

- a) Aceleraciones horizontales por el movimiento del barco.
- b) Aceleraciones verticales por el movimiento del barco.
- c) Acomplamiento cruzado entre las aceleraciones horizontales residuales y verticales.
- d) Eötvös.
- e) Latitud.
- f) Deriva del instrumento.
- g) Campo gravimétrico regional.
- h) Efecto de Bouguer.

a) Aceleraciones horizontales por el movimiento del barco:

Las aceleraciones horizontales por el movimiento del barco son de la forma:

$$\ddot{x} = \ddot{x}_0 \cos(\omega t + \lambda) \quad -1-$$

y causan un decremento en la componente vertical del campo gravitatorio medido dada por (Harrison, 1960):

$$a_z = -(1./24.)m^2\ddot{x}_0^2/T^2 \doteq -m^2/2400. M^2 \quad -2-$$

donde ω es la velocidad angular del barco (frecuencia), λ es la fase, m es la masa del resorte en el gravímetro, $\ddot{x}_0$ es el promedio de aceleraciones horizontales durante el período de observación, T es la tensión del resorte y M es la masa que soporta el resorte. Manteniendo la razón de m/M menor a $5.0E-02$ se obtienen reducciones de aproximadamente una parte en $1.0E06$ para aceleraciones de 100000 mgal.

En la práctica el efecto se elimina con la plataforma giroscópicamente estabilizada, utilizando acelerómetros que actúan como servomotores que mantienen la plataforma horizontal con precisión de segundos de arco. (Dobrin, 1976).

b) Aceleraciones verticales por el movimiento del barco.

Siendo la componente del campo gravitacional terrestre -- principalmente vertical, el gravímetro no puede distinguir -- entre gravedad y aceleraciones verticales. El valor medido -- viene a ser:

$$(1./T) \int_0^T (g+\ddot{z}) dt = g + \left[\dot{z} \right]_0^T \quad -3-$$

donde T es el período de observación y z es la aceleración vertical del barco. La corrección se debe realizar para el término:

$$e = \frac{\dot{z}_2 - \dot{z}_1}{T} \quad -4-$$

manteniendo el período de observación tal que no tengan que -- considerarse efectos de segundo orden. (Harrison, 1960).

c) Acoplamiento cruzado entre las aceleraciones horizontales y verticales.

Las aceleraciones horizontales que no lograron ser filtradas por la plataforma giroscópicamente estabilizada pueden producir un gran error en las mediciones de gravedad por su efecto de acoplamiento cruzado con las aceleraciones verticales.

Cuando el brazo del gravímetro presenta un ángulo β con la línea horizontal, se produce un torque horizontal sobre el brazo dado por:

$$\gamma = mgD \sin\beta \frac{d^2x}{dt^2} \quad -5-$$

donde D es la longitud del brazo. LaCoste (1934) evaluó el efecto de este error en la lectura del gravímetro, estando da

do por:

$$e = \frac{d^2 x}{dt^2} \tan \beta \doteq \frac{d^2 x}{dt^2} \beta \quad -6-$$

donde el ángulo β varía periódicamente con el movimiento del barco de acuerdo a $\beta = \beta_0 + \beta_1 \sin(\omega t + \psi)$, donde ω es la frecuencia del movimiento del barco y ψ es la diferencia de fases entre las aceleraciones horizontales y verticales. (Dobrin, 1976).

Este error se evalúa internamente por una computadora que recibe datos sobre β y la aceleración horizontal, corrigiendo la salida de la lectura efectuada por el elemento sensor del gravímetro.

d) Eötvös:

El efecto Eötvös se origina del hecho que para un observador moviéndose en relación a la tierra, este experimenta una aceleración centrípeta diferencial, modificando el valor que midiera de la gravedad. Este efecto viene dado por:

$$\underline{a} = 2 \underline{\omega} \times \underline{v} \quad -7-$$

donde $\underline{a}$ es la aceleración diferencial, $\underline{\omega}$ es la velocidad angular de la tierra y $\underline{v}$ es la velocidad del barco. La componente vertical está dada por:

$$a_z = 7.487 V_E \cos \phi \quad -8-$$

donde V_E es la componente de la velocidad del barco en la dirección Este, ϕ es la latitud, y a_z viene dada en miligals.

e) Latitud.

El efecto de la latitud se obtiene considerando el esferoide de referencia, definido como la superficie que da el mejor ajuste a la superficie equipotencial a nivel del mar. Para este trabajo se utilizó la fórmula del campo gravitacional Internacional de referencia adoptado en 1967 para un valor de 980104.30 mgal en el "Commerce Pier", dada por:

$$\gamma_{67}(\text{mgal}) = 978031.85 (1. + 0.005278895 \sin^2 \phi + 0.000023462 \sin^4 \phi) \quad -9-$$

ϕ latitud geográfica.

f) Deriva del instrumento:

La deriva del gravímetro se cuantificó en base a las esta

ciones de referencia utilizadas para calibrar el instrumento ubicadas en San Diego, Ensenada, La Paz y Mazatlán.

g) Campo gravimétrico regional:

Las anomalías obtenidas una vez efectuadas las correcciones anteriores, están asociadas a los efectos geológicos tanto regionales como residuales, debiéndose eliminar el campo gravimétrico regional para separar los efectos locales.

Se utilizó el método de ajuste por polinomios de grado creciente, comenzando con el ajuste a los datos de un plano bidimensional en función de las coordenadas geográficas - $(x,y) = (lat,long)$:

$$Cx + By + A = g_0 \quad -10-$$

y se produce posteriormente a incrementar el orden de la superficie de ajuste, para segundo grado tendremos:

$$Fx^2 + Exy + Dy^2 + Cx + By + A = g_0 \quad -11-$$

se puede continuar incrementando el orden del polinomio - hasta el grado deseado, el campo residual queda finalmente - como:

$$g_{\text{residual}} = g_{\text{observado}} - g_n$$

donde g_n es el campo gravimétrico dado por el polinomio de ajuste de grado n. Para ahorrar espacio en la memoria de la computadora se pueden ir evaluando las diferencias después de cada ajuste, lo que permite evaluar sólo los coeficientes del grado en cuestión, aprovechando el cálculo efectuado para el grado inferior (Canales, comunicación personal).

Los sistemas de ecuaciones lineales corresponden a un caso sobredeterminado, el cual se puede resolver por mínimos cuadrados, y el método se discute en la parte III de esta sección.

h) Efecto de Bouguer:

La corrección de Bouguer toma en cuenta el déficit de densidad entre la columna de agua y el fondo, corrigiendo por la elevación. Para evaluarlo se ajusta un bloque de grosor igual a la diferencia de profundidad entre la superficie y el fondo, asumiendo que el bloque se extiende sobre las otras dos dimensiones al infinito, y con una densidad -

apropiada para compensar por la falta de material:

$$g_B = 2\pi G \rho h \quad -12-$$

donde G es la constante de gravitación, ρ es la densidad y h es el grosor del bloque (diferencia de profundidad).

B) Magnetismo:

Los datos magnéticos deben también de ser corregidos para extraer la información geológica local de los mismos. Las principales correcciones incluyen variación diurna, tormentas magnéticas y la corrección normal.

Las variaciones diurnas tienen un orden de amplitud de 25 nT en promedio con periodicidad aproximada de un día, y las cuales pueden separarse en una componente solar diurna y una componente lunar diurna. Esta corrección debe de considerarse en trabajos de precisión, debiéndose establecer para esto una estación fija para un área no muy extensa, y estar leyendo el valor del campo magnético a intervalos regulares de tiempo no muy largos. Como pueden ocurrir variaciones -- hasta del 100% del valor de la amplitud de este efecto a pocos kilómetros del lugar de muestreo, los registros que se mantienen en observatorios magnéticos son de utilidad solamente para estudios en áreas cercanas a los mismos (Dobrin, 1976).

No nos ocuparemos de tormentas magnéticas, por haberse efectuado la toma de datos durante un intervalo quieto magnéticamente (Lincoln, 1975).

La corrección normal toma en consideración los cambios -- en el tiempo y espacio del campo principal geomagnético terrestre, tanto en magnitud como en dirección. Este campo -- tiene dos fuentes, una de origen interno y otra de origen externo.

Como todo campo potencial, se puede expandir el campo magnético en función de armónicos esféricos, asociando cada armónico con una fuente interna o externa (el armónico más importante está relacionado a una fuente dipolar situada en el centro de la tierra). Para el presente trabajo se consideró el campo geomagnético de referencia adoptado por la Aso

ciación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía en el año de 1965.

El campo magnético regional se evaluó utilizando el método de ajuste de polinomios descrito en la evaluación del campo regional gravimétrico, y se encontraron los valores de anomalías residuales sustrayendo el valor calculado por la superficie de ajuste del valor observado.

II.- Inversión de los Datos:

El proceso de corrección de los datos nos permite utilizarlos con el fin de hacer una interpretación de los mismos en términos geológicos, esto se logra utilizando los principios de inversión de campos potenciales que a continuación brevemente se discuten, y que conducirán a establecer el modelo más adecuado en base a la información que se posea para la zona de estudio.

Despreciando la curvatura de la tierra, y considerando un sistema cartesiano coordenado de referencia x-y-z, con el plano x-y horizontal y el eje z normal al plano x-y positivo hacia abajo, tendremos que la anomalía de gravedad $g(x,y,z)$ para un punto de campo $P(x,y,z)$ sobre o bajo el plano x-y, causada por una distribución de densidad $p(x',y',z')$ bajo el plano, entre profundidades z_1 y z_2 , viene dada por: (figura 1). (Bott, 1973).

$$g = \iiint_{z_1}^{z_2} pG \frac{(z'-z)}{r^3} dz'dy'dx' \quad -13-$$

donde

$$r = ((x'-x)^2 + (y'-y)^2 + (z'-z)^2)^{.5}$$

y las coordenadas primas se refieren a puntos del cuerpo, -- las coordenadas no-primas a puntos del campo.

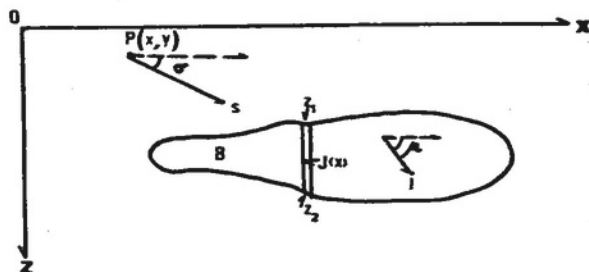


Figura 1: Cuerpo bidimensional que da origen a una -- anomalía magnética o gravimétrica sobre el punto P.

