



Exploración de aguas subterráneas en el Arco Seco de Panamá (Sector de Las Tablas) mediante métodos geofísicos

Alberto Caballero

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

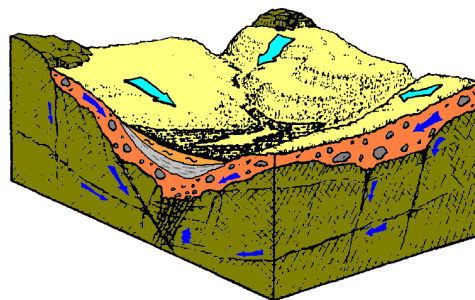
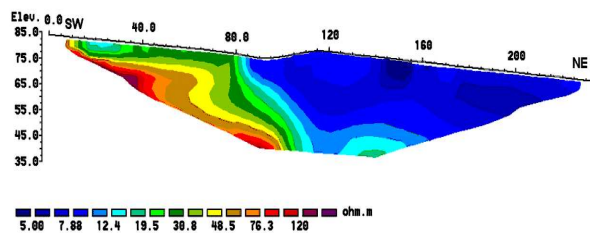
WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

Facultat de Geologia
Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica

TESIS DOCTORAL

**EXPLORACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN
EL ARCO SECO DE PANAMÁ (SECTOR DE LAS
TABLAS) MEDIANTE MÉTODOS GEOFÍSICOS**

ALBERTO CABALLERO



Barcelona, 2009

Capítulo 4

Campos Potenciales

4.1. Introducción

4.1.1. Aspectos generales

Este capítulo comprende el análisis de los datos magnéticos y gravimétricos previos disponibles en la zona de estudio, así como los datos gravimétricos adquiridos especialmente en el marco de esta Tesis. Aunque los métodos gravimétrico y magnético no juegan, en general, un papel preponderante en la exploración del agua subterránea, pueden ser de gran ayuda para determinar las zonas favorables en determinados contextos geológicos donde predominan los acuíferos en rocas duras, como es el caso de la zona de estudio.

La exploración geofísica por campos potenciales de origen natural, como la prospección gravimétrica y magnética, no permite la detección directa del agua subterránea, como sucede con los demás métodos geofísicos a excepción de la resonancia magnética protónica, ni tampoco responde tan directamente a la existencia en el subsuelo de formaciones geológicas susceptibles de almacenar agua, como los métodos eléctricos y electromagnéticos, cuyo concurso en los estudios hidrogeológicos es actualmente esencial. Sin embargo, los métodos gravimétrico y magnético pueden ser de gran ayuda para estimar la profundidad del basamento impermeable bajo las cuencas sedimentarias y facilita la localización de las fallas y los diques subverticales que influyen de forma decisiva en el drenaje subterráneo de los acuíferos en las denominadas “rocas duras” (Angelillo et al, 1991).

Dada la importancia que los métodos potenciales de campo natural en la identificación de los rasgos estructurales en una zona tan compleja desde el punto de vista geológico y donde, además, los afloramientos son escasos y muy alterados, se ha considerado de gran interés compilar toda la información disponible y completarla en la medida de lo posible. Por tanto, en este capítulo se aborda la compilación de todos los datos gravimétricos y magnéticos, tanto a escala regional como local, así como el tratamiento de los datos gravimétricos adquiridos en dos campañas de campo locales en la zona de Las Tablas, y se presenta una interpretación del conjunto de los datos orientada a los objetivos de este estudio, es decir su aplicación en el campo de la exploración de las aguas subterráneas.

4.2. Exploración magnética

4.2.1. Caracterización magnética regional

Aunque la zona de estudio está situada en la Península de Azuero, hemos considerado de interés ampliar la caracterización magnética a una zona más extensa que permita apreciar las principales lineaciones estructurales del conjunto denominado Bloque de Panamá, que puede considerarse como una microplaca rígida (Mann, 1990) limitada al norte por el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, que se extiende paralelo a la costa siguiendo una forma arqueada desde el Golfo de Uraba en la frontera entre Panamá y Colombia hasta la localidad de Puerto Limón en Costa Rica. Al sur la Placa de Cocos subduce bajo la costa meridional de Costa Rica y Panamá a la altura de la Fosa Centro Americana. La Zona de Fractura de Panama es una falla transformante dextral N-S y constituye el límite entre las placas de Cocos y Nazca. Esta fractura se extiende entre las longitudes 82° y 83° W y desde cerca del Ecuador hasta 6° de latitud N. La Zona de Fractura de Panamá tiene una alta actividad sísmica.

Muchos estudios han examinado aspectos de la tectónica de placas de este sector del Caribe con el objetivo de determinar los parámetros de subducción (Gardner et al., 1992; deBoer et al., 1995; Johnston & Thorkelson, 1997; Gräfe, 1998; Abratis & Wörner, 2001), es en el trabajo de McMillan et al (2004) donde se realiza una detallada interpretación de las anomalías magnéticas del fondo oceánico. La figura 4.1 muestra una síntesis estructural de la región extraída de McMillan et al (2004) a partir de estos nuevos datos y también en datos geológicos y magnéticos de Lonsdale & Klitgord (1978), Hardy (1991), Wilson & Hey (1995), Wilson (1996), y Barckhausen et al. (2001).

El modelo tectónico es complejo y viene definido por la dinámica de las placas de Nazca, Cocos y Caribe. Hasta la fecha se han presentado numerosas teorías sobre la dinámica de placas y evolución geológica de esta significativa región. Sin embargo, a pesar de los avances conseguidos en los últimos años, todavía son necesarios nuevos estudios geofísicos, estructurales, petrológicos, sedimentológicos y geo-cronológicos detallados para mejorar el conocimiento de esta importante región.

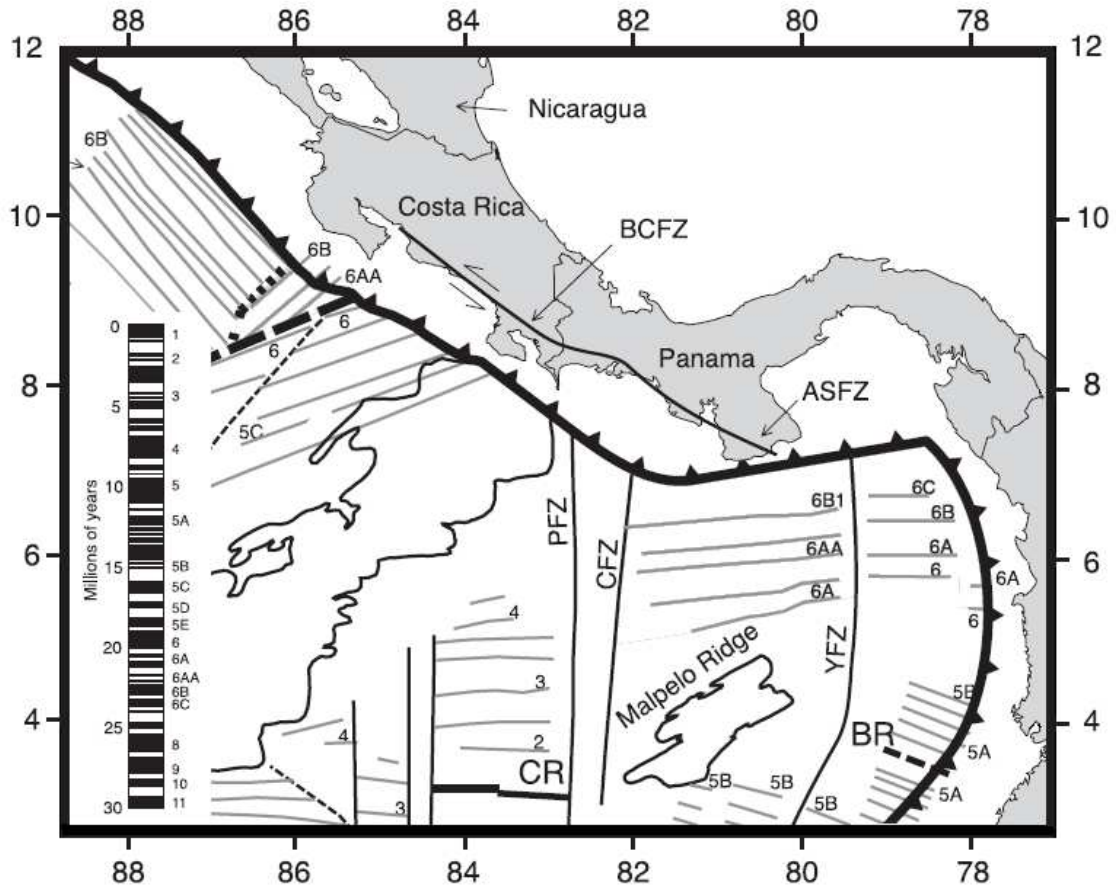


Figura 4. 1. Mapa regional de las anomalías magnéticas identificadas al sur de la zona de estudio. Las iniciales representan: BR = Buenaventura Rift, CR = Costa Rica Rift, ASFZ= Azuero-Soná Fault Zone, BCFZ= Ballena- Celmira Fault Zone, CFZ=Coiba Fault Zone, PFZ=Panama Fault Zone, YFZ=Yaquina Fault Zone. Modificada de McMillan et al (2004)

Entre 1965 y 1971 se llevaron a cabo en Panamá cinco levantamientos aeromagnéticos con múltiples objetivos, apoyo a la cartografía geológica, prospección minera y también exploración petrolera. Los cinco levantamientos se efectuaron independientemente por diferentes compañías de exploración petrolera (como Lockwood y Geoterrex) u organismos gubernamentales (US Naval Oceanographic Office). Cada campaña se realizó utilizando distintas alturas de vuelo y espaciado entre líneas. Las características de cada una de las campañas se describen en la Tabla 4.1. El conjunto de estas campañas representan casi 53.000 kilómetros de líneas de vuelo y cubren un área aproximada de 63,000 km². En la figura 4.2 se representa la distribución de las áreas cubiertas por cada uno de los levantamientos.

Tabla 4.1. Características de las diferentes campañas aeromagnéticas de Panamá

	Campaña	Año	Distancia entre líneas	Altura	Longitud	Referencia
A	Azuero-Veraguas	1966	1,0	0,150	41,226	Lockwood Co Ltd.
B	Golfo Panamá	1971	4,0	0,457	4,300	Geoterrex
C	Golfo de San Miguel	1971	4,0	1,500	1,275	Geoterrex
E	San Miguel - Darién	1966	4,0	1,500	4,545	US Naval Oceanographic Office
F	Darién - Uraba	1965	16,1	2,956	1,983	US Naval Oceanographic Office

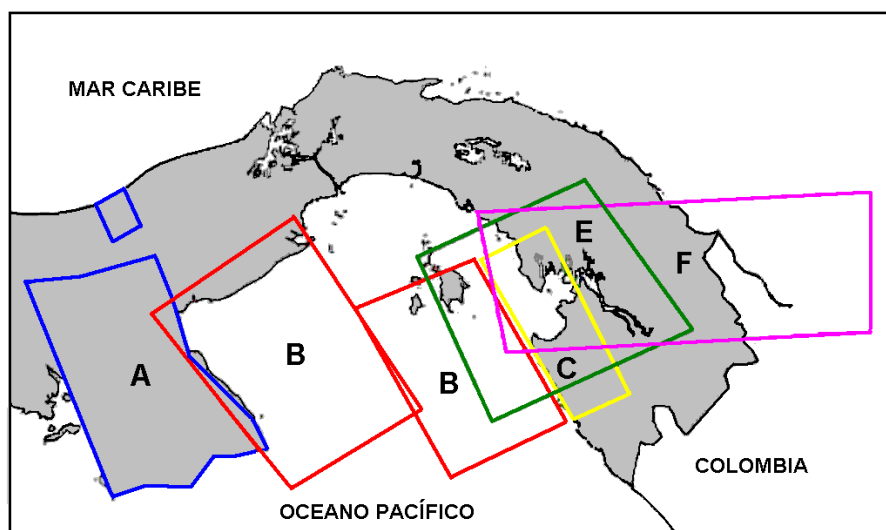


Figura 4.2. Distribución áreas cubiertas por los levantamientos (Modificado de Santamaría, 2008)

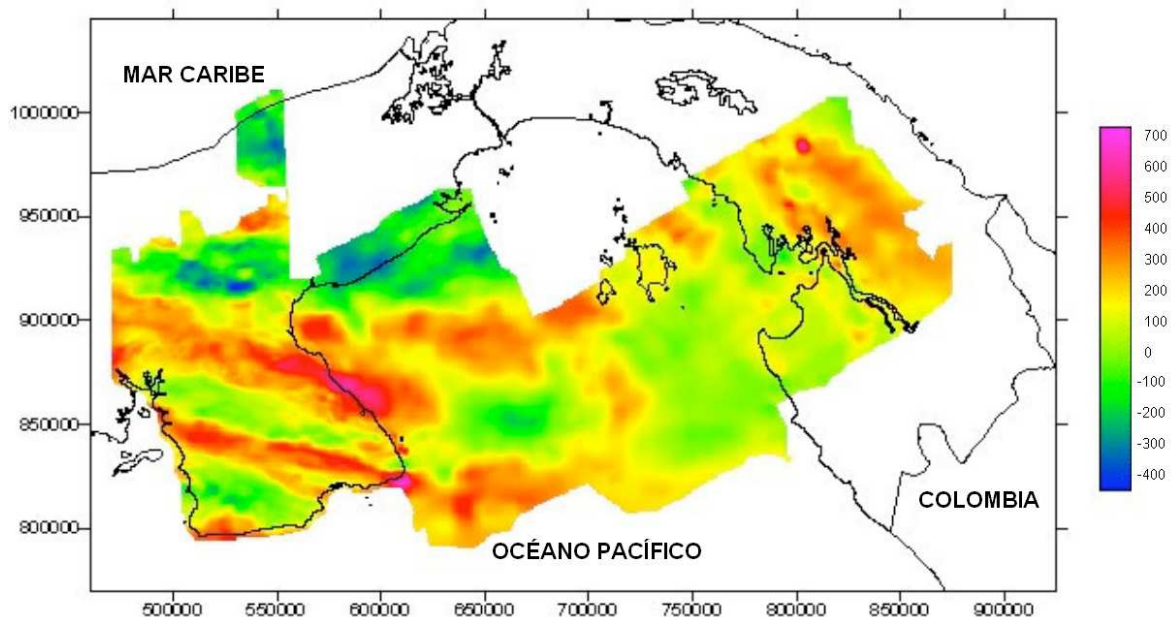


Figura 4.3. Mapa anomalías de campo total conjunto de todas las campañas aeromagnéticas (Tomado de Santamaría, 2008).

Para poder integrar los datos procedentes de las distintas campañas Santamaría (2008) llevó a cabo en primer lugar a la digitalización de cada uno de los mapas con una malla de 1 x 1 km y posteriormente los sometió a un conjunto de tratamientos numéricos para hacerlos compatibles. Entre los cálculos necesarios destacan la reducción a una época común y la prolongación analítica del campo a una misma altitud (Bhattacharyya et. at. 1979). El control del proceso se realiza por el análisis estadístico de los solapes de campañas adyacentes.

La altura de vuelo de los levantamientos del Golfo de San Miguel y de San Miguel-Darién fue de 1.500 metros, mientras que la campaña de Darién-Uraba se midió a casi 3.000 metros de altura y las otras dos a alturas sensiblemente más bajas. Como la prolongación analítica hacia arriba (“up-ward”) es más estable que la prolongación hacia abajo (“down-ward”), Santamaría optó por transformar todos los datos a la altura común de 1.500 metros. El resultado de este proceso es el mapa de anomalías magnéticas de campo total de conjunto de la figura 4.3.

En el sector oeste del mapa (región de Azuero-Veraguas) destaca la presencia de anomalías de alta frecuencia que deben estar asociadas con fuentes superficiales de elevada susceptibilidad magnética, como son las rocas volcánicas básicas dominantes en esta región. Según la interpretación de Santamaría (2008) el mapa aeromagnético muestra tres tipos de anomalías en esta región:

- 1) Dos alineaciones estructurales principales, una de dirección este-oeste asociada a la falla Ocu-Parita y otra de dirección noroeste-sudeste que se corresponden con las fallas de Rio Torio-Guanico y Tonosí.
- 2) Dos alineaciones de dirección noroeste-sudeste que están asociadas con rocas intrusivas y volcánicas.
- 3) Dos zonas de mínimo y trazado suave de las anomalías que implican la presencia de gruesos paquetes de sedimentos no magnéticos sobre el basamento en las cuencas de Santiago Macaracas y Tonosi.

También según Santamaría (2008), el mapa del Golfo de Panamá está dominado por tres amplias anomalías magnéticas que son también el reflejo de las principales cuencas sedimentarias de esta región, mientras que las anomalías de alta frecuencia destacan en la costa oeste. En la Bahía de Parita hay una tendencia bien definida de máximos que forman una cadena de anomalías que se extienden en dirección este-oeste hasta alcanzar la Isla de San José.

De nuevo se observan anomalías magnéticas intensas en la región central de la provincia de Darién caracterizadas por una serie de anomalías positivas discontinuas alineadas en dirección noroeste-sudeste. Estas anomalías están correlacionadas con altos topográficos y en el Golfo de San Miguel con afloramientos de rocas del basamento. Alineaciones de anomalías negativas de dirección sudeste-noroeste se interpretan como fallas, mientras que los mínimos anchos y alargados corresponden a las cuencas terciarias de Chuquaque y Sambu.

El mapa aeromagnético muestra que el basamento es más homogéneo en el sector sureste del Golfo de Panamá. Esta interpretación está también confirmada por los datos de los sondeos marinos Corvus-1 y Plaris-1 que indican una mayor actividad volcánica en el sector occidental del golfo. Además, las estructuras geológicas deducidas del mapa aeromagnético sugieren que el basamento de la región de Azuero-Veraguas continúa en el Golfo de Panamá. La tendencia de estas estructuras geológicas es muy diferente de la tendencia de las estructuras de la región de Darién.

Las anomalías de intensidad de campo magnético total son relativamente complejas, ya que reflejan la influencia de los distintos cuerpos magnéticos (profundos y superficiales) de forma superpuesta. Además, las anomalías generalmente no son simples y centradas sobre sus orígenes, sino que presentan en mayor o menor grado un carácter dipolar. Con el objetivo de facilitar la interpretación, Santamaría (2008) realizó un conjunto de mapas transformados entre los que destacan la reducción magnética al polo (Figura 4.4.) y el mapa de anomalías en relieve con iluminación lateral (Figura 4.5.).

La reducción al polo transforma una anomalía dada en la que se hubiera observado en el caso de una magnetización vertical, como por ejemplo la observada si el cuerpo estuviese en el polo norte magnético y tuviera una magnetización por inducción. Como resultado, la reducción al polo elimina las asimetrías causadas por la inclinación del campo magnético y sitúa las anomalías más directamente sobre los cuerpos que las generan, facilitando en general la interpretación de los mapas magnéticos. En particular el mapa de anomalías en relieve con iluminación lateral permite una mejor delimitación de las estructuras lineales asociadas a fracturas.

Además de los levantamientos aeromagnéticos, diferentes compañías petroleras llevaron a cabo varias campañas de sismica de reflexión en el Golfo de Panamá, sin embargo los datos obtenidos no han sido nunca publicados, excepto algunas secciones sísmicas no migradas que muestran la estructura de las cuencas sedimentarias y las principales fracturas (Mann & Kolarsky, 1995). Las reflexiones que podrían identificar el basamento cristalino están poco definidas debido a la baja resolución de las secciones sísmicas.

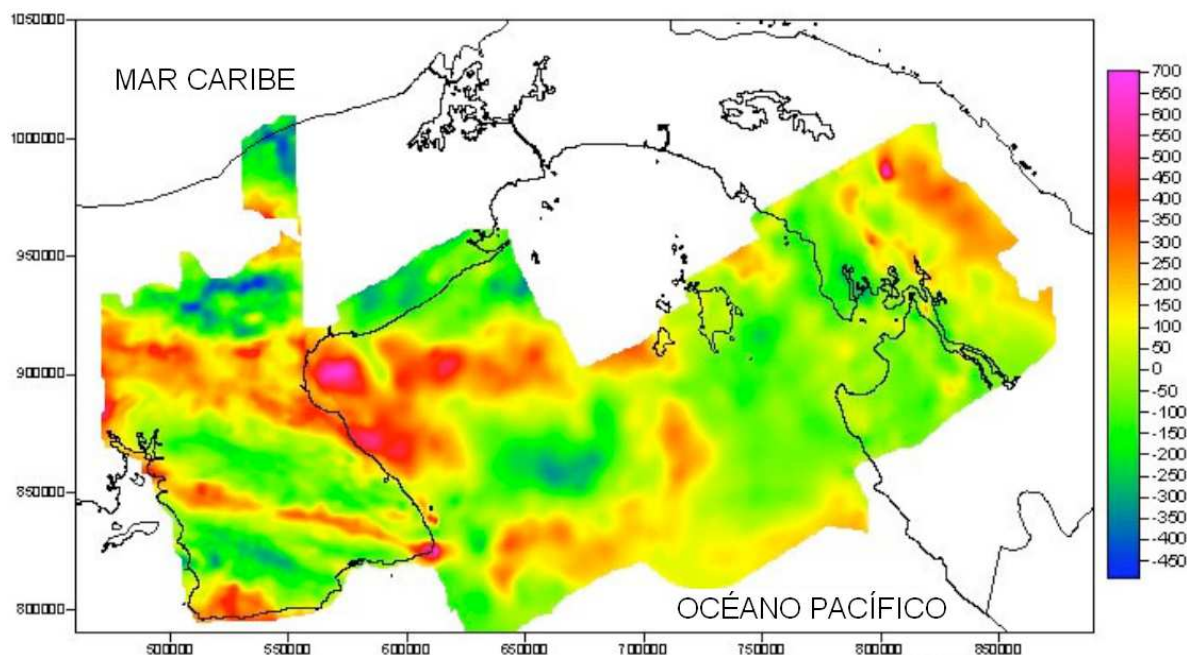


Figura 4.4. Mapa aeromagnético reducido al polo (Tomado de Santamaría, 2008).