Para dos dimensiones se puede integrar desde $-\infty$ a $+\infty$ para una de las dimensiones la ecuación -13-, resultando:

$$g = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{z_1}^{z_2} \rho \frac{2G(z'-z)}{r^2} dz' dx' \quad -14-$$

esta ecuación tiene la forma:

$$g(x,y,z) = \iiint \rho(x',y',z') H(x'-x; y'-y; z'-z) dz' dy' dx' \quad 15-$$

Estas ecuaciones, 13, 14 y 15, nos definen la inversión de potencial que debemos efectuar. Si se especifica la función Kernel H, el problema de inversión es lineal, mientras que si se especifica la distribución de densidad, las incógnitas quedan dentro del kernel y el problema de inversión es no lineal.

Para datos digitales podemos aproximar las integrales -- por sumatorias, considerando cuerpos fuente con forma geométricas sencillas, por la ecuación:

$$g_i = \sum_{j=1}^m H_{ij} \rho_j \quad i=1,2, \dots, n \quad -16-$$

donde m es el número de cuerpos fuente, y n es el número de puntos de campo. La función Kernel H dependerá de la geometría del cuerpo considerado.

Para efectuar la corrección por la capa de agua, el problema de inversión es lineal, y utilizaremos para ello el kernel descrito por Talwani (1973), asumiendo un cuerpo fuente bidimensional de sección transversal poligonal - como aproximación (figura 2):

$$H_{ij} = 2G \frac{(x'_j - x_i)(z'_{j+1} - z_i) - (z'_j - z_i)(x'_{j+1} - x_i)}{(x'_{j+1} - x'_j)^2 + (z'_{j+1} - z'_j)^2} * \quad -17-$$

$$* ((x'_{j+1} - x'_j)(\theta_j - \theta_{j+1}) + (z'_{j+1} - z'_j) \log \frac{r_{j+1}}{r_j})$$

donde m viene a ser ahora el número de vértices del polígono.

El modelo estructural consiste en resolver para la geometría del cuerpo fuente conociendo la distribución de densidad, consideraremos un cuerpo fuente aproximado por bloques rectangulares bidimensionales, cuyo kernel esta definido por: (figura 3)

$$H_{ij} = 2G ((x'_{j+1} - x_i) \log(RC/RB) - (x'_j - x_i) \log(RD/RA) + \quad -18-$$

$$(z'_{j+1} - z_i) \phi_{CD} - (z'_j - z_i) \phi_{BA})$$

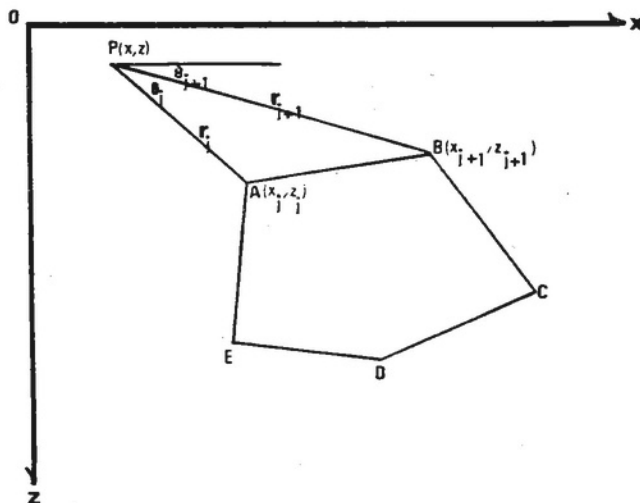


Figura 2: Geometría para un cuerpo bidimensional utilizado para interpretaciones gravimétricas y magnéticas: Polígono irregular.

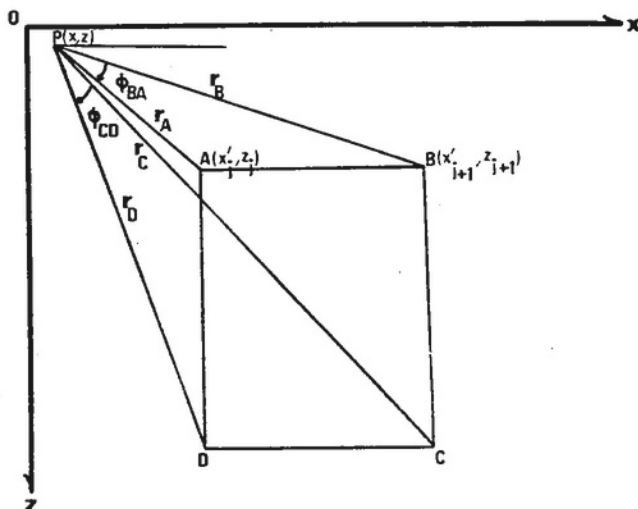


Figura 3: Geometría para un cuerpo bidimensional utilizado para interpretaciones gravimétricas y magnéticas: Bloque rectangular.

y tomando en cuenta que $(x_{m+1}, z_{m+1}) = (x_1, z_1)$.

Siendo el problema no lineal, se puede resolver iterativamente por relajación. El ajuste inicial se obtiene considerando un estrato equivalente en la superficie; para cada bloque se aproxima la profundidad utilizando el valor de gravedad al centro del bloque, utilizando el efecto de gravedad para un cuerpo de extensión infinita horizontal y profundidad desconocida (plano de Bouguer) dado por:

$$z'_2 = g_i / 2\pi G \rho_i \quad -19-$$

se calcula el campo de anomalías que este modelo produce g'_i , y se hallan los residuos con el valor medido g_i , residuo $r_i = g_i - g'_i$; con este residuo se ajustan nuevamente las profundidades de los bloques:

$$z_i = z'_i + r_i / 2\pi G \rho_i \quad -20-$$

continuyendo hasta la precisión deseada.

Para las anomalías magnéticas se resolverá el problema lineal magnético, utilizando los resultados de geometría obtenidos de gravimetría.

La anomalía magnética sobre un punto $P(x, y, z)$ causada por una distribución de magnetización $\underline{J}(x', y', z')$ bajo el plano x - y viene dada por: (Bott, 1973)

$$\Delta f = \iiint_{z_1}^{z_2} \nabla [\underline{J} \cdot \nabla (1./r)] dz' dy' dx' \quad -21-$$

donde el operador nabla se aplica sobre las coordenadas no-primas.

La componente medida a lo largo de la dirección definida por un vector unitario $\underline{s}$ puede hallarse sencillamente efectuando el producto vectorial interno $\underline{s} \cdot \Delta f$ que tiene la forma general en dos dimensiones:

$$\underline{\Delta f} = \iiint J(x', y', z') K(x'-x, y'-y, z'-z, \underline{s}, \underline{j}) dz' dy' dx' \quad -22-$$

donde $\underline{j}$ es un vector unitario en la dirección de magnetización y J es la intensidad de magnetización escalar.

Una estructura bidimensional de forma arbitraria puede representarse por un polígono irregular, utilizaremos las expresiones dadas por Talwani y Heirtzler (1964) para evaluar la función kernel.

Las componentes horizontal y vertical de la anomalía magnética están dadas por (figura 2):

$$V = 2. (J_x Q - J_z P) \quad -23-$$

$$H = 2. (J_x P + J_z Q)$$

donde:

$$P = \frac{(z_2 - z_1)^2}{(z_2 - z_1)^2 + (x_2 - x_1)^2} (\theta_1 - \theta_2) + \frac{(z_2 - z_1)(x_1 - x_2)}{(z_2 - z_1)^2 + (x_2 - x_1)^2} \log \frac{r_2}{r_1} \quad -24-$$

$$Q = \frac{(z_2 - z_1)(x_1 - x_2)}{(z_2 - z_1)^2 + (x_2 - x_1)^2} (\theta_1 - \theta_2) - \frac{(z_2 - z_1)^2}{(z_2 - z_1)^2 + (x_2 - x_1)^2} \log \frac{r_2}{r_1}$$

Las componentes del vector de magnetización $\underline{J}$ vienen dadas por:

$$J_x = J \cos A \cos (C - B) \quad -25-$$

$$J_z = J \sin A$$

donde A se refiere a la inclinación, B a la declinación y C al rumbo medido en sentido de las manecillas del reloj a partir del Norte Geográfico. Si la magnetización es inducida, $A = I$, inclinación del campo geomagnético terrestre; $B = D$, declinación del campo geomagnético terrestre, y $J = kF$, donde k es la susceptibilidad de la roca y F la magnitud de la intensidad total del campo.

Para encontrar la intensidad total para anomalías pequeñas respecto al campo total geomagnético, T; esta será la suma de las proyecciones de H y V a lo largo de la dirección de F, es decir:

$$T = V \sin I + H \cos I \cos (C - D) \quad -26-$$

III.- Solución de sistemas lineales:

Es muy importante considerar las fuentes de error sobre los sistemas de ecuaciones lineales a resolver. Consideraremos brevemente la condición de las matrices que definen los sistemas que se utilizan, y el método de mínimos cuadrados para resolver los sistemas de ecuaciones sobredeterminados.

a) Condición:

Considerando una matriz $\underline{A}$ (n-x-n) de rango r, $\underline{x}$ y $\underline{y}$ vectores, sea $Ax = y$ un sistema que nos define una transformación lineal de un espacio vectorial euclidiano n-dimensional de rango r "X", sobre otro espacio euclidiano del mismo rango y dimensión "Y", ambos con sistemas coordenados ortogonales de referencia, de manera que $y = Ax$ esta en "Y" para todo x esta en "X". En estas condiciones podemos encontrar para la matriz de transformación $\underline{A}$ dos matrices ortogonales unívocamente definidas $\underline{U}$ y $\underline{V}$, tales que si $\underline{A}$ no es singular (es decir, $\det(\underline{A}) \neq 0$), tendremos:

$$U^T A V = D \quad -27-$$

donde D es una matriz diagonal cuyos elementos son los valores singulares de la matriz A, y el índice T indica la matriz traspuesta.

$$D = \begin{vmatrix} \mu_1 & & & \\ & \mu_2 & & \\ & & \mu_3 & \\ & & & \mu_n \end{vmatrix} \quad -28-$$

donde los elementos de la diagonal estan arreglados de manera que:

$$\mu_1 \geq \mu_2 \dots \geq \mu_r > \mu_{r+1} = \dots = \mu_n = 0$$

Estos valores singulares son las raices cuadradas de los eigenvalores (necesariamente positivos) de la matriz simétrica AA^T y pueden encontrarse resolviendo el polinomio característico que resulta de la expansión del determinante:

$$\det (I\lambda - AA^T) = 0.$$

-29-

Geométicamente U y V están representando un cambio ortogonal de coordenadas en el espacio vectorial X tal que: - - (Forsythe y Moler, 1967).

$$x = Vx'$$

$$y = Uy'$$

-30-

de lo cual podemos obtener:

$$y' = U^T y = U^T A x = U^T A (Vx') = (U^T A V) x' = D x' \quad -31-$$

y en este nuevo sistema ortogonal de coordenadas se tiene la ventaja de que la transformación nos mapea cada eje coordenado de " x " sobre un único eje coordenado de " y ", multiplicado por un factor de magnificación.