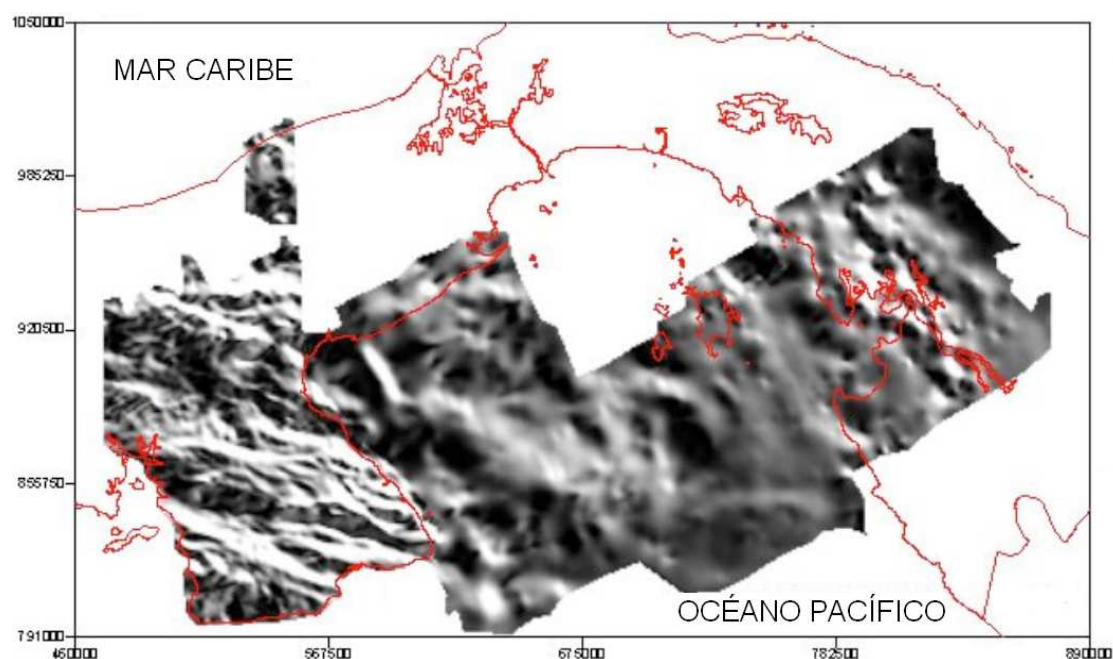


Figura 4.5. Mapa aeromagnético en relieve con iluminación desde el NE (Tomado de Santamaría, 2008).

4.2.2. Caracterización magnética local

Solamente el levantamiento aeromagnético sobre la Península de Azuero se llevó a baja altura (150 metros) y suficiente densidad de líneas de vuelo (espaciado de 1 km) para poder abordar una caracterización de las anomalías a escala local. Como puede observarse en la figura 4.6., la continuación analítica hasta 1500 metros de altura y la interpolación a malla de 1 x 1 km filtra la mayor parte de las anomalías de carácter local que se identifican claramente en el mapa aeromagnético de la figura 4.7 compilado en este trabajo. A continuación se describen algunas de las características más significativas de este mapa.

Hacia el sector SW de la zona de estudio, en el mapa de anomalías magnéticas se observa un gradiente intenso. Este gradiente coincide con el cambio de litología de las formaciones Playa Venado y Valle Riquito. Estos gradientes son más intensos hacia las localidades de Valle Riquito, Bajo Corral y El Cañafistulo. Por otro lado, en este mismo sector, se alinea la falla de Pedasí.

Al NW, en la zona próxima al poblado de Peña Blanca y la Loma Las Uvas, se observa un máximo de 700 nT. Este se produce por las andesitas y basaltos de la formación Playa Venado, que afloran en este sector.

Al NW de la zona de estudio, en las proximidades del poblado de El Carate, los máximos magnéticos están asociados a las estructuras circulares descritas en el capítulo de la geología.

Al SE de San José el gradiente es intenso. El mismo, está asociado a las fallas E-W presentes en la zona, sobre la formación Playa Venado. En el sector de San José el campo varía de forma uniforme y presenta valores mínimos.

Los máximos de intensidad al NE de San José están asociados al intrusivo de la formación Valle Riquito y que abarca parte de la población de La Palma.

Al NE del poblado de Santo Domingo, se observa un máximo de 500 nT, esta anomalía es producida por el Cerro Teta.

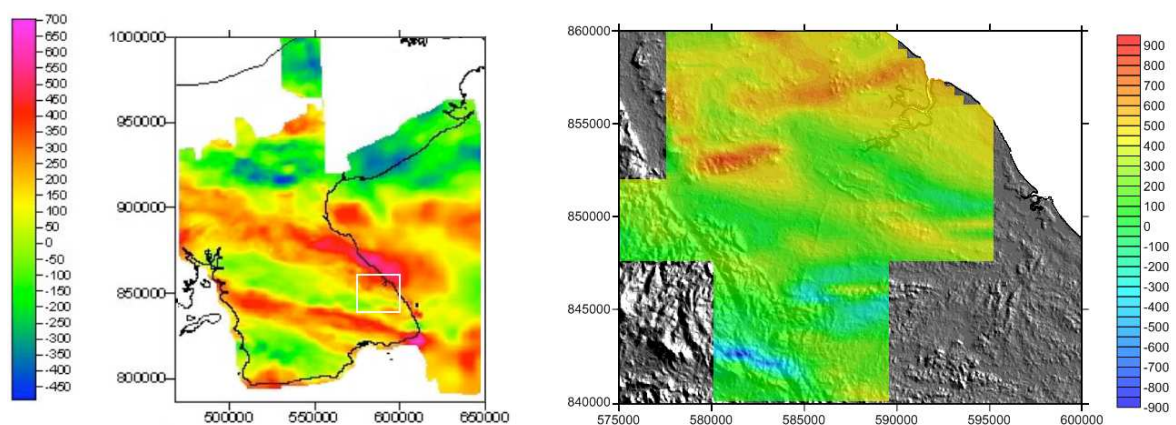


Figura 4.6. A la izquierda mapa de anomalías magnéticas de intensidad total de la Península de Azuero modificada de Santamaría (2008) con el recuadro en blanco de la zona de estudio y a la derecha mapa de anomalías de intensidad total de campo magnético a 150 metros de altura la zona de estudio sobreimpuesta al modelo digital de terreno.

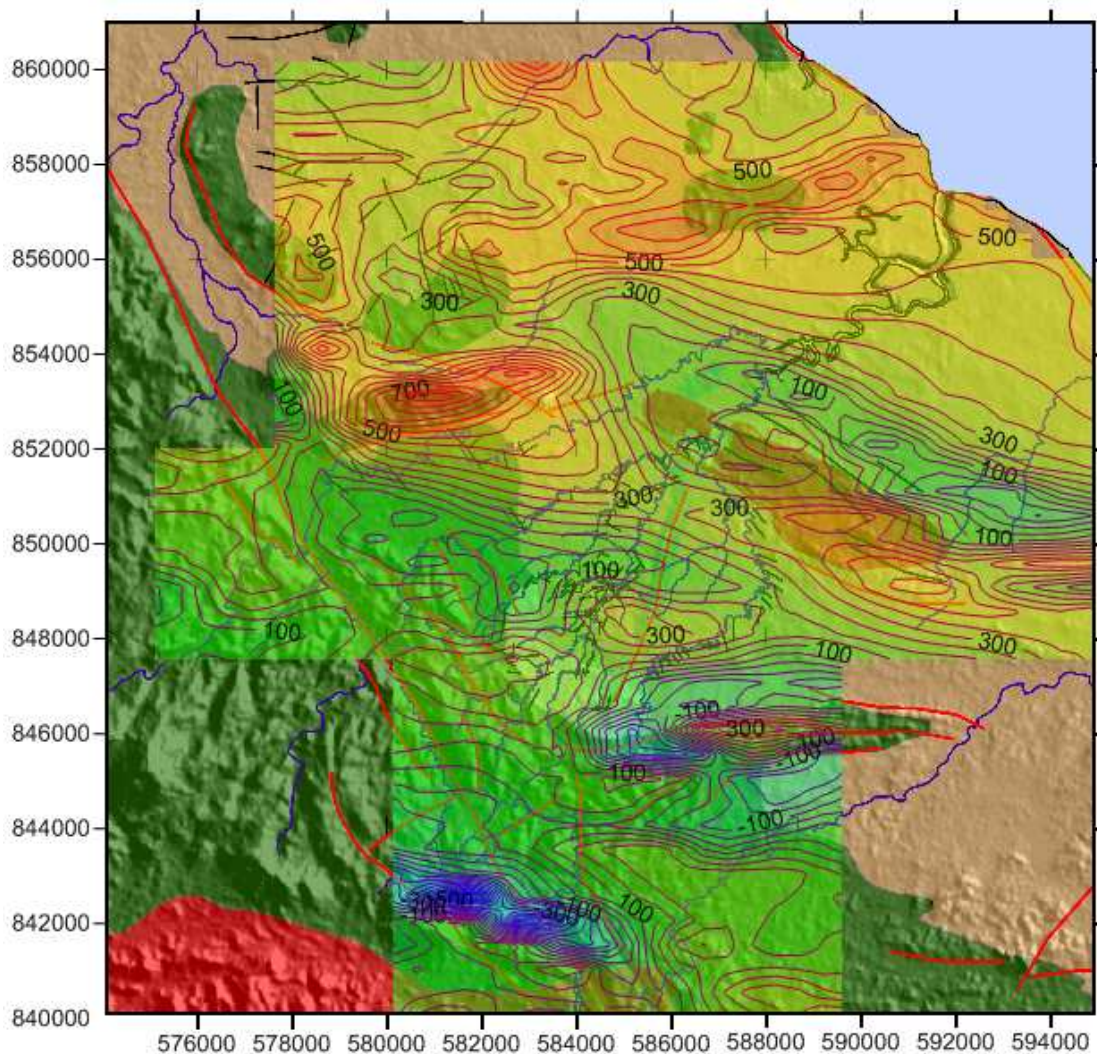


Figura 4.7. Mapa de anomalías aeromagnéticas de intensidad total de campo a 150 metros de altura de la región de Las Tablas, sobreimpuesta sobre el mapa geológico elaborado en este estudio.

4.3. Exploración gravimétrica

4.3.1. Conceptos fundamentales

La prospección gravimétrica se basa en la medida de las variaciones de la aceleración de la gravedad debidas a la distribución de rocas con diferente densidad en el subsuelo. Es un método de campo natural rápido y relativamente económico que se aplica en las fases preliminares de estudio.

El valor de la gravedad en uno punto es función de diferentes factores, por esto en lugar del valor absoluto de la gravedad la variable de interés es la denominada anomalía de Bouguer, que puede definirse como la diferencia entre el valor de gravedad medido respecto del valor de gravedad normal o esperado.