Se puede demostrar que D esta mapeando a la esfera unitaria $S = \{x': \|x'\| = 1\}$ en un hiperelipsoide $E = DS$ de vectores y' , donde las longitudes de los ejes del elipsoide quedan determinadas por los valores singulares de la matriz A , tal que:

$$\frac{y_1'^2}{\mu_1^2} + \dots + \frac{y_n'^2}{\mu_n^2} = 1 \quad r=n \quad -32-$$

$$\frac{y_1'^2}{\mu_1^2} + \dots + \frac{y_n'^2}{\mu_n^2} \leq 1 \quad y_{r+1}' = \dots = y_n' = 0 \quad r < n$$

En la práctica, es factible que el vector y contenga - - errores de medición; el efecto de estos errores sobre el vector x que deseamos conocer, sujeto a una transformación lineal $Ax = y$, puede verse que esta dado resolviendo:

$$A(x + \delta x) = y + \delta y$$

-33-

$$Ax + A \delta x = y + \delta y$$

esta ecuación se puede dividir en un sistema exacto y otro - sistema de errores quedando:

$$\frac{\|\delta x\|}{\|x\|} \leq \|A\| \cdot \|A^{-1}\| \frac{\|\delta y\|}{\|y\|} \quad -35-$$

El número $\|A\| \cdot \|A^{-1}\|$ se define como la condición de la matriz A , y viene dado por la razón de los valores singulares μ_1/μ_n definidos en la ecuación -28-, denotándolo por $\text{cond}(A)$.

La condición es una medida de la máxima distorsión que tienen los ejes de la esfera al ser mapeados sobre el hipere-lipsoide definido en la ecuación -32-. Por supuesto que si $\text{cond}(A) = 1$. no existe distorsión y la esfera unitaria no se deforma (únicamente ocurre una traslación, rotación y dilatación al aplicar la transformación).

La ecuación -35- muestra explícitamente la importancia de la condición de la matriz A sobre la precisión del sistema; puesto que un incremento de un orden de magnitud en la $\text{cond}(A)$ significa un incremento del mismo orden de magnitud en la incertidumbre relativa del vector solución x .

En gravimetría resolvemos el sistema lineal $Hp = g$ (ver la ecuación -16-). En general se puede decir que la matriz kernel esta muy mal condicionada, y $\text{cond}(H)$ se incrementa exponencialmente con la profundidad (Bott, 1973). La condición se deteriora aproximadamente como $\exp(2\pi \Delta z/L)$ donde la longitud de onda equivalente L es aproximadamente 2.2 anchos de bloque. Esta inestabilidad es análoga a la encontrada para longitudes de ondas cortas, las cuales se incrementan selectivamente en orden exponencial en la continuación hacia abajo del campo potencial, y constituye una característica inherente de la ecuación de Laplace.

Para estabilizar y mejorar la condición del sistema se deben de evitar longitudes de onda cortas, pudiéndolo hacer convolucionando con un filtro apropiado, controlando el ancho de los bloques respecto a la profundidad o controlando los intervalos de muestreo. Para el presente trabajo se utilizó un filtro por convolución dado por los términos de una ventana de Hamming (Canales, comunicación personal), y cuyo espectro esta dado en la figura 4.

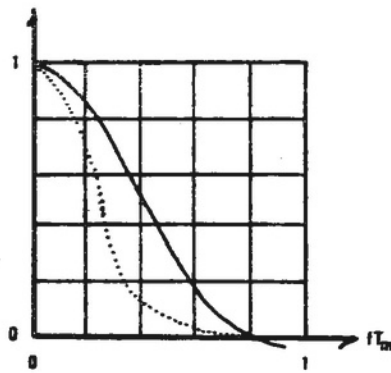


Figura 4: Espectro de la ventana de Hamming (línea sólida).

$$F(z) = .23z^{-1} + .54 + .23z$$

y espectro del filtro aplicado a los datos de este estudio: (puntos)

$$F'(z) = (F(z))^5$$

El eje horizontal en función de la frecuencia F y período máximo T_m . Eje vertical muestra las amplitudes relativas.

El kernel de los datos magnéticos está un poco mejor condicionado que el kernel gravimétrico, y la discusión anterior es válida para el caso magnético. Una característica extra es que el kernel magnético es sensible también a longitudes de onda muy grandes que deterioran la $\text{cond}(K)$ y lo cual se puede controlar evitando bloques demasiado anchos respecto a su profundidad, y quitando si es posible longitudes de onda largas con un filtro apropiado.

b) Método de mínimos cuadrados para resolver el sistema sobredeterminado de ecuaciones lineales.

Para un sistema lineal:

$$Ax = y$$

-36-

con la matriz A (m por n) con $m > n$, se puede demostrar que la solución x que minimiza el error cuadrático medio vie

ne dada por:

$$x = (A^T A)^{-1} A^T y \quad -37-$$

el sistema de ecuaciones -37- conocido como ecuaciones normales, constituye la solución formal del sistema. Sin embargo, como lo indica Forsythe y Moler (1967), la deducción de estas ecuaciones normales es idéntica a la deducción de las matrices de Hilbert, caracterizadas por estar muy mal condicionadas.

Un método alternativo, que utilizaremos en este trabajo, es debido a Golub (1965), y en el cual se trabaja directamente con el sistema sobredeterminado, evitando formar las ecuaciones normales.

El principio del método es hallar una matriz ortogonal - Q, formada por el producto de n reflexiones ortogonales - de Householder:

$$Q = P_n \cdot \dots \cdot P_2 \cdot P_1 \quad -38-$$

donde P tiene la forma:

$$P = I - (1/\beta) U U^T \quad \beta = \|U\|^2 \quad -39-$$

de manera que QA = R, donde R es una matriz triangular superior, y el sistema se convierte en:

$$Rx = Qy \quad -40-$$

la solución que minimiza el error cuadrático medio queda determinada por la solución del sistema triangular cuadrado:

$$\bar{R}\bar{x} = \bar{c}$$

que puede resolverse por eliminación, y donde $\bar{c}$ contiene - los n primeros elementos del vector $c = Qy$.

RESULTADOS:

I.- Preliminares:

La localización de los datos se efectuó con el posicionamiento del radar, utilizando 8 estaciones fijas de referencia en el Area de la Bahía. Se efectuaron lecturas cada 5 a 10 minutos de rumbo y velocidad del barco, distancia y marcación al punto de referencia, y se interpoló linealmente para obtener las coordenadas geográficas utilizando coordenadas - polares de la posición del buque cada minuto. El error en - la posición va a depender de la claridad con que se localicen los puntos de referencia, y el lapso de tiempo que dure la lectura de las lecturas del radar. No se cuenta con ninguna indicación que permita determinar cuantitativamente una estimación en las posiciones del buque, sin embargo lo pequeño del área y el número de puntos de referencia hacen muy - confiables las lecturas.

Los datos de gravedad y magnetismo se digitalizaron durante el crucero a intervalos de 30 segundos (aproximadamente 127 m a 8.2 nudos) y para el presente estudio se utilizó un intervalo de 120 segundos (508 m a 8.2 nudos).

Las lecturas de gravedad fueron ajustadas a valores decimales en miligals, mediante la tabla de ajuste para el gravímetro utilizado.

Hay que recalcar que un cambio de rumbo implica aceleraciones centrífugas notables sobre el gravímetro, por lo que se excluyeron datos para permitir la estabilización del instrumento, aproximadamente en un lapso de 5 a 15 minutos dependiendo del ángulo virado.

El mapa de la figura 7 muestra el posicionamiento final. Los puntos indican los lugares en los que se fijaron los datos.

II.- Correcciones:

A) Gravimetría:

Las correcciones por aceleraciones horizontales y por el acoplamiento cruzado entre las aceleraciones horizontales residuales y verticales se evalúan automáticamente por el equipo electrónico de adquisición de datos, y no nos ocuparemos de ellos. La corrección por aceleraciones verticales por el movimiento del barco se efectúa usando un período de 180 segundos para el gravímetro utilizado, lo cual hay que considerar para el retraso respectivo en la salida de la lectura de gravedad. Este intervalo de promedio limita la respuesta - del gravímetro a anomalías de períodos largos

El efecto Eötvös es muy importante por su influencia en las lecturas de gravedad, y es generalmente el más limitativo para la precisión de los datos tomados en el mar. Se - - efectuó la corrección utilizando el registro de rumbo y velocidad del barco durante el crucero de acuerdo a la ecuación -8-. Una estimación del error debido a este efecto puede - calcularse considerando que dentro de la Bahía se mantuvo -- una velocidad de 8.23 ± 1.1 nudos (97% de confianza), lo que resulta en un error máximo esperado de aproximadamente 0.7 - mgal promedio para nuestros datos.

La corrección por elipticidad de la tierra se cuantificó tomando una latitud fija de $31^{\circ} 52'$, con una gravedad teórica de 979472.6707 mgal, y asumiendo un gradiente uniforme para toda la zona de estudio. El valor de la corrección es de aproximadamente 0.728 mgal/km de desplazamiento Norte-Sur.

La deriva del instrumento fue muy leve durante el intervalo de muestreo: 4.559 a 4.604 mgal en 10.6 horas, referidos al inicio del crucero.

La corrección por el campo gravitacional regional se evaluó utilizando las coordenadas geográficas trasladadas con - un origen en 31°N , 116°W . Se hizo un ajuste desde primer - grado hasta octavo, la figura 5 muestra los errores de ajuste en función del grado del polinomio. Se decidió utilizar un polinomio de quinto grado para evaluar la tendencia regiou

nal en este estudio.

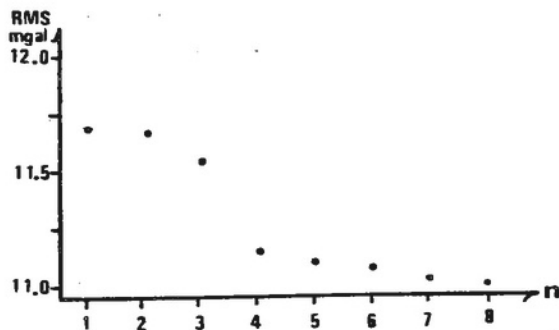


Figura 5: Error cuadrático medio en función del orden - del polinomio de ajuste n, para ajuste de los datos gravimétricos.

Los coeficientes del polinomio quedaron como sigue:

$$\begin{aligned}
 g_{\text{regional}} = & 7192.17 - 2.34769 x - 2.98716 y + \\
 & 62.1738 x^2 + 136.477 xy + 74.904 y^2 + 2747.4 x^3 + \\
 & 9866.99 x^2 y + 9707.64 xy^2 + 3485.20 y^3 - \\
 & 52250.8 x^4 - 226971. x^3 y - 368394. x^2 y^2 - \\
 & 264775. xy^3 - 71100.5 y^4 + 6635.27 x^5 + 44071.0 x^4 y + \\
 & 112981. x^3 y^2 + 141003. x^2 y^3 + 86155.0 xy^4 + 20695.7 y^5
 \end{aligned}$$

La figura 8 muestra el mapa de anomalías de aire libre - resultantes de sustraer el campo regional de las anomalías - observadas. Una característica del método de polinomios es que da como resultado una compensación entre valores positivos y negativos.

Una estimación de la precisión esperada de los datos puede obtenerse considerando las intersecciones de las trayectorias del barco. Se obtuvo de esta forma una distribución -- del error del ajuste en valores de intersecciones de 1.09 ± 0.24 mgal (95% de confianza); este error es el resultado de la combinación de errores en la localización precisa del barco, errores debidos al efecto Eötvös y la dificultad de man-

tener el rumbo del barco estable. En general se puede decir que los datos tienen muy buena precisión para los fines de este estudio.

La corrección de Bouguer se hizo utilizando la batimetría publicada por la Secretaría de Marina (1975), y asumiendo una densidad para la capa de agua de 1.03 gm/cm^3 . Esta corrección debe de hacerse sobre los datos de anomalías de Aire Libre, las cuales se obtuvieron sustrayendo el campo gravimétrico regional por ajuste de polinomios, resultando en anomalías relativas con un promedio en cero; para obtener valores de anomalías relativos a la zona de estudio, debemos ajustar la escala de los valores, habiéndose utilizado para esto un valor fijo de -30.0 mgal para todos los puntos, siguiendo los resultados obtenidos por Gastil et al (1975). El mapa resultante se muestra en la figura número 9 de anomalías de Bouguer.

B) Magnetismo:

Los datos magnéticos se corrigieron del campo geomagnético principal, utilizando una subrutina IGRF (Gemperle, comunicación personal) que evalúa las componentes del campo geomagnético de referencia. Los valores obtenidos por la subrutina son de una inclinación de aproximadamente 13.65° para toda el área, y una declinación de 57.4° . La intensidad total del campo es alrededor de 48800 a 48900 nT .

No se efectuó corrección por tormentas magnéticas como se indicó anteriormente, y las fluctuaciones encontradas (un rango de 1100 nT) no hacen necesaria la corrección por variación diurna para los fines de este estudio.

La tendencia del campo geomagnético de anomalías regionales se determinó ajustando superficies definidas por polinomios a los datos hasta el quinto grado; la figura 6 muestra la gráfica de los errores de ajuste en función del grado del polinomio. Debido a que los datos son sensibles a deteriorar su condición para longitudes de onda largas, y la poca ganancia en la disminución del error que se obtiene con el ajuste

te de polinomios de grados no lineales, se decidió utilizar solo un ajuste de primer grado para los transectos que se invirtieron.

El mapa de la figura 10 muestra las anomalías magnéticas obtenidas de la sustracción por corrección normal, definida por el campo geomagnético de referencia. Se estimó también el error de ajuste con las intersecciones de las trayectorias de barco, obteniendo una distribución de error de 33.8 ± 16 nT (95% de confianza), que comparado con los gradientes encontrados es bastante aceptable.

III.- Inversión:

Se resolvió el problema no lineal de inversión para gravimetría, especificando un contraste de densidad de -0.65 gm/cm^3 entre los sedimentos y el basamento, y resolviendo para la profundidad de acuerdo al método descrito en procesamiento. La figura 11 muestra el resultado de la inversión del transecto A-A' (ver la figura 7); se realizaron 15 iteraciones y se obtuvo un error cuadrático medio de 1.9 mgal, el error es inferior a la precisión estimada de los datos, lo que puede reflejar que el modelo propuesto es demasiado sencillo para la realidad de la región, pero no se tienen otros datos que permitan ajustar un modelo más real. La figura 12 muestra la inversión para el transecto B-B', se realizaron 10 iteraciones y se obtuvo un error cuadrático medio de 0.97 mgal.

Para el problema magnético se hizo una inversión lineal utilizando las profundidades obtenidas para los bloques por la inversión de gravimetría y resolviendo para la intensidad de magnetización. La figura 11 muestra los resultados para el transecto A-A' obteniéndose un error de ajuste de 5.5 nT, se utilizó una variación para la declinación remanente, para ver cual corresponde al mejor ajuste. Los resultados muestran un ajuste con error mínimo para declinación de 0° (Norte). La figura 12 muestra los resultados obtenidos para el transecto B-B', con un error de ajuste

de 15.5 nT. Se asumió una magnetización inducida, con inclinación del campo geomagnético de 13.83° y declinación de -57.42° . El grosor de los bloques utilizado fue de 500 m.

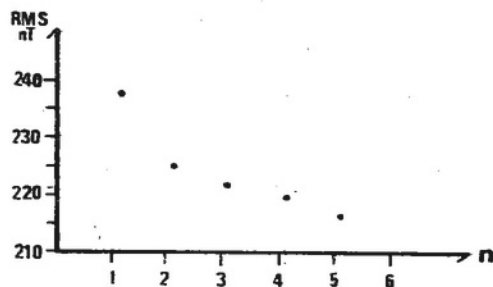


Figura 6: Error cuadrático medio en función del grado - del polinomio de ajuste n , para ajuste de datos de anomalías magnéticas a superficies bidimensionales.

Figura 7: Bahía de Todos los Santos. El mapa muestra los transectos efectuados durante la toma de datos (números 1 al 10). La batimetría de la Bahía está representada aproximadamente con las isobatas de 6, 10, 20 y 100 brazas.

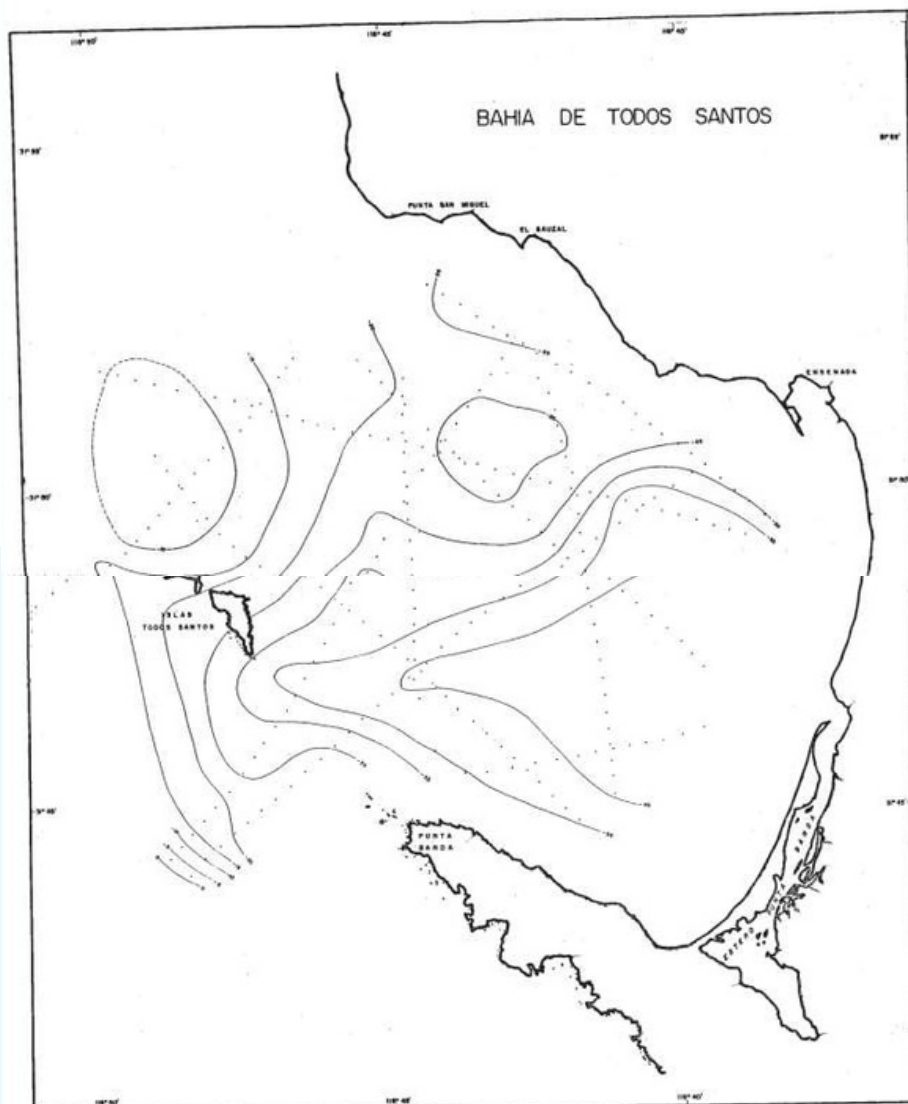


Figura 8: Anomalías de Aire libre, Bahía de Todos los Santos. Los contornos tienen un intervalo de 5 mgal. El error estimado para los datos es de 1.09 ± 0.24 mgal.