Este valor normal o esperado puede calcularse teóricamente a partir de un modelo matemático, que implica el cálculo de la gravedad normal sobre el elipsoide de referencia en función de la latitud geográfica el transporte de este valor desde el elipsoide a las condiciones de la estación situada sobre la superficie terrestre, teniendo en cuenta la influencia de la altura de la estación, la densidad media de las rocas y el relieve alrededor del punto de medida.

$$g_{\phi} = g_e (1 + \beta \sin 2\phi)$$

El valor de la gravedad sobre el elipsoide puede determinarse a partir de diferentes ecuaciones que derivan de la ecuación de Clairault, que depende del valor de la gravedad en el ecuador g_e de la latitud geográfica ϕ y del parámetro β que a su vez depende de la relación entre las fuerzas centrífuga y gravitatoria en el ecuador q y la elipticidad terrestre α .

$$\beta = 5/2 q - \alpha$$

$$q = \omega^2 r_e / g_e$$

$$\alpha = (r_e - r_p) / r_e$$

donde ω , es la velocidad angular de rotación de la Tierra (2π radianes)

r_e y r_p , son los radios ecuatorial y polar respectivamente

g_e , es la gravedad normal en el ecuador

El valor de estos parámetros ha evolucionado a lo largo del tiempo a medida que se ha dispuesto de medidas más precisas. De forma general se considera como fórmula modelo la denominada Geodetic Reference System (GRS'67) aprobada por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica el año 1967, cuya expresión es la siguiente:

$$g_{\phi} = 978.31846 (1 + 0.0053024 \text{ sen}2\phi - 0.0000058 \text{ sen}^2\phi)$$

Posteriormente, se han propuesto expresiones más exactas como la denominada World Geodetic System (WGS'84), cuya fórmula sigue a continuación, aunque la anterior fórmula GRS'67 continua siendo considerada como patrón por el Bureau Gravimetrique International (BGI).

$$g_{\phi} = 978.032677714 \frac{1 + 0.0019318514 \text{ sen}^2\phi}{\sqrt{1 - 0.00669438 \text{ sen}^2\phi}}$$

Una vez calculado el valor de la gravedad sobre el elipsoide en función de la latitud geográfica debe trasladarse hasta la superficie del terreno para poder compararlo con el valor de gravedad observada.

$$AB = g_h - [g_{\phi} - 0.3086 \cdot h + 0,04191 \cdot h \cdot \rho] - \Delta_{\text{topo}}$$

donde,

h es la altura de la estación sobre el nivel del mar

ρ es la densidad media de las rocas (2,67 g/cm³ para estudios regionales)

Δ_{topo} es la corrección topográfica

4.3.2. Compilación de datos

Antes de abordar el estudio de las anomalías gravimétricas de la región de Las Tablas en la Península de Azuero se ha considerado relevante analizar la distribución de las anomalías gravimétricas en un contexto más amplio que incluyera la totalidad de la República de Panamá y zonas marítimas circundantes. Para la obtención del mapa gravimétrico de Panamá se han utilizado tres tipos de datos gravimétricos complementarios: terrestres, naviportados y derivados de altimetría satélite. Las características de cada uno de estas bases de datos es la siguiente:

a) Los datos gravimétricos terrestres corresponden a un conjunto de estaciones preexistentes y a nuevas medidas realizadas en la zona de Las Tablas y alrededor de Volcán Barú en el marco de este estudio. Los datos gravimétricos preexistentes se han obtenido a través de las bases de datos del Bureau Gravimetric International (BGI) con sede en Toulouse (Francia) y de GETECH con sede en Leeds (UK). El BGI nos proporcionó 330 estaciones, mientras que GETECH nos proporcionó 915 estaciones, de las cuales 585 eran distintas a las facilitadas por el BGI. Las fuentes de donde proceden estos datos son:

- *“The American Secondary Calibration Line”* adquiridos por el Defense Mapping Agency Topographic Center (1967).
- *“Network of Modern Gravity Control Bases in Central America and South America”* adquiridos por el Hawaii Institute of Geophysics adquiridos por Caldera et al (1958) de la Universidad Autónoma Nacional de México (UNAM).
- *“Assorted Land Gravity Stations: Woods Hole Data Base”* adquiridos por el Woods Hole Oceanographic Institution.
- *“Latin America Gravity Standardization Network (LAGSN77)”* adquiridos por McConnell y Geller (1976).
- *“Gravity Data for the Canal Zone”* adquiridos por el Hawaii Institute of Geophysics (1959).
- *“Gravity Data in The Gulf de Blas and Rio Chucunaque”* adquiridos por Case (1979) del US Geological Survey.
- *“Datos Gravimétricos Terrestres de Panamá”* adquiridos por el Instituto Geográfico Nacional Tommy Guardia de Panamá entre 1960 y 1970 para el Inter American Geodesic Service.

Todos los datos gravimétricos preexistentes están referidos al International Gravity Standardization Net (IGSN'71) y para el cálculo de la gravedad teórica sobre el elipsoide se ha utilizado el Geodetic Reference System (GRS'67), según la fórmula propuesta por Morelli et al (1974). En la figura 4.8 puede verse la irregular distribución de las estaciones gravimétricas terrestres, concentradas a lo largo de las principales vías de comunicación de la República de Panamá.

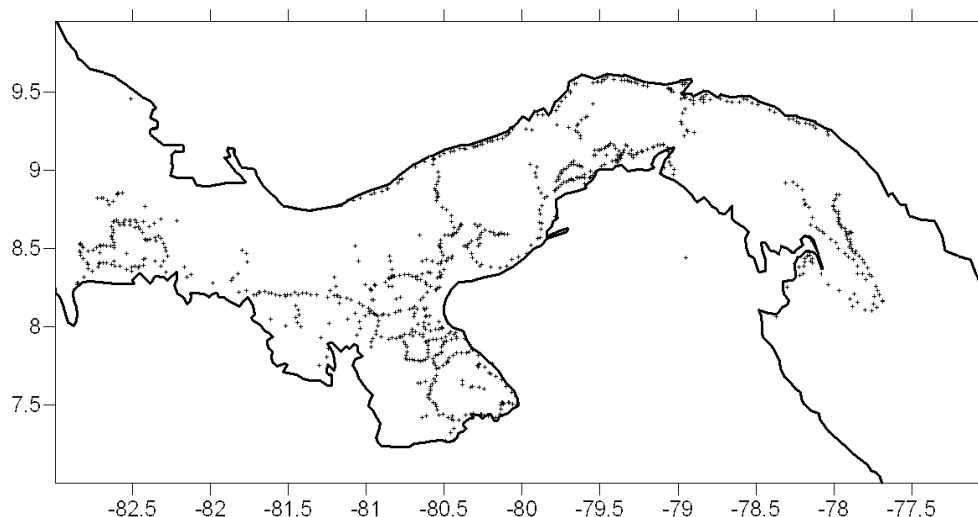


Figura 4.8. Distribución de las estaciones gravimétricas terrestres utilizadas en este estudio

b) Los datos gravimétricos naviportados utilizados en este estudio proceden de las campañas efectuadas por diferentes instituciones de investigación oceanográfica de diferentes países y compilados por las mismas instituciones, BGI y GETECH. En conjunto, el número de estaciones marinas ha sido de 8260 puntos distribuidos a lo largo de itinerarios que cruzan el Canal de Panamá, aunque la cobertura general es bastante buena. Algunas compañías petroleras como Western Geophysical y Mobil también efectuaron campañas de gravimetría marina en el Golfo de Panamá entre 1968 y 1972 para estudiar las cuencas sedimentarias con vistas a la exploración de hidrocarburos. Los resultados de estos estudios todavía no están a disposición pública.

Para medir la gravedad sobre un barco en movimiento debe distinguirse entre la gravedad y las aceleraciones debidas al movimiento del barco. En primer lugar es esencial que el gravímetro esté nivelado, y esto se consigue colocándolo en una plataforma giro-estabilizada. El segundo problema a resolver es el de las aceleraciones verticales. Cada medida instantánea comprende el valor de la gravedad más la aceleración vertical de la plataforma y, por tanto, es necesario aplicar un filtro matemático. En el caso de la gravimetría naviportada el sensor del sistema está montado en una plataforma giro-estabilizada cuya función es compensar el efecto de los movimientos continuos (verticales y laterales) del buque. Los datos se adquieren a intervalos de 10 segundos, pero como cada medida instantánea comprende el valor de la gravedad más la aceleración vertical

de la plataforma se ha aplicado un filtro matemático que proporciona una medida a intervalos entre 1 y 5 minutos.

Una posterior fuente de error, que debe corregirse con la máxima precisión, es la causada por el efecto Eötvös debido a la componente vertical de la aceleración de Coriolis.

$$\delta g_{\text{Eötvös}} = 7.5 v \cos \phi \sin \alpha + 0.004154 v^2$$

donde, ϕ es la latitud geográfica,

α es el azimut o rumbo de la nave

v es la velocidad de la nave en nudos

Las medidas de gravimetría naviportada están relativamente bien distribuidas, como puede verse en la figura 4.9, aunque muchas siguen los itinerarios de los buques de investigación oceanográfica cruzando el Canal de Panamá.

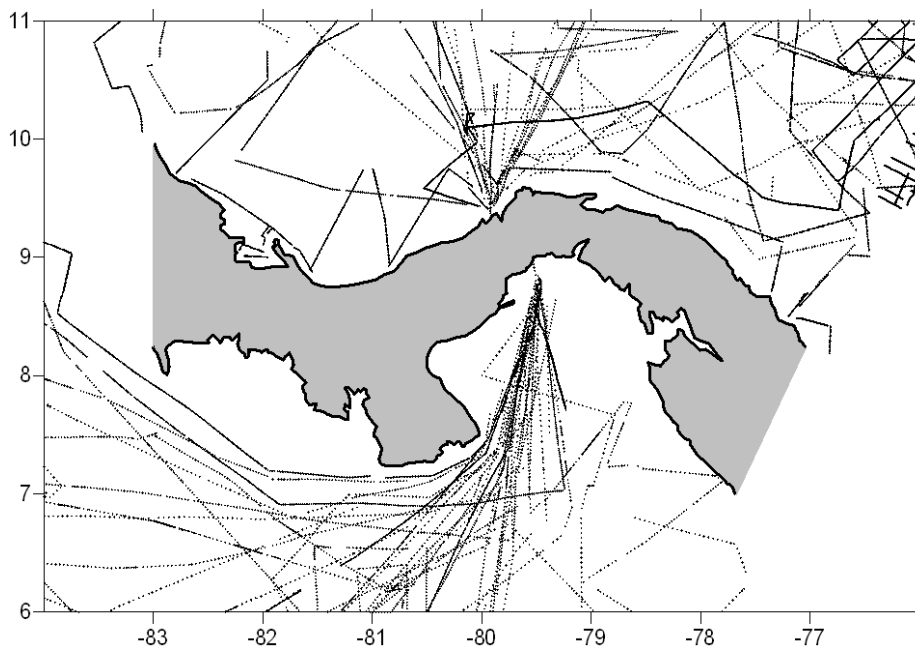


Figura 4.9. Distribución de las estaciones gravimétricas naviportadas utilizadas en este estudio.

c) Las zonas marinas que no estaban cubiertas por observaciones naviportadas han sido complementadas con datos gravimétricos procedentes de medidas de altimetría por satélite. Esta metodología se basa en que la superficie del océano es una superficie equipotencial (sin variaciones por olaje, mareas o corrientes). En primera aproximación, esta superficie equipotencial se ajusta a un elipsoide de revolución debido al efecto de rotación, pero localmente se desvía varios metros de esta distribución ideal. Estas variaciones locales de la superficie del océano están causadas por pequeñas anomalías del campo gravitatorio terrestre.

Las anomalías son debidas a la batimetría o a la distribución de masas en el interior de la Tierra. En otras palabras, la superficie media del océano representa el geoide y por tanto, a partir de la topografía de la superficie del océano pueden calcularse las anomalías gravimétricas. Esta metodología ha mostrado su elevada resolución para definir los límites estructurales del fondo oceánico en muchas partes de la Tierra, y en particular en alrededor de la placa Caribe (Sandwell y Smith, 1997b).

La superficie del océano se mide desde satélites como el ERS-1/2, Geosat and Topex/Poseidon mediante altimetría radar (Sandwell y Smith, 1997). La altitud del satélite sobre la superficie de océano se mide con un sistema radar que opera a una frecuencia de 13 GHz (la superficie del océano es un buen reflector a esta frecuencia). El área cubierta por el pulso de radar debe ser lo suficientemente amplia para promediar las irregularidades locales debidas al oleaje. El valor final de la altura media en cada punto de una malla regular se obtiene a partir de las medidas de diferentes misiones, esto permite reducir los errores debidos a efectos aleatorios y periódicos como el oleaje y las mareas.