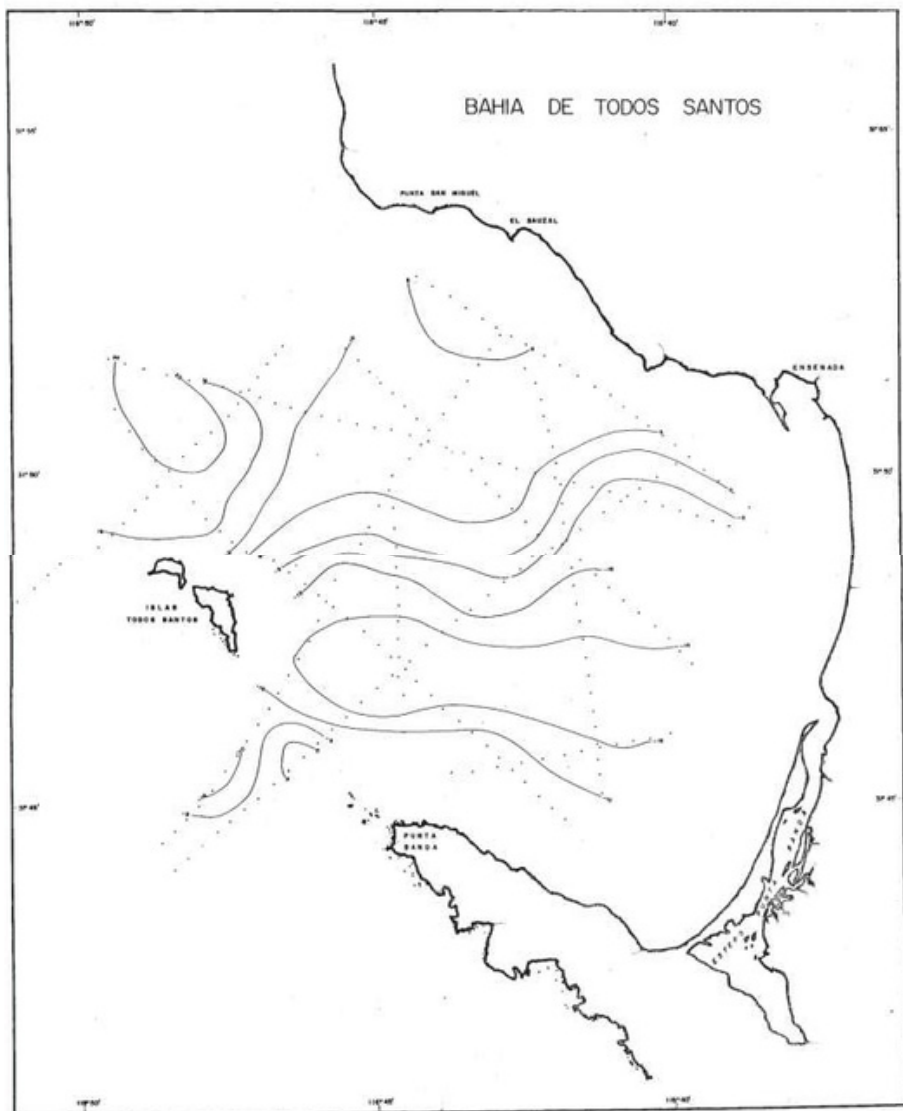


Figura 9: Anomalías de Bouguer, Bahía de Todos los Santos. Los contornos tienen un intervalo de 5 mgal.

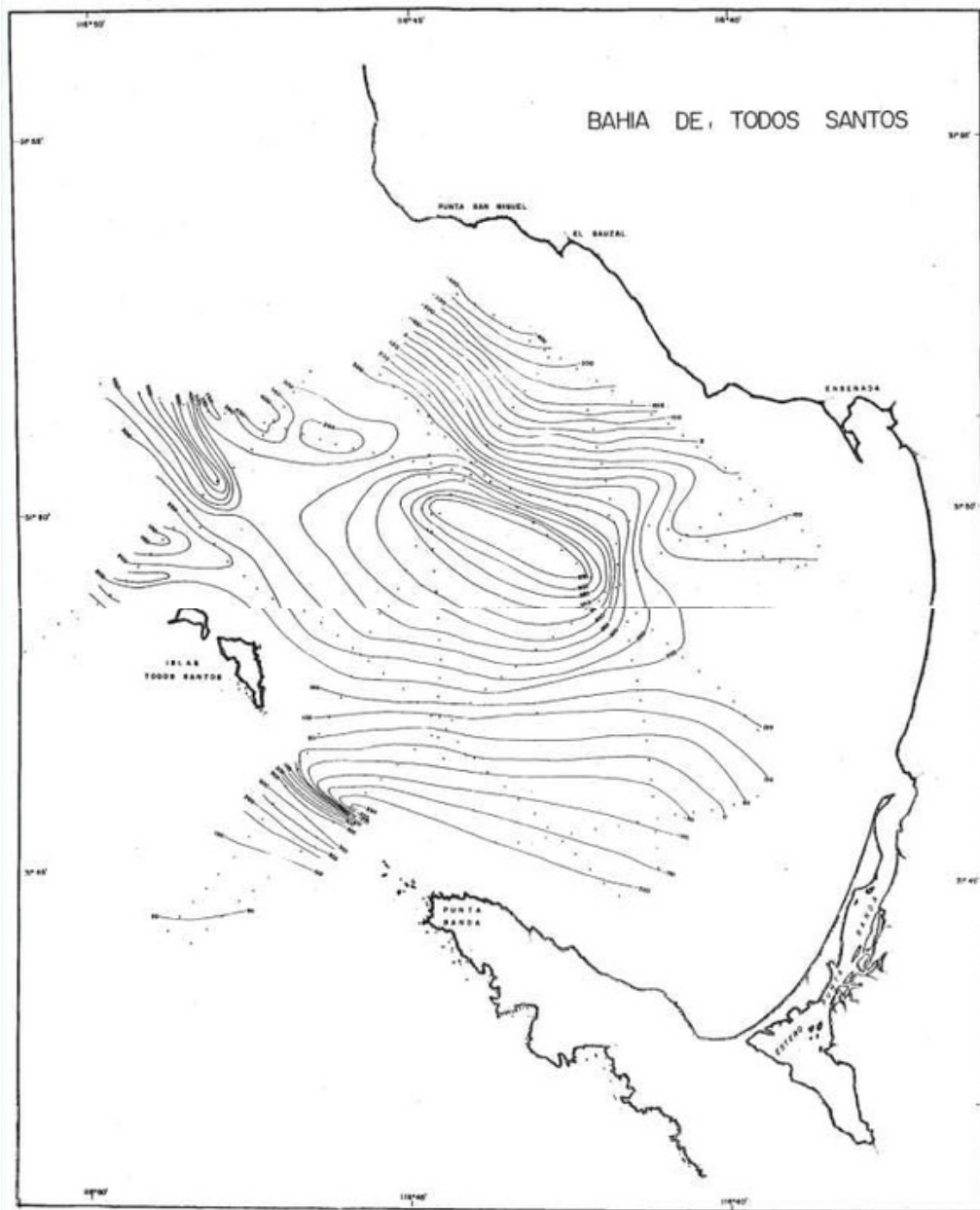


Figura 10: Anomalías magnéticas, -
Bahía de Todos los Santos. Los contor-
nos tienen un intervalo de 50 nT. El -
error estimado de los datos es de - --
 33.8 ± 16 nT.

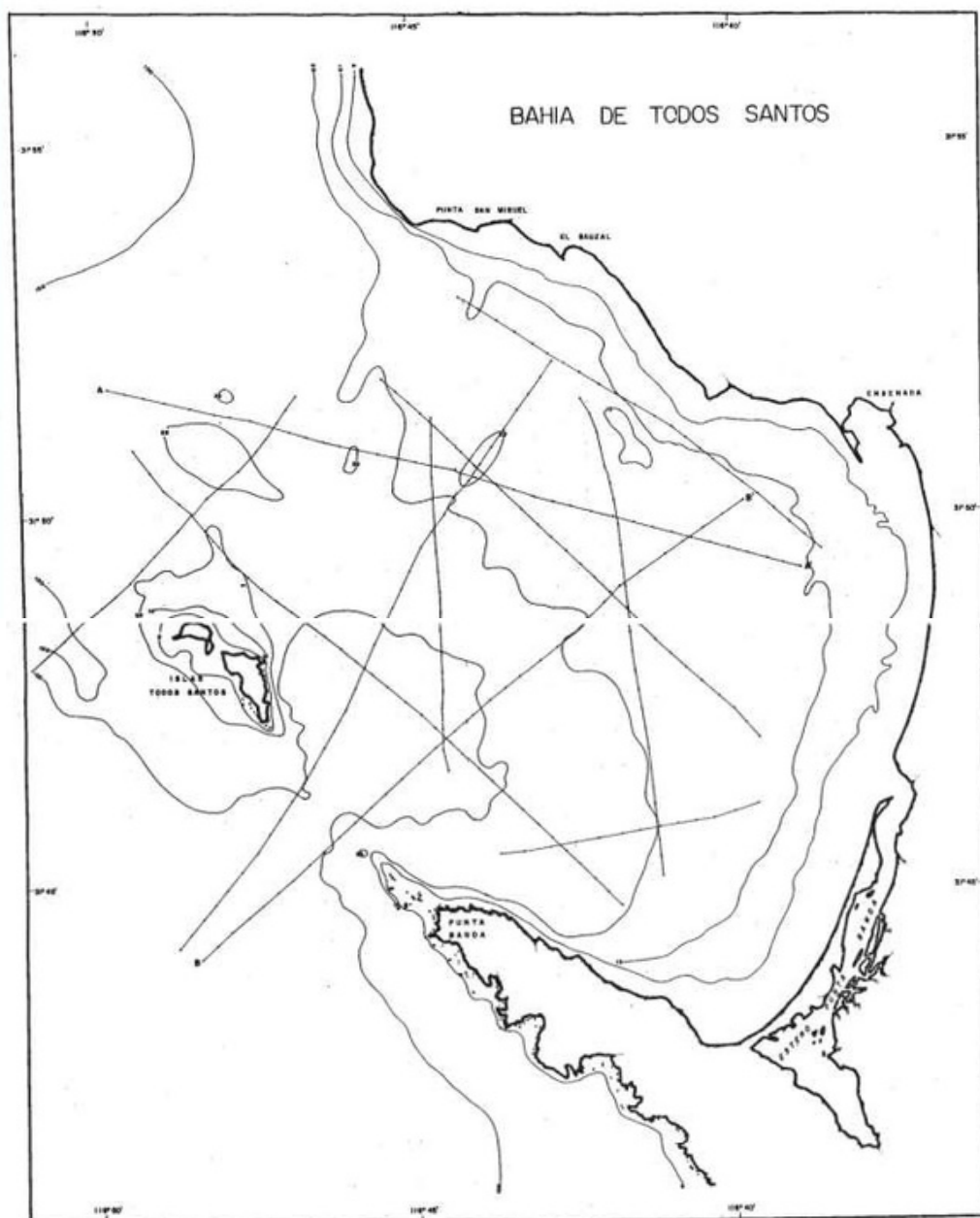


Figura 11: Modelo estructural bidimensional resultante de la inversión de los datos para el transecto A-A'. La primera gráfica muestra las anomalías gravimétricas observadas (línea continua) y las calculadas con el modelo (puntos). La segunda gráfica muestra las anomalías magnéticas observadas (línea continua) y las calculadas con el modelo (puntos). La tercera gráfica muestra la Intensidad de Magnetización para los bloques del modelo. La cuarta gráfica indica la configuración resultante del modelo para este transecto.

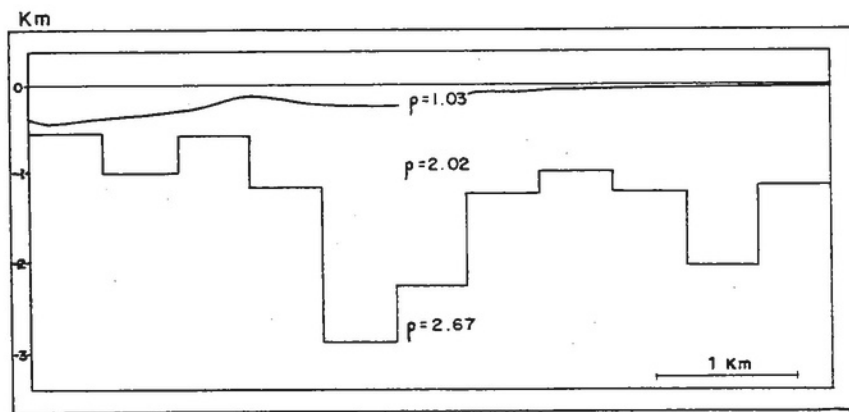
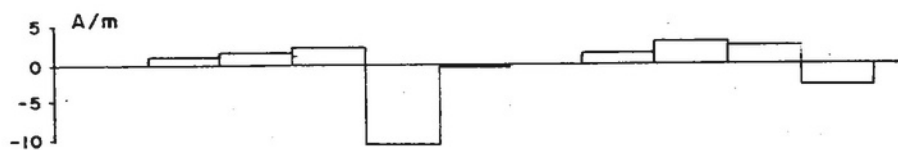
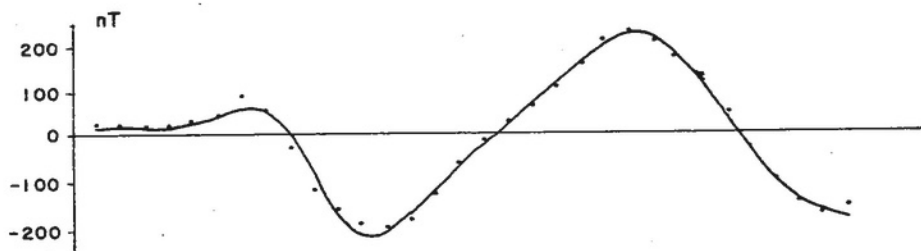
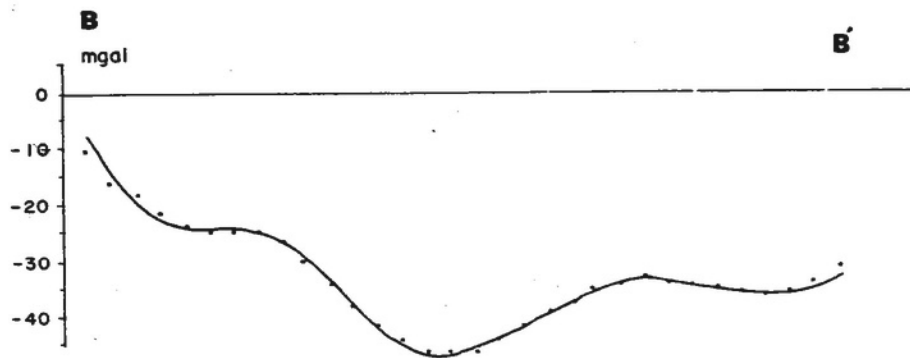
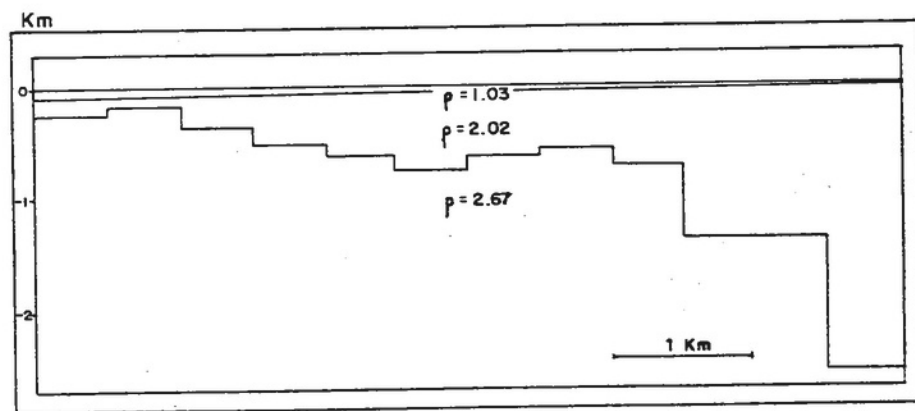
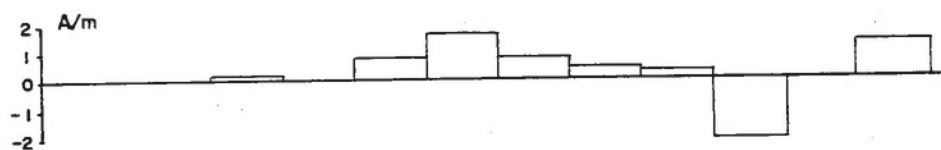
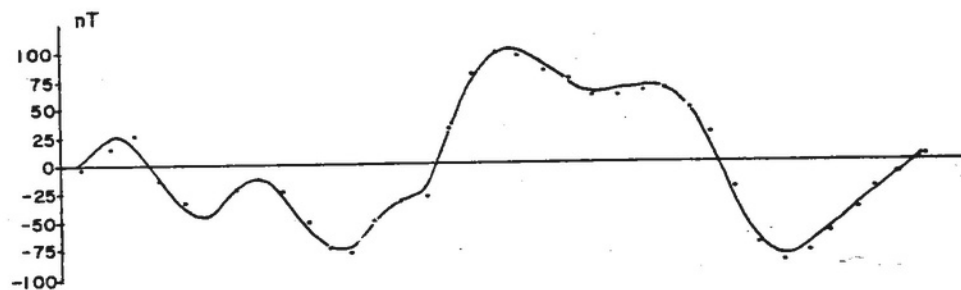
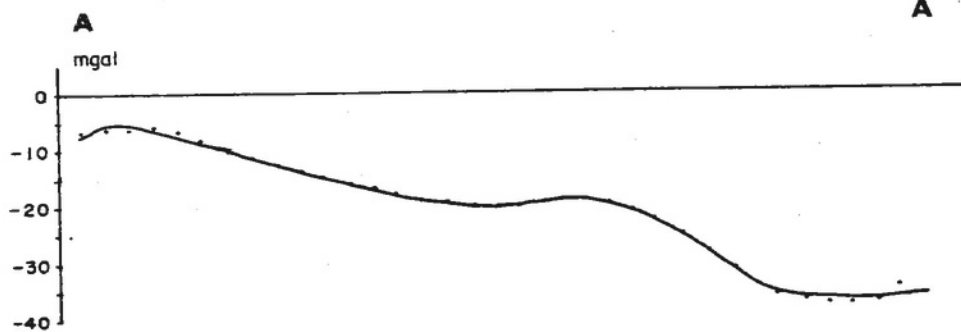


Figura 12: Modelo estructural bidimensional resultante de la inversión de los datos para transecto B-B'. La primera gráfica muestra las anomalías gravimétricas observadas (línea continua) y las calculadas con el modelo (puntos). La segunda gráfica muestra las anomalías magnéticas observadas (línea continua) y las calculadas con el modelo (puntos). La tercera gráfica muestra la Intensidad de Magnetización para los bloques del modelo. La cuarta gráfica indica la configuración resultante del modelo para este transecto.



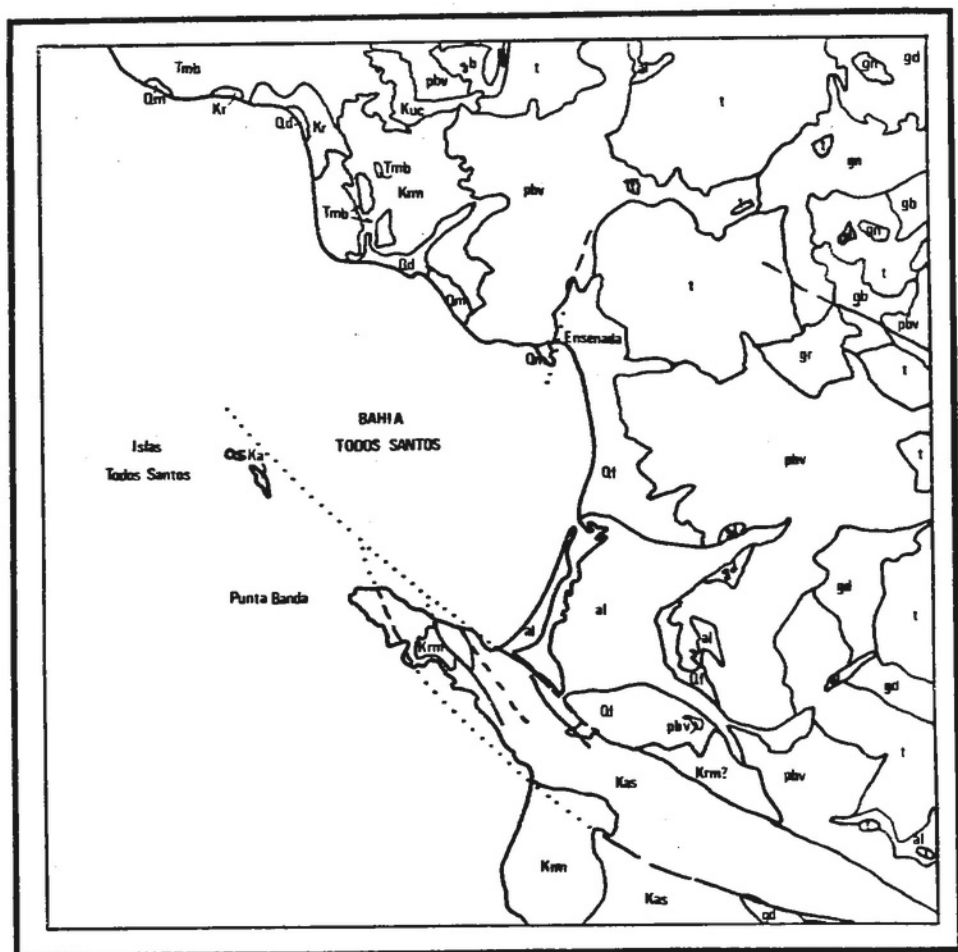


Figura 13: Unidades de Roca. Bahía de Todos los Santos y alrededores. (Tomado de Gastil et al, 1975).

Figura 13: Nomenclatura.