Los datos de gravimetría satélite utilizados en este estudio proceden de las altimetrías de los satélites ERS-1/2, Geosat y Topex-Poseidon, durante varios años. Las características de estos tres satélites vienen dadas en la tabla siguiente.

Tabla 4.2. Periodo de las trayectorias de los satélites

Satélite	Período de repetición
ERS-1/2	35 días
Geosat	17 días
Topex-Poseidon	10 días

Los datos de Topex-Poseidon se caracterizan por tener una mayor precisión que las misiones de las otras misiones. En cambio, la cobertura de las misiones ERS-1/2 es mucho más elevada. Por tanto, si tenemos en cuenta las ventajas y desventajas de cada una de las misiones, la utilización conjunta de los datos procedentes de los diferentes satélites nos permitirá mejorar el resultado final del proceso de generación de una matriz global de anomalías (Arabelos y Tziavos 1996).

La precisión de los datos puede apreciarse a partir de las diferencias entre alturas en los puntos de cruce. Estas diferencias dan información sobre los errores de las órbitas. Como se observa en la tabla 4.3, los datos del Topex-Poseidon son mucho más precisos y, por tanto, pueden ser utilizados como referencia para los otros dos. Los errores cuadráticos medios (RMS) en los puntos de cruce después de ser corregidos son los siguientes:

Tabla 4.3: Precisión de las medidas de los diferentes satélites

Satélite	Precisión
Geosat / Geosat	10.6 cm
ERS-1/ ERS-1	6.5 cm
Topex / Topex	1.9 cm
Topex / Geosat	6.8 cm
Topex / ERS-1	6.2 cm
Geosat / ERS-1	8.8 cm
Todos los puntos	7.8 cm

Las anomalías gravimétricas de aire libre se pueden obtener teóricamente de la forma del geoide. Para calcular el valor medio más preciso a partir de las alturas obtenidas de las *exact repeat missions* (ERM's) y con el fin de corregir variaciones estacionales, es necesario utilizar conjuntamente los datos obtenidos en diversos ciclos durante el periodo de un año (Yale et al., 1995).

El método utilizado para calcular las anomalías de aire libre se basa en el cálculo de gradientes del geoide a lo largo de las trayectorias seguidas por los satélites. Este método asegura que si nos encontramos con un sesgo local entre dos arcos, éste no afectará los resultados, ya que los errores de longitud de onda larga tienen efectos muy pequeños.

Antes de determinar una malla y calcular las anomalías, se ha de restar el geoide de referencia calculado a partir de un modelo armónico esférico para obtener un modelo residual. En nuestro caso hemos utilizado el modelo OSU91A (Rapp et al., 1991), hasta un grado y orden 360°. La anomalía de aire libre de referencia representada con este modelo se añade a la malla de anomalías residuales obtenida a partir de la transformada rápida de Fourier (FFT) al final del proceso.

La malla de anomalías residuales obtenida tiene una resolución de $0,02^{\circ}$ tanto el latitud como en longitud, lo que a la baja latitud geográfica de Panamá supone una malla cuadrada de aproximadamente 2 km de lado. El número total de estaciones calculadas por este sistema es de 68133 puntos que permite obtener mapas suficientemente detallados de anomalías de Aire libre y Bouguer, como puede apreciarse en la figura 4.11, que mejoran considerablemente los anteriores mapas de Bowin (1976) y Kellogg & Vega (1995).

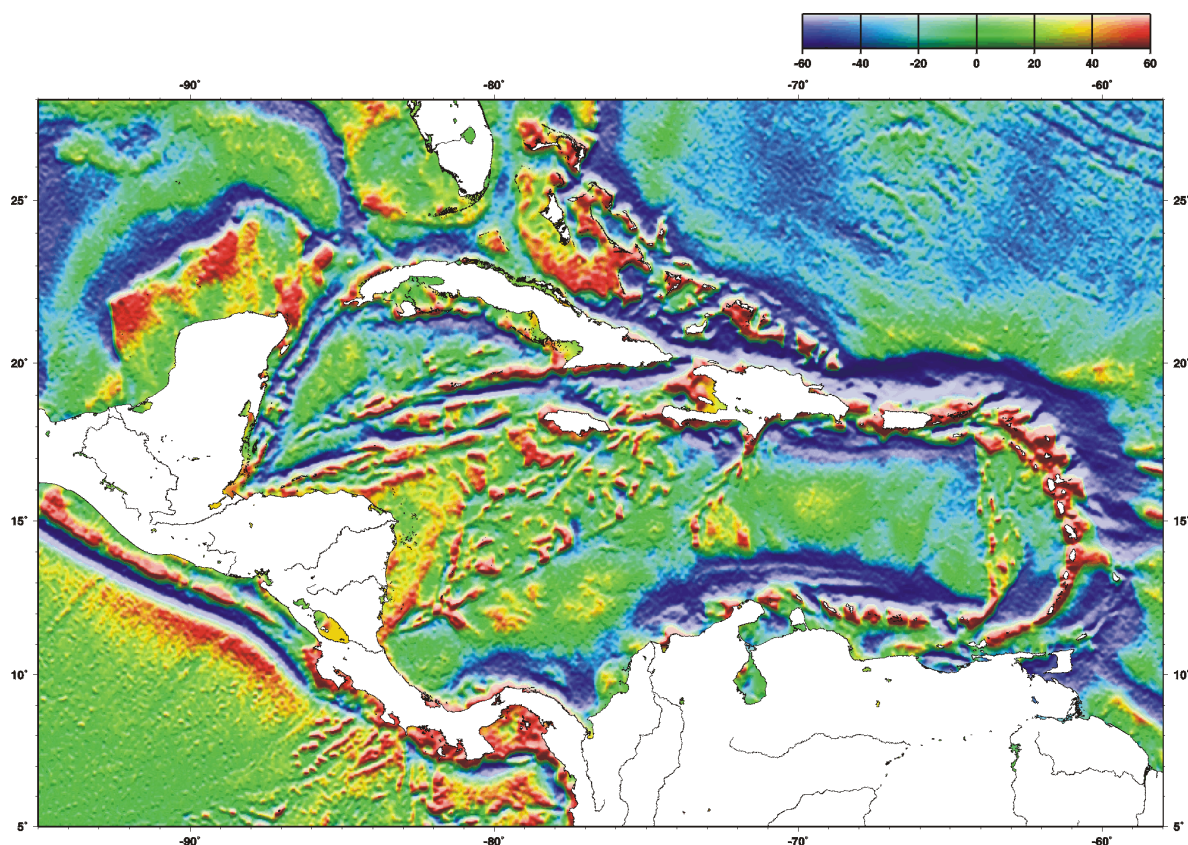


Figura 4.10. Mapa de anomalías de la placa Caribe a partir de los datos de altimetría satélite (Tomada de Sandwell y Smith, 1997b).

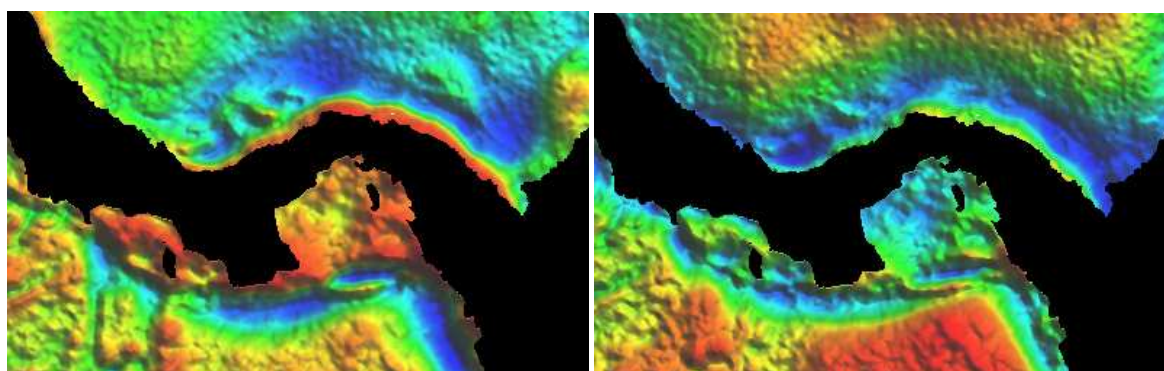


Figura 4.11. Mapa de anomalías gravimétricas de Aire libre (izquierda) y mapa de anomalías de Bouguer (derecha) de las zonas marítimas alrededor del istmo de Panamá.

4.3.3. Análisis cualitativo regional

Los principales elementos estructurales discutidos en el capítulo de Geología tienen una clara representación en los mapas de anomalías gravimétricas marinas de la figura 4.11., especialmente en el mapa de anomalías de de Aire libre que refleja la batimetría, y por tanto los límites estructuras tectónicas. Por ejemplo, las fosas, que son grandes mínimos batimétricos dan como resultado mínimos gravimétricos que se extienden a lo largo de la costa del Pacífico desde Nicaragua y Costa Rica hasta Colombia.

El alto de la Cresta de Cocos de dirección nordeste, perpendicular a la fosa del Pacífico es también evidente por su anomalía gravimétrica positiva, así como la Zona de Fractura de Panamá que la intersecta con dirección norte-sur dando como respuesta una serie de alineaciones gravimétricas positivas y negativas paralelas. Asimismo, al este del mapa se observa el máximo gravimétrico centrado sobre la Cresta de Coiba. Los mínimos gravimétricos al norte de Panamá reflejan la potente cuña de sedimentos del Cinturón Plegado del Norte de Panamá, mientras que los mínimos gravimétricos en el interior del istmo están asociados con los volcanes Barú, El Valle y Yeguas (Figura 4.12)

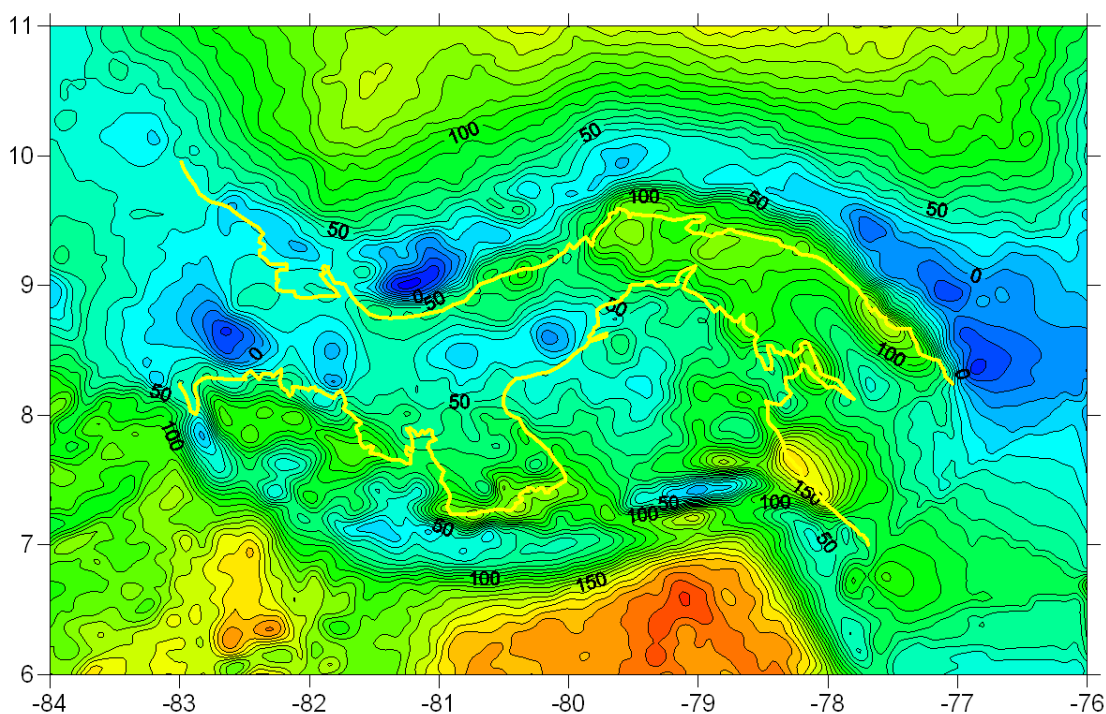


Figura 4.12. Mapa de anomalías de Bouguer de Panamá trazado a partir del conjunto de datos de gravimetría terrestre, naviportada y de satélite compiladas en este estudio.

4.3.4. Levantamiento gravimétrico local

Con la finalidad de disponer de un mapa de anomalías gravimétricas en la región de Las Tablas se ha realizado un levantamiento gravimétrico con el objetivo de poder efectuar un análisis más detallado que el proporcionado por los datos regionales tratados anteriormente. Las nuevas medidas gravimétricas de este levantamiento local se llevaron a cabo en dos campañas efectuadas durante los meses de marzo y abril de 2007 y 2008. Las lecturas gravimétricas se efectuaron con un gravímetro relativo Lacoste & Romberg modelo G y número de serie 831 de 0,01 mGal de sensibilidad. Dado que se trata de un instrumento relativo las medidas se apoyaron en las bases gravimétricas, con valor de gravedad absoluto determinado, más cercanas al área de estudio. Para obtener la situación y características de las bases gravimétricas existentes en Panamá se consultó al Bureau Gravimetrique International con sede en Toulouse (Francia) que nos facilitó esta información.

Algunas de las bases gravimétricas más representativas, como las situadas en edificios de la Zona del Canal o el Aeropuerto Militar de Albrook (figura 4.13) han desaparecido como consecuencia de modificaciones en las infraestructuras de estos lugares, por lo que se ha recurrido a apoyar las medidas relativas en otras bases gravimétricas que todavía se conservan. En particular, el gravímetro se calibró en la base gravimétrica situada frente a la Iglesia de Las Tablas (figura 4.14). Esta base de Las Tablas, cuyo valor absoluto de gravedad es de 978205,31 mgal, fue el punto de arranque y cierre de todos los itinerarios de las dos campañas efectuadas en los años 2007 y 2008.

La campaña consistió en determinar los valores de anomalía gravimétrica de Bouguer alrededor de toda la zona de estudio, midiendo en los puntos accesibles en una superficie aproximada de 1300 km², procurando una distribución de estaciones lo más regular posible. En total se midieron 128 estaciones con una distancia mínima de 2 km. La distribución de las estaciones referidas a una base en coordenadas UTM está representada en la figura 4.15., donde se aprecia la distribución de las nuevas estaciones y la baja cobertura de las anteriores campañas en esta región.

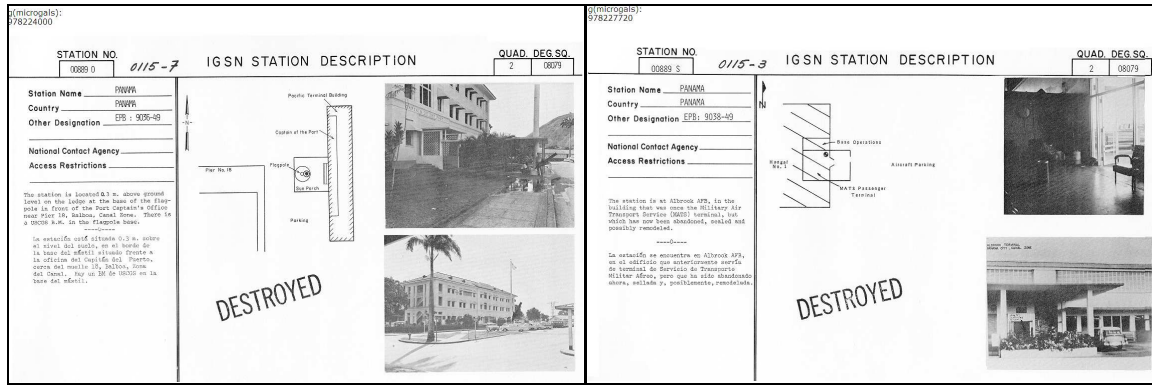


Figura 4.13. Bases gravimétricas actualmente no disponibles en la Zona del Canal de Balboa (izquierda) y en el Aeropuerto Militar de Albrook (derecha)

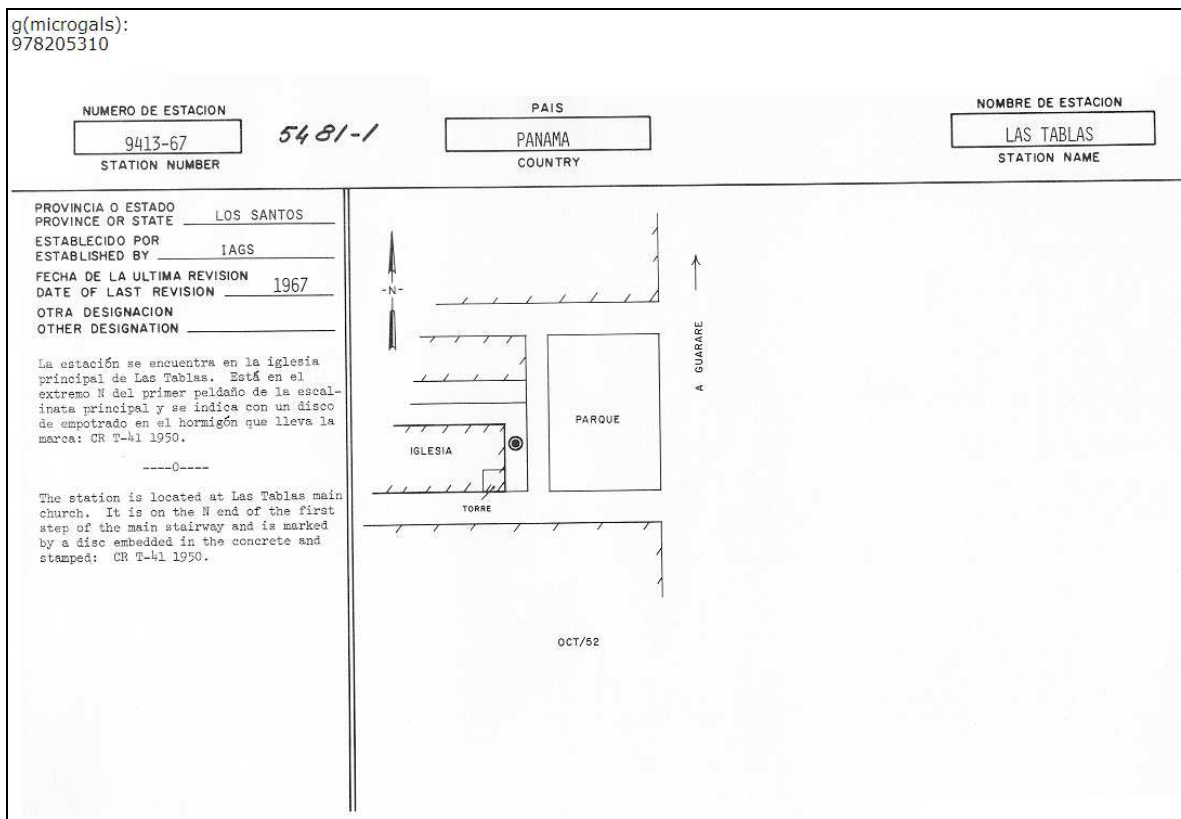


Figura 4.14. Base gravimétrica disponible en la Iglesia de Las Tablas

Las medidas se efectuaron por el clásico sistema de bucles con inicio y final de cada itinerario en la base de la Iglesia de Las Tablas para poder efectuar la corrección de deriva instrumental comprobar el comportamiento general del gravímetro. Para obtener los valores de gravedad neutra en cada punto (es decir, sin el efecto de atracción adicional del sol y la luna) se calculó el efecto de la marea gravimétrica utilizando las fórmulas de Longmann (1959). Los valores de marea gravimétrica oscilan periódicamente entre +0,15 y -0,10 mGal, con dos máximos y

dos mínimos diarios. Una vez abstraído el efecto luni-solar, la diferencia de lecturas en la base al inicio y final de cada itinerario se compensó proporcionalmente al tiempo de lectura en cada una de las estaciones como deriva instrumental.

Para el cálculo de la anomalía de Bouguer se ha seguido el mismo procedimiento que el utilizado para procesar los datos preexistentes con el fin de garantizar la homogeneidad de todos los datos, es decir el sistema IGSN'71 para los valores de gravedad observada y el sistema GRS'67 para la gravedad sobre el elipsoide, además de las correcciones clásicas de Aire libre, Bouguer y topografía.

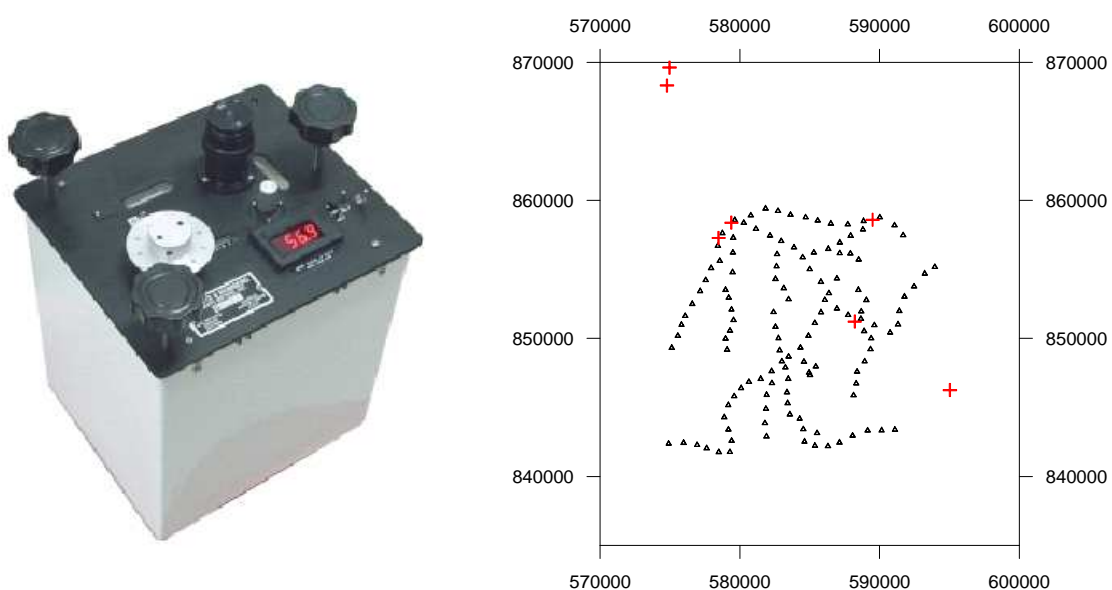


Figura 4.15. Gravímetro Lacoste & Romberg modelo G utilizado en el levantamiento gravimétrico de la zona de estudio (derecha) y distribución de las nuevas estaciones gravimétricas en triángulos negros en comparación con las pre-existentes marcadas por cruces rojas.