ROCAS SEDIMENTARIAS POST-BATOLITICAS:

CUATERNARIO

al	aluvión
Qd	médanos
Qm	marina
Qf	fluvial

CRETACICO SUPERIOR

Kr	Grupo Rosario
Krm	marina
Kuc	Formación Redondo

ROCAS VOLCANCIAS POST-BATOLITICAS:

Tmb	basalto y andesita basáltica del Mioceno
-----	--

ROCAS BATOLITICAS:

gd	granodiorita
t	tonalita
gr	no-diferenciada
gb	gabro

ROCAS PRE-BATOLITICAS:

Ka	Formación Alisitos
Kas	sedimentaria
pbv	volcánica no-diferenciada
gn	gneiss

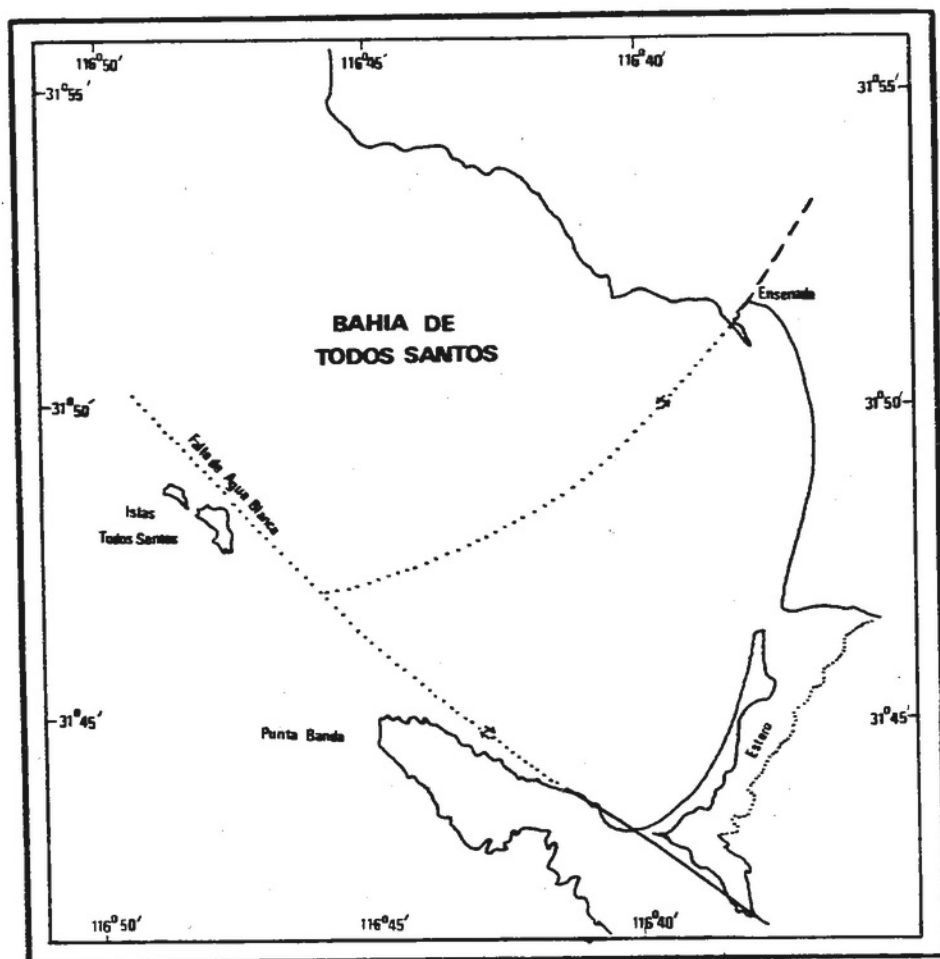


Figura 14: Sistema de fallas en la Bahía de Todos los Santos. El mapa muestra la falla principal de Agua Blanca y la probable trayectoria de la falla de segundo orden asociada.

DISCUSION:

I.- Razgos Geológicos de la zona:

Es conveniente considerar, antes de discutir sobre las evidencias geofísicas para la estructura del área de estudio la geología regional del área circundante para tener un marco de referencia que haga consistente el modelo propuesto.

La historia geológica de Baja California esta caracterizada por tres eventos importantes: La formación de los cinturones de rocas Prebatolíticas; la culminación de la orogénesis asociada con el emplazamiento del batolito, conocido como el Evento Térmico del Mesozoico; y la actividad postorogénica tectónica del Cretácico Superior y principios del Terciario. (Gastil et al, 1975).

El terreno de rocas prebatolíticas ha sido intruido y metamorfozeado por el cinturón de batolitos, incrementándose el grado de metamorfismo hacia el Este de la Península. En la actualidad se pueden reconocer cuatro cinturones de rocas prebatolíticas: uno en el margen continental y tres en la Península.

El cinturón sumergido, conocido como "Cinturón Franciscano", no aflora en el Estado de Baja California Norte; constituye gran parte del margen continental y está formado principalmente por depósitos eugeosinclinales.

El segundo cinturón, de rocas del Mesozoico, está constituido principalmente por dacita y andesita volcánica y piroclástica y por basalto y riolita secundariamente. Estas rocas están generalmente alteradas y recristalizadas. Es este cinturón el que más nos interesa para la región de estudio y se extiende a lo largo de la vertiente del Pacífico de la Península.

El tercer cinturón, de Lutita-Arenisca, localizado al Este del cinturón volcánico, está constituido de sedimentos derivados de un terreno volcánico, y el cinturón más Orien-

44

tal, conocido como cinturón Metasedimentario del Paleozoico, está constituido de sedimentos alterados ricos en carbonato de calcio, posiblemente del tipo miogeosinclinal. Tanto el cinturón de Lutita-Arenisca como el Metasedimentario del Paleozoico no tienen representantes en la región de Ensenada.

El Evento Térmico del Mesozoico es parte de todo un cinturón de batolitos asociados a la actividad de una Trincheras. De acuerdo al modelo de Tectónica de Placas para la región del Pacífico Norte, debió existir una Placa entre las actuales Placas del Pacífico y América, conocida como Placa de Farallón, (McKenzie y Morgan, 1969; Atwater, 1970); esta Placa oceánica se originaba a lo largo de la Cordillera del Pacífico del Este y era consumida por la Trincheras a lo largo de la frontera occidental de la Placa de América, a una razón mayor que la velocidad de formación. En esta Trincheras, con acumulación de depósitos eugeosinclinales principalmente, los sedimentos son llevados hacia el Manto a medida que la Placa migra bajo la zona de subducción, cuando se llega a la zona de baja velocidad en el Manto, entre 80 y 290 Km de profundidad (zona sísmica intermedia), la mezcla de material hiperfusible de estos sedimentos con material basáltico vítreo intersticial en el Manto y la adición de agua, es lo que forma rocas volcánicas andesíticas que producirán un emplazamiento ígneo en la superficie (Coats, 1962; Hatherton y Dickinson, 1969).

El emplazamiento del batolito continuará mientras la Trincheras sea activa; como la velocidad de formación de la Placa de Farallón es menor que su velocidad de consumo, tendremos un desplazamiento neto del centro de dispersión del Pacífico hacia la Trincheras y en tanto que la subducción no es normal al centro de dispersión, el cual no es continuo sino que presenta desalineamientos delimitados por zonas de fractura (fallas transformadas), tendremos que el centro de dispersión alcanzará a la Trincheras en intervalos de tiempo distintos. Al tiempo que ocurra este suceso cesará la subducción y el sistema evolucionará como dos juntas triples separadas por una falla transformada; esto ocurrió hace 30 millones de años mínimo, a la altura de la ciudad de Guaymas (Sonora, México) y originó el movimiento actual de la Falla

de San Andrés, (McKenzie y Morgan, 1969; Atwater, 1970).

El emplazamiento se completó para Baja California aproximadamente hace 20 millones de años, a lo cual siguió una época de actividad postorogénica. Esta actividad incluye - el levantamiento, enfriamiento y erosión de las Cordilleras Peninsulares; esto representa un gran aporte de sedimen- -- tos que fueron acarreados hacia el Océano Pacífico y deposti- -- tados cerca de la línea costera actual; los depósitos del Cretácico Superior se derivaron totalmente de rocas graníti- -- cas y metavolcánicas de las parte central y occidental de - la Península, resultando en depósitos de sedimentos tipo - "molasse" de conglomerados y arcosas sobre la plataforma -- continental.

El Oligoceno y el Mioceno constituyeron un período de - dilatación que resultó en la fractura de la corteza, la - - cual originó bloques que se hundieron, inclinaron y, en - - algunos lugares, comprimieron. Aparentemente, entre hace - 11 y 5 millones de años, la unión entre continente y océano fue lo suficientemente caliente y débil para que todo el mo- -- vimiento se efectuara a lo largo del margen continental. - Sin embargo, hace 5 millones de años, la unión se enfrió lo suficiente para que la rigidez de la depresión del entonces protogolfo de California fuera competente con ella y el sis- -- tema de movimiento migró iniciando la abertura del Golfo - (Atwater, 1970), teniendo como resultado un volcanismo aso- -- ciado y metamorfismos locales.

Por último, durante el Pleistoceno y Holoceno hubo una formación de terrazas y depósitos afines, relacionados a - cambios en el nivel del mar por las glaciaciones.

La figura 13 muestra la distribución de las rocas encon- -- tradas en los alrededores del área de la Bahía de Todos San- -- tos, (Gastil et al, 1975). El principal rasgo estructural en la Bahía es la Falla de Agua Blanca (Allen et al, 1960), la cual tiene una tendencia anómala al sistema de San - - Andrés, transversal a las Cordilleras de Baja California. - Es esta falla la que ha dado su configuración a la Bahía. -

Debido a que la velocidad de dispersión no es la misma en los diferentes centros de dispersión que hallamos a lo largo del sistema en el Golfo de California, el movimiento relativo de la Península es mayor hacia el Sur que hacia el Norte, esto - ha dividido en bloques a la Península de Baja California con diferentes velocidades de migración. Para el Estado de Baja California tenemos a la Falla de Agua Blanca dividiendo en -- dos a la parte Norte de la Península: la Península Estable - Norte y la Península Estable Central (Gastil et al, 1975), con un posible desplazamiento lateral-derecho de 15 Km (Krause, - 1965). Es claro que podemos asociar la Falla de Agua Blanca con el movimiento actual de la Falla de San Andrés, iniciado hace 30 millones de años, en el Oligoceno.

El límite Este de la Falla de Agua Blanca forma el escarpe de Valle Trinidad y continúa con rumbo N 80° W a Rancho - Zacatón, donde cambia a un rumbo de N 50° W; en el Valle de - Santo Tomás se bifurca y continúa con el mismo rumbo hacia -- Punta Banda, mientras que la falla Sur, de Santo Tomás, conti núa con rumbo N 80°W hacia el Pacífico. Es muy posible que - la Falla de Agua Blanca se continúe al mar hasta la Falla de San Clemente (Moore, 1969).

II.- Evidencias Geofísicas:

La batimetría no es muy desigual en la Bahía, y el razgo más importante de la topografía submarina es la presencia de un cañón submarino, delimitado por la isobata de las 100 brazas en la figura 7. La figura 8 muestra el mapa de anomalías de Aire Libre; es notorio el efecto del cañón sobre las anoma lias, que tienden a seguir la topografía para zonas profundas.