La determinación de las coordenadas y la altitud sobre el nivel del mar de cadauna de las nuevas estaciones gravimétricas se utilizó un equipo GPS Leica 1200GG y el programa de post-proceso Leica Geo Office Combinado 5.0, AutoCad Civil 3D Land Companion 2008. El equipo GPS Leica 1200GG trabaja con doble frecuencia aumentando notablemente su precisión, amplía su capacidad de recepción de satélites al utilizar GPS y GLONASS. Puede utilizarse para la toma de puntos en post-procesos o en tiempo real para el replanteo preciso de coordenadas con un radio de acción de 15 km. Los procesos para este equipo se llevan a cabo en el programa Leica Geo Office 5.0.

Es importante destacar que la precisión en las medidas de estos equipos dependen mucho de las condiciones climáticas, la vegetación y la condición de los satélites presentes en ese momento, durante todas las mediciones con este equipo se siguieron las recomendaciones para aumentar la fiabilidad, como son la toma de puntos en áreas abiertas sin la obstrucción de árboles o estructuras, la correcta nivelación del equipo y ajuste de los parámetros de post-proceso.

Para el levantamiento de los puntos georeferenciados fue necesario establecer previamente rutas por las cuales se realizarían las mediciones. Dichas rutas transitan principalmente por caminos y carreteras, lo cual permite el rápido acceso al sitio escogido.

El objetivo es alcanzar en cada punto es la captación de datos satelitales que puedan ser correlacionados con una estación base ubicada sobre un punto previamente georeferenciado. La calidad de la información recopilada depende de muchos factores, entre los principales se encuentra la vegetación circundante que obstruya la geometría de los satélites sobre las antenas receptoras, la topografía del sitio, condiciones climáticas y disposición de satélites.

Una vez recopilados los datos de campo se descargaron en el programa Leica Geo Office 5.0, y se procesaron los datos para que las desviaciones estándar estuviesen dentro de los límites admisibles para el estudio y presentar las desviaciones correspondientes que permitan un mejor análisis de los datos.

El procesado de datos incluye la colocación de las coordenadas del punto base de la estación de GPS, el punto conocido como LGISA-01, el cual presenta coordenadas iniciales en el sistema WGS-84 Zona 17.

La precisión planimétrica obtenida a partir de la metodología aplicada es superior a ± 2 centímetros, mientras que la precisión en la determinación de la altura es en el peor de los casos de ± 10 centímetros, según se deduce de la repetición de las mediciones en algunas estaciones, y en particular de los puntos con menor señal GPS.



Figura 4.16. Estación GPS Leica 1200GG utilizada para georeferenciar las estaciones gravimétricas medidas en el sector de Las Tablas (izquierda) y posición de la estación base para el cálculo diferencial (derecha).

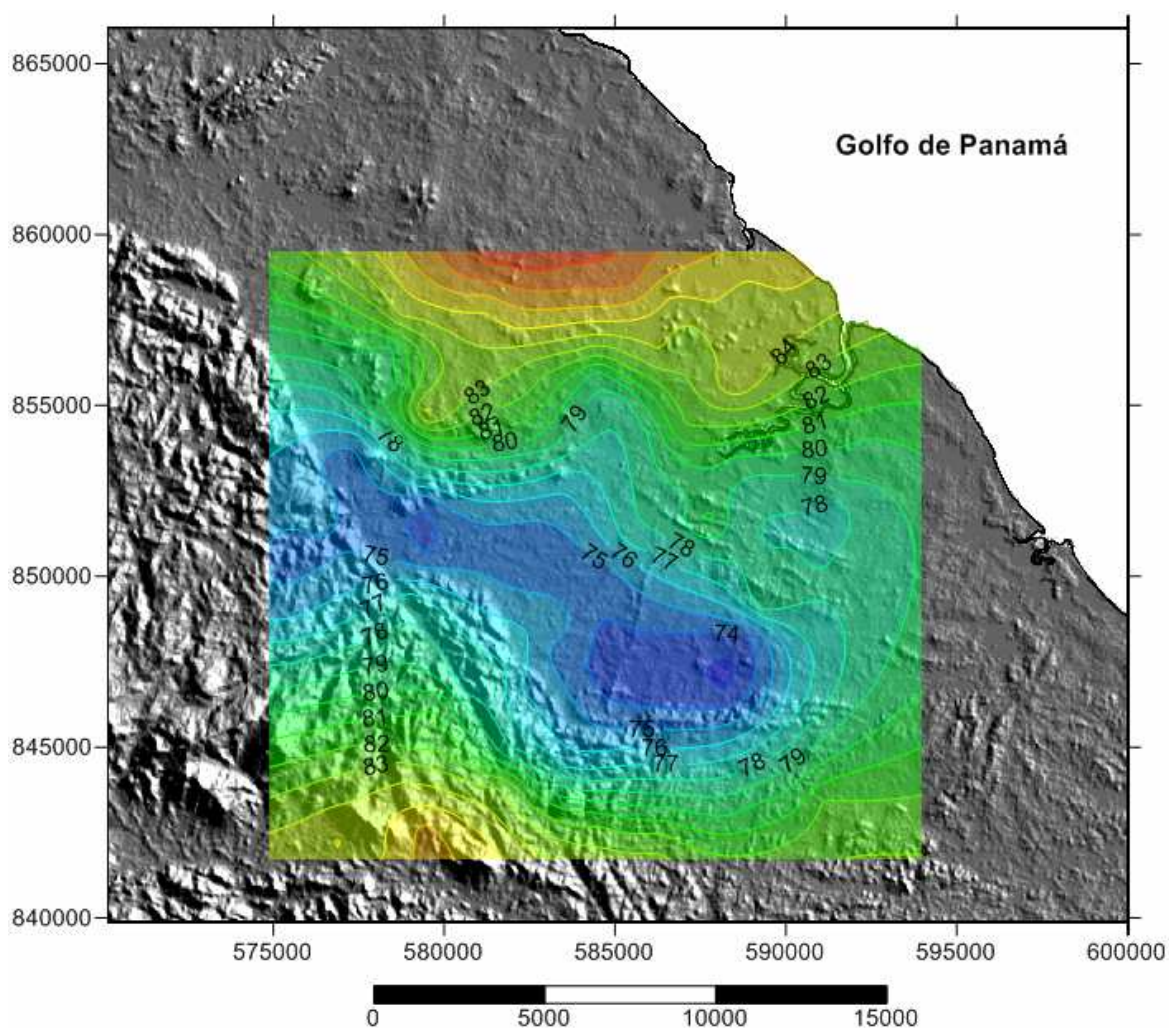


Figura 4.17. Mapa de anomalías de Bouguer del sector de Las Tablas sobre MDT.

4.3.5. Mapa de anomalías de Bouguer de Las Tablas

El mapa de anomalías de Bouguer obtenido en este levantamiento muestra una evidente anomalía negativa centrada sobre la zona de estudio y sobreimpuesta a una ligera tendencia regional que varía desde valores de 86 mgal al sur y 89 mgal al norte.

Al sureste de la población de San José se observa claramente el mínimo gravimétrico descrito (< 74 mgal). Esta anomalía se localiza en la microcuenca del río Salado. Esta última está rodeada por los Cerros Evangelista, La Mesa, La Mina y Bay al SW de San José. Esta zona está caracterizada por estructuras lineales paralelas.

En esta zona, el gradiente aumenta hacia el sector SE de forma moderada en dirección al Río Pocrí. Alineada con las fallas y fracturas del sector. La forma de esta anomalía es alargada comenzando desde el sur de La Palma hasta la población de Peña Blanca al NW de San José.

Hacia el SW y el W de la zona de estudio, el gradiente está controlado por la Falla de Pedasí. Este comportamiento se extiende en dirección al Cerro Las Uvas al NW de la misma. Al E y SW de Las Tablas, el gradiente presenta una variación intensa, influenciado por las estructuras circulares presentes en la Zona. Este también puede estar influenciado por la Falla Regional que atraviesa Las Tablas y el sistema de fracturas asociado a la misma y cuya traza es paralela a la Quebrada La Ermita.

Al E de las Tablas el gradiente tiene una variación monótona con variantes hacia el sector de Santo Domingo el cual tiene la influencia de la Falla regional que atraviesa la ciudad Las Tablas.

Al Sur de la población de Santo Domingo, se observa un gradiente con dirección NE-SW el cual está influenciado por la falla que corre paralela al Río Mensabé y la falla regional que atraviesa a Las Tablas.

Para poder realizar un análisis más detallado sobre la localización e intensidad de las anomalías gravimétricas locales se ha llevado a cabo un filtrado de la tendencia regional asociada a una superficie polinómica. Los coeficientes que definen esta superficie polinómica se calculan por ajuste mínimo-cuadrático.

Como la anomalía de Bouguer (AB) se considera la suma de los efectos regionales (AR) y locales, la anomalía residual (Ar) se obtiene por diferencia entre la anomalía de Bouguer y la regional en cada estación gravimétrica.

En el caso más simple de considerar que la anomalía regional puede asimilarse a un plano, los coeficientes a , b y c de la función matemática F que definen el plano se calculan por solución de un sistema de tres ecuaciones que implican las derivadas parciales de la función respecto de los tres coeficientes, de la siguiente forma:

$$AB = AR + Ar$$

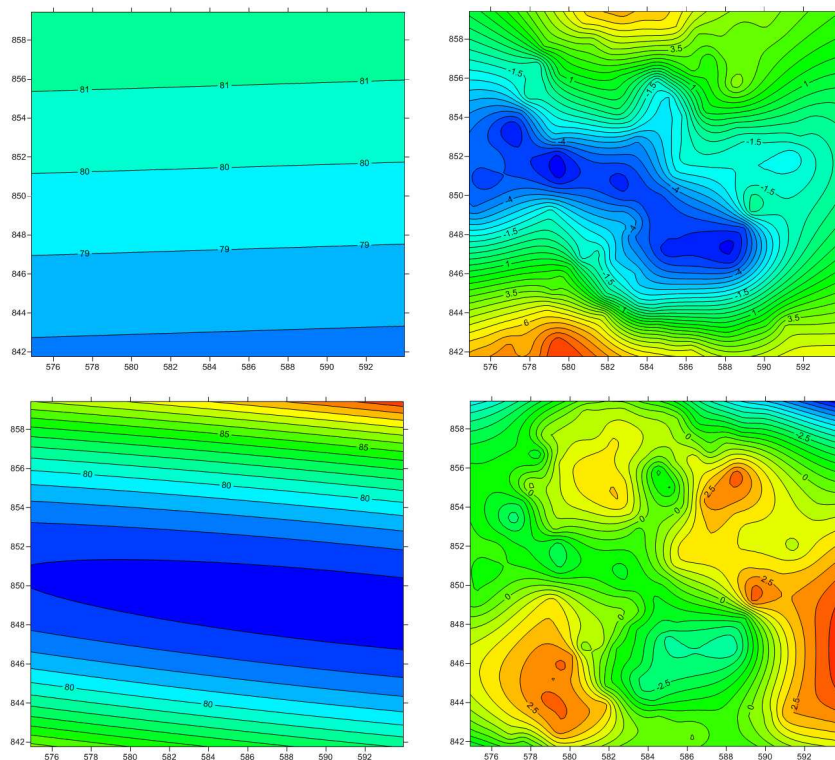
$$AR = a x + b y + c$$

$$AR = F(a,b,c) = \sum_{i=1}^N (AB_i - (ax + by + c))^2$$

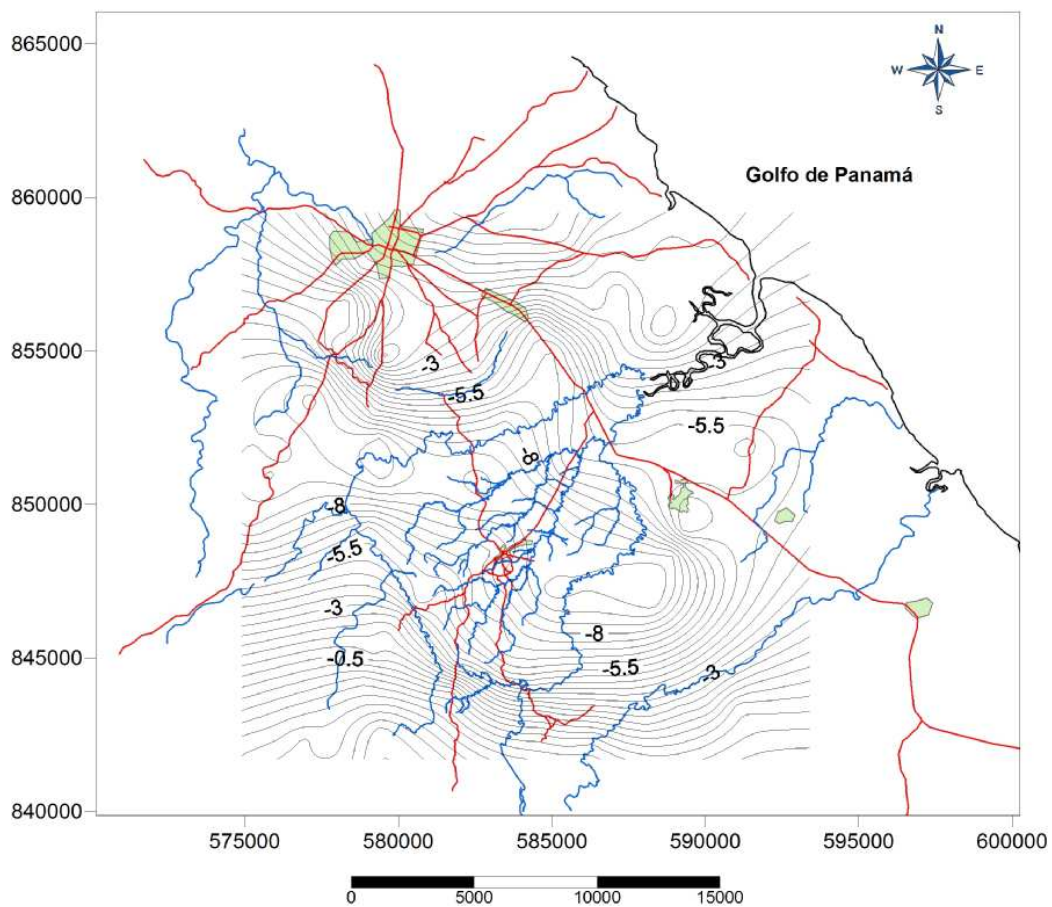
$$\begin{cases} \frac{\partial F}{\partial a} = \sum_{i=1}^N 2(AB_i - ax - by - c)(-x_i) = 0 \\ \frac{\partial F}{\partial b} = \sum_{i=1}^N 2(AB_i - ax - by - c)(-y_i) = 0 \\ \frac{\partial F}{\partial c} = \sum_{i=1}^N 2(AB_i - ax - by - c)(-1) = 0 \end{cases}$$

En nuestro caso, teniendo en cuenta el trazado de las anomalías de Bouguer del sector de Las Tablas, y las pequeñas dimensiones del área de estudio se consideró suficiente evaluar el ajuste de dos superficies, un plano y un paraboloides.

El resultado de estos ajustes puede verse en la figura 4.18., donde se pone de manifiesto que el plano sigue mejor la tendencia que muestra el mapa de anomalías de Bouguer, mientras que el paraboloides sigue una tendencia que se aproxima a la propia anomalía local. Como definió Nettleton (1954) la separación de anomalías en componentes es siempre algo subjetivo, sin embargo el análisis estadístico de la evolución de la varianza de las residuales a medida que aumenta el grado del polinomio sugiere también que la superficie regional más representativa de este sector es un plano.



4.18. Anomalías regionales de primer y segundo grado (izquierda) y residuales correspondientes



4.19. Mapa de anomalías residuales obtenido por sustracción de un polinomio de primer grado.

El mapa de anomalías residuales muestra más claramente la posición y extensión del mínimo gravimétrico situado sobre el valle del Río Salado. Asimismo, se destacan gradientes anómalos y desplazamientos del trazado de las anomalías que son la respuesta de discontinuidades y límites estructurales que requieren un análisis más detallado y la contribución de otros datos geológicos y geofísicos para su interpretación.

El mínimo observado en el mapa de anomalías Bouguer se conserva en el mapa de anomalía residual (<10 mGal). Esta anomalía tiene una forma alargada y se extiende desde el este de la parte alta del Río Salado hasta la población de Peña Blanca.

A lo largo del Río Mensabé, se observa un gradiente que sigue la traza de la Falla de Pedasí. También al S, SW y SE de las Tablas se observa un gradiente gravitacional que delinea las estructuras circulares mencionadas en el capítulo de Geología. Hacia la quebrada Las Cocobolas, al NE de Las Tablas la anomalía residual muestra un gradiente con una variación muy suave, lo que las fracturas que se observan en el campo son superficiales.

Al NE próximo a la zona de manglar en la desembocadura del Río Mensabé, se observa un máximo relativo. Más al Sur, sobre la carretera Las Tablas-Pedasí, en las proximidades de Santo Domingo, el gradiente es intenso y estaría influenciado por la falla regional que pasa por Las Tablas y la falla que corre paralela al Río Mensabé.

Hacia el sector de La Candelaria, en el NE de la zona, próximo a la desembocadura del Río Mensabé, el gradiente varía suavemente, las variaciones al campo en esta zona puede deberse a los pequeños intrusivos que se localizan al sur de la población de La Palma.

4.3.6. Modelización gravimétrica

La modelización gravimétrica consiste en crear un modelo de densidades que simule una estructura geológica hipotética y calcular la respuesta gravimétrica (solución del problema directo). Los modelos gravimétricos no aportan soluciones únicas, ya que varios modelos geológicos distintos pueden producir la misma respuesta gravimétrica.

En general, en la modelización gravimétrica en 2-D se asume que los cuerpos tienen dos dimensiones y no se consideran cambios en la dirección perpendicular al modelo (Talwani et al., 1959). Por esto, los bloques y las superficies creadas en un modelo, se extenderán hasta el infinito en la dirección Y. Un modelo 2 D se puede visualizar como una serie de prismas tabulares de extensión infinita en Y, mientras que la modelización en 2,5 D permite truncar estos prismas a las distancias elegidas en los sentidos del eje +Y y del eje -Y.

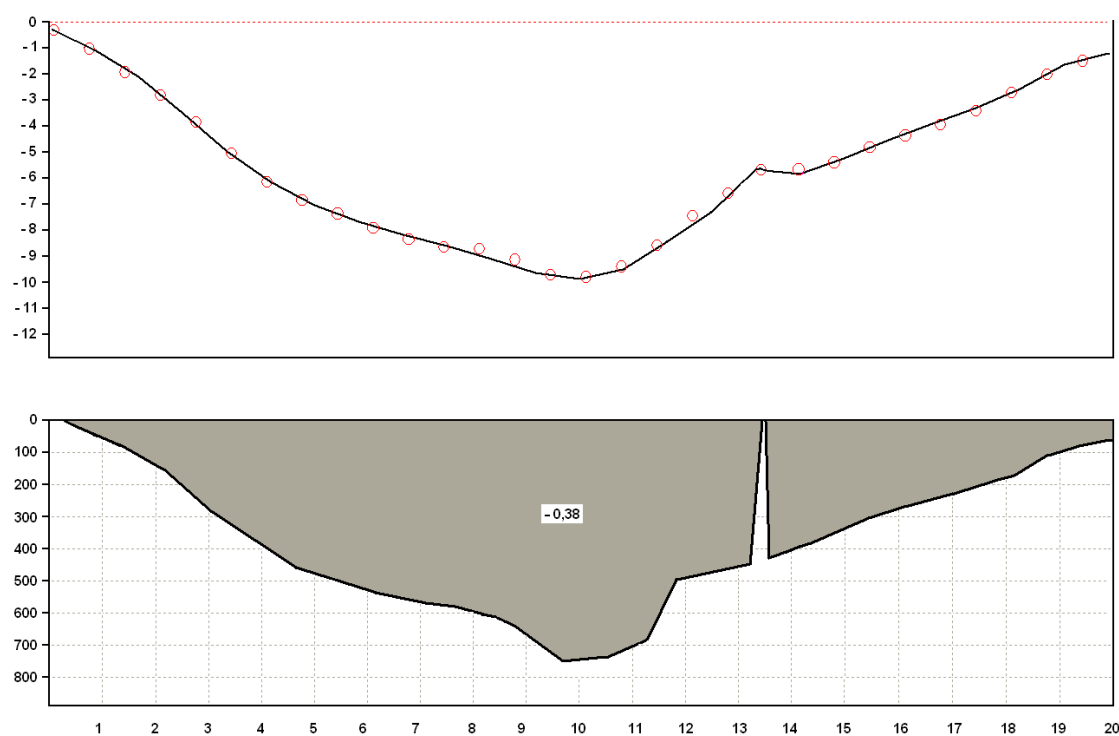
En nuestro caso, la modelización gravimétrica se ha realizado sobre una porción del perfil geológico A-A' de la figura 2.11 del capítulo de Geología, y la finalidad era determinar la profundidad del basamento bajo la cuenca sedimentaria de la Formación Macaracas que se extiende en el valle del Río Salado. Como la extensión lateral de la anomalía, según el mapa de anomalías residuales, es inferior a 10 veces su anchura se ha considerado necesario centrar el perfil sobre la anomalía y utilizar un modelo 2,5 D, cuyos límites en la dirección +Y y -Y se han deducido del mapa, utilizando el algoritmo de Cady (1980).

Para la modelización se han determinado los valores medios de densidad de las formaciones geológicas más representativas. Para ello se muestrearon bloques de roca no alterada de y determinó su densidad por el método de la doble pesada de Arquímedes. Las muestras disgregables (arcillas) y porosas (calizas y areniscas) fueron recubiertas con parafina antes de ser sumergidas en la masa de agua.

Los basaltos de la Formación Playa Venado dieron una densidad media de $2,76 \text{ g/cm}^3$ y las andesitas de la misma formación $2,70 \text{ g/cm}^3$, mientras que las granodioritas de la Formación Valle Riquito dieron una densidad media de $2,77 \text{ g/cm}^3$. Por su parte, las rocas de la Formación Macaracas son bastante más heterogéneas, tanto en composición como en densidad. Las lutitas, que son

predominantes tienen una densidad media de $2,35 \text{ g/cm}^3$, las areniscas de $2,50 \text{ g/cm}^3$ y las calizas de $2,62 \text{ g/cm}^3$. Teniendo en cuenta estos valores, y su significación porcentual, se ha considerado que el contraste de densidad entre el basamento y el conjunto de sedimentos de la Formación Macaracas es de $-0,38 \text{ g/cm}^3$.

El modelo gravimétrico obtenido para ajustar la anomalía experimental, con el contraste de densidad establecido, muestra que la cuenca debe alcanzar en su depocentro una profundidad próxima a 700 metros.



4.20. Modelo gravimétrico a lo largo de una porción del perfil geológico A-A' cruzando el mínimo residual del valle del Río Salado.