La figura 9 muestra el mapa de anomalías de Bouguer, pueden distinguirse dos zonas con un gradiente pronunciado res-- pecto al resto de la Bahía, una con rumbo N 50° W y otra con rumbo S 50-60° W. El resto del área presenta gradientes muy suaves.

El mapa de anomalías de Bouguer nos indica dos divisiones de la Bahía al Norte de la Cordillera Punta Banda-Islas Todos

Santos. Una división se define en la forma de cuña, dentro de la cual encontramos valores bajos de gravedad, delimitada por el contorno de -35 mgal y que indica una deficiencia local de masa; esta área abarca casi la totalidad de la Bahía interior. Dentro de la Bahía exterior los valores Bouguer aumentan hasta más de -20 mgal y definen otra división de la Bahía exterior donde se encuentra un exceso local de masa. Estas dos divisiones locales de la Bahía están separadas por gradientes en los valores de anomalías de Bouguer a lo largo de los contornos de -25 a -35 mgal. Al lado suroeste de la cuña está la Cordillera de Punta Banda, y los gradientes gravitacionales y topográficos son atribuibles a la Falla de Agua Blanca. Al lado Noroeste de la cuña el gradiente de Bouguer no está asociado con un gradiente topográfico superficial, por lo que es muy probable que indique un escarpe del basamento que se levanta hacia el noroeste. Además, es probable que el escarpamiento sea debido a una falla secundaria que viene a interseccionar la Falla de Agua Blanca en la zona del cañón submarino. La cuña viene entonces a representar un graben triangular, el cual ha sido llenado con sedimentos del Terciario Superior y cubierto con los sedimentos del Pleistoceno (Baumgartner, comunicación personal). (Figura 14)

El mapa de la figura 10 de anomalías magnéticas da evidencia a la interpretación basada en las anomalías de Bouguer; la tendencia de las anomalías es claramente en sentido a la Falla de Agua Blanca y existe un gradiente muy pronunciado en los límites posibles de los bloques. Asimismo, la falla secundaria da un efecto menor pero conspicuo en el mapa en dirección a su rumbo.

Para determinar cuantitativamente cuál es la posible interfase entre sedimentos y basamento, asumiendo un contraste de 0.65 gr/cm^3 , podemos ver la figura 11. Es evidente que para este transecto A-A', el basamento está muy somero hacia el noroeste, de acuerdo a la interpretación cualitativa del mapa de Bouguer; en la zona más cercana a la costa, al Sureste, hay un cambio brusco, posiblemente un escarpe,

que correspondería a un movimiento vertical de bloques debido a la falla secundaria.

Se escogió el transecto B-B', que cruza al vértice de la cuña mencionada anteriormente en el área del cañón, para invertirlo y corroborar la interpretación anterior. La figura 12 muestra los resultados; al parecer la Falla de Agua Blanca delimita uno de los lados de un sistema de graben, en este caso triangular, y la falla secundaria delimita otra de sus fronteras, con el bloque de enmedio hundido respecto a los de los lados.

Hay que hacer notar que las profundidades del basamento son subjetivas y deben tomarse sólo como una estimación de la configuración de la frontera, es muy probable que el grosor real de sedimentos sea mucho mayor.

La inversión de las anomalías magnéticas se hizo utilizando las profundidades de los bloques definidos por la inversión gravimétrica, la figura 11 muestra los resultados para el transecto A-A' y la figura 12 para el transecto B-B'.

Para el transecto A-A' los valores de intensidad de magnetización varían relativamente poco, dando cierta validez a las profundidades obtenidas por gravimetría. El rango de susceptibilidades asociadas a esta intensidad de magnetización es compatible con los valores típicos de rocas ígneas ácidas y metamórficas que debe esperarse constituyan el basamento de la Bahía. El transecto B-B' se caracteriza por tener una variación en el rango de anomalías magnéticas un poco más del doble que el transecto A-A'; los valores de intensidad de magnetización varían poco con excepción de uno de los bloques que aparenta tener un valor de -10.8 A/m. Este bloque es de los más profundos y está asociado con una de las fronteras del graben debido a la Falla de Agua Blanca. Debe ocurrir un cambio en el contraste horizontal de susceptibilidad entre los sedimentos y la roca basal de andsita y quizá basalto debido a la falla.

Una consecuencia atribuible a la formación de fallas mayores, en nuestro caso la de Agua Blanca, es la redistribu-

ción del patrón de esfuerzos en las rocas inmediatamente adyacentes al plano de falla, el cual se altera y las trayectorias de esfuerzo se ajustan buscando lineamientos paralelos y normales al plano de falla (Ramsey, 1967; Anderson, 1951), (figura 15); en caso que los esfuerzos redistribuidos a lo largo de la falla alcancen valores críticos, la roca puede fracturarse en superficies que presentarán ángulos de 30° respecto al esfuerzo compresional principal modificado (figura 16). Esto dará origen a sistemas de fallas a lo largo del margen de la falla principal conocidas como fallas de segundo orden (Moody y Hill, 1956). Esto podría explicar la tendencia observada para la falla asociada que se detecta con los datos gravimétricos y magnéticos en la Bahía y que resultó en un bloque hundido con forma de cuña actualmente lleno de sedimentos.

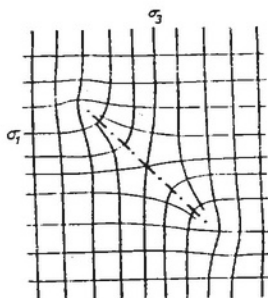


Figura 15: Trayectorias de esfuerzo alrededor de una falla. (Según Anderson, 1951; - tomado de Ramsey, 1967).

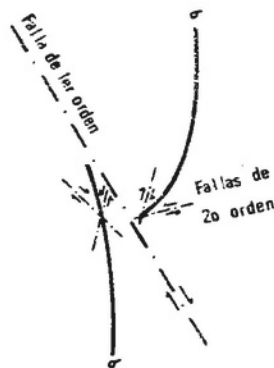


Figura 16: Falla principal de primer orden y posibles fallas de segundo orden relacionadas a la distribución de esfuerzos.

CONCLUSIONES:

Las conclusiones más importantes que podemos mencionar - comprenden:

1) Tanto las anomalías gravimétricas como magnéticas se hallan dominadas por la tendencia de la falla de Agua Blanca.

2) Se puede interpretar la estructura de la Bahía de Todos Santos como un sistema de fallas laterales, una principal y otra secundaria, las cuales han partido la Bahía en bloques estructurales. Uno de los bloques se ha hundido respecto a los demás formando un graben que tiene como fronteras por el Sur a la Falla de Agua Blanca y por el Norte una falla de segundo orden que aflora en el Vigía; este bloque tiene forma de cuña triangular y se originó del sistema de esfuerzos que probablemente originó el patrón de fallas. El resto de la Bahía lo forma un bloque levantado respecto al graben, con un basamento somero; este basamento está formado de rocas ígneas probablemente prebatolíticas, y la Bahía se encuentra cubierta con una capa de sedimentos del Pleistoceno. Es probable que el graben esté lleno de sedimentos de origen local depositados después de la formación de la falla secundaria y hundimiento del graben, evidenciado por un gradiente muy suave en gravimetría y magnetismo atribuibles a un basamento profundo.

3) Los gradientes magnéticos en la región de la Falla de Agua Blanca son algo pronunciados, relacionados al movimiento lateral-derecho de la falla, y existe probablemente un cambio sensible de susceptibilidad magnética de las rocas a ambos lados de la falla.

BIBLIOGRAFIA:

- Allen, C.R., L.T. Silver, and F.G. Stehli, 1960, Agua Blanca Fault - A Major Transverse Structure of Northern Baja -- California, México, Geol. Soc. Amer. Bull., 71: 457-482.
- Anderson, E.M., 1951, The Dynamics of Faulting, Oliver and - Boyd Ltd., Edinburgh.
- Atwater, T., 1970, Implications of Plate Tectonics for the - Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America, -- Geol. Soc. Amer. Bull., 81: 3513-3536.
- Bott, M.H.P., 1973, Inverse Methods in the Interpretation of Magnetic and Gravity Anomalies, IN Bolt, B.A., B. Alder, S. Fernbach, and M. Rotenberg, eds., Methods in Computational Physics, Academic Press, vol. 13: 133-162.
- Coats, R.R., 1962, Magma Type and Crustal Structure in the - - Aleutian Arc, IN MacDonald, G.A., and H. Kuno, eds., - Crust of the Pacific Basin, Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 6: 92-109.
- Dobrin, M.B., 1976, Introduction to Geophysical Prospecting, Third Edition, MacGraw Hill Book Co.
- Forsythe, G.E., and C.B. Moler, 1967, Computer Solution of - Linear Algebraic Systems, Prentice-Hall Inc.
- Gastil, R.G., R.P. Phillips, and E.C. Allison, 1975, Recon-- naissance Geology of the State of Baja California. Geol. Soc. Amer., Memoir # 140.
- Golub, G., 1965, Numerical Methods for Solving Linear Least-Squares Problems, Num. Math. 7: 206-216.
- Harrison, J.C., 1960, The Measurement of Gravity at Sea, In Runcorn, S.K., ed., Methods and Techniques in Geophysics, Interscience Publishers, vol. 1.
- Krause, D.C., 1965, Tectonics, Bathymetry and Geomagnetism of the Southern Continental Borderland West of Baja California, México, Geol. Soc. Amer. Bull., 76: 617-650.
- LaCoste, L.J.B., Jr., 1934, A New Type Long Period Vertical Seismograph, Physics, 5: 178-180.
- Lincoln, J.V., 1975, Geomagnetic and Solar Data, Jr. Geophys. Res., 80: 4774.
- McKenzie, D.P., and W.J. Morgan, 1969, The Evolution of Triple Junctions, Nature, 224: 125-133.
- Moody, J.D., and M.J. Hill, 1956, Wrench Fault Tectonics, Geol. Soc. Amer. Bull., 67: 1207-1246.
- Moore, D.G., 1969, Reflection Profiling Studies of the California Continental Borderland: Structure and Quaternary Turbidite Basins, Geol. Soc. Amer., Special Paper # 107.
- Ramsay, J.G., 1967, Folding and Fracturing of Rocks, MacGraw Hill Book Co.
- Secretaría de Marina, 1975, DGOSM, Bahía de Todos los Santos, Carta O.S.M. 630.

- Talwani, M., 1973, Computer Usage in the Computation of - Gravity Anomalies, IN Bolt, B.A., B. Alder, S. Fernbach, and M. Rotenberg, eds., Methods in Computational Physics, Academic Press, vol. 13: 343-389.
- Talwani, M., and J.R. Heirtzler, 1964, Computation of Magnetic Anomalies Caused by Two Dimensional Structures of -- Arbitrary Shape, IN Parks, G.A., ed., Computers in the Mineral Industries, School of Earth Sciences, Stanford University.