

MODELO GEOFÍSICO INTEGRADO DEL BASAMENTO CRISTALINO EN EL ÁREA MAYOR DE SOCORORO, ESTADO ANZOÁTEGUI

ANTONIO UGHI, ADRIANA UBIEDA Y MELWIN GÓMEZ

Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica,
Departamento de Geofísica, Laboratorio de Interpretación del Subsuelo, Caracas 1041-A, Venezuela.
e-mail: antonio.ughi@ucv.ve

Recibido: enero de 2009

Recibido en forma final revisado: noviembre de 2010

RESUMEN

La presente investigación expone los resultados de un estudio geofísico que integró información proveniente de dos levantamientos gravimétricos realizados en los años 2005 y 2006, seis líneas sísmicas 2D y registros de 15 pozos pertenecientes al Área Mayor de Socororo (AMS). Con los datos gravimétricos se elaboró un mapa de anomalía de Bouguer donde se seleccionaron dos transeptos regionales que fueron correlacionados con las secciones sísmicas, lo que permitió proponer un modelo estructural del subsuelo en el área estudiada. Los resultados obtenidos muestran una pronunciada anomalía negativa de gran extensión cuya magnitud varía desde -30 mgals hasta -50 mgals, asociada con una estructura regional denominada depresión Carrizal. Esta distorsión se encuentra ubicada en la zona norte del área estudiada (Campo Caricari) y presenta un gradiente gravitatorio de aproximadamente 10 mgal/km. Las anomalías gravimétricas al sureste del AMS están controladas por la Falla Cachicamo. El rumbo de esta falla es NE-SO con buzamiento hacia el norte y su salto aumenta con la profundidad en el rango de 90 a 180 pies.

Palabras clave: Gravimetría, Sísmica 2D, Geoestadística, Área Mayor de Socororo, Modelado.

INTEGRATED GEOPHYSICAL MODEL OF THE CRISTALINE BASE ON THE GREATER SOCORORO AREA, ANZOÁTEGUI STATE

ABSTRACT

We show the results of a geophysical study that uses data from two gravity surveys conducted in 2005 and 2006, six 2D seismic lines and 15 well logs from the Greater Socororo Area (GSA). With the gravity data we made a Bouguer anomaly map and selected two regional transects that were correlated with seismic lines in order to propose a structural model for the GSA. The results show a high magnitude negative gravity anomaly between -30 mgals and -50mgals associated with a regional structure called the Carrizal depression. This anomaly is observable on the north part of the study area (Caricari Field) and has a gravity gradient of about 10 mgal/km. The southeast gravity anomalies are controlled by the Cachicamo Fault. The fault strike in NE-SW with dip toward north and the fault step increase with depth between 90' and 180'.

Keywords: Gravity, 2D Seismic, Geostatistics, Greater Socororo Area, Modeling.

INTRODUCCIÓN

El Área Mayor de Socororo (AMS) fue descubierta el 31 de agosto de 1939 a través de la perforación del pozo "SOC-001" (PetroUCV, 2001), desde entonces los estudios geocientíficos realizados en la zona han estado restringidos a intervalos prospectivos específicos enfocados fundamentalmente en el análisis estructural y estratigráfico de las Formaciones Oficina y Merecure (González *et al.*, 2006; Goddelicette, 2006; Hilla y Naval, 2005; Morales, 2002;

Reina, 2002; Avendaño *et al.*, 2002; Díaz y Castillo, 2002). Esto ha conllevado a que la zona carezca de un modelo estructural que contenga información desde el basamento cristalino hasta las secuencias sedimentarias someras.

En el Área Mayor de Socororo, PDVSA ha realizado importantes proyectos de adquisición de datos sísmicos 2D y registros de pozos, y durante los años 2005 y 2006, el Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela llevó a cabo dos campañas de adquisición de da-

tos de gravedad como parte de un esfuerzo conjunto entre la industria petrolera y la academia, para generar modelos del basamento cristalino que permitan explicar si las estructuras geológicas observadas en los intervalos prospectivos son originadas por procesos estratigráficos y/o tectónicos locales o por el contrario están controladas por la geometría del basamento cristalino como respuesta a procesos tectónicos regionales.

La primera recopilación de información geológico – geofísica del Área Mayor de Socororo se le debe a PetroUCV en el año 2001, como parte de sus planes de desarrollo del campo. Este trabajo permitió la elaboración de informes técnicos que contienen datos de las características generales del AMS, descripción de los yacimientos, modelos sedimentológicos, petrofísicos, estratigráficos y geológicos de las Formaciones Oficina y Merecure.

Posteriormente, como parte del trabajo de investigación conjunto entre la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV y la empresa, se obtuvieron los primeros resultados concretos con el trabajo de Avendaño *et al.* (2002) quienes orientaron su estudio hacia la elaboración de modelos geológicos partiendo de la caracterización de las arenas de Oficina Superior e Inferior y Merecure Superior, utilizando información de registros de pozos y criterios geoestadísticos. Como resultado se obtuvieron mapas, secciones y cubos estratigráficos que permiten interpretar la distribución vertical y lateral de los fluidos, así como el ambiente de sedimentación de las arenas estudiadas.

El marco estratigráfico de la parte superior de la Formación Merecure y Oficina en el Campo Socororo Oeste la definió Morales (2002), a través de registros de 29 pozos, mapas isópacos estructurales y seis unidades genéticas subdivididas con base en los patrones de empaquetamiento, estableciendo que predominan los depósitos de canales distributarios, abanicos de rotura y depósitos de llanuras de inundación que caracterizan a la secuencia de estudio como un sistema de llanura deltáica. Con un trabajo más detallado, González *et al.* (2006) elaboraron un modelo sedimentológico y estratigráfico de las arenas H, J y U pertenecientes a las Formaciones Oficina y Merecure, en el Campo Socororo Oeste, para lo cual utilizaron la correlación entre registros de pozos y la representación espacial de las facies para cada unidad. En su investigación se propuso la arquitectura de las arenas prospectivas y sus respectivas características estratigráficas y sedimentológicas; sin embargo, se recomendó enriquecer el modelo propuesto con un modelo estructural y estudios petrofísicos. Reina (2002) realizó la interpretación estructural y estratigráfica de un área de 18 km² por medio de datos sísmicos 3D, en el Campo Socororo

Este. Su intervalo de estudio estuvo comprendido entre las Formaciones Merecure y Oficina Inferior/Media y consistió en identificar patrones de fallas a través de atributos sísmicos y sistemas depositacionales, y sistemas encadenados a través de un análisis secuencial. Los resultados obtenidos evidencian fallas normales con orientaciones NE-SO y NO-SE con edades Mioceno Inferior y Pleistoceno-Reciente.

La interpretación del marco estructural y estratigráfico de las arenas U y J en las Formaciones Oficina y Merecure del Campo Socororo Este se le debe a Useche y Villamediana (2005), quienes utilizaron registros eléctricos y marcadores estratigráficos regionales para elaborar secciones estratigráficas que les permitieron evaluar que la transición de la Formación Merecure a la Formación Oficina está evidenciado por cambios de facies de canales, barras, abanicos de rotura hasta llanuras de inundación.

El estudio estructural de las arenas gasíferas de la Formación Oficina permitió delimitar los yacimientos gasíferos, realizar mapas de pseudo propiedades en las arenas F8, R0U, R0M y R4L e identificar la tendencia general de fallamiento en el Área Mayor de Socororo (Hilla y Naval, 2005).

La parte basal y media de la Formación Oficina está caracterizada por ciclos deltaicos progradantes con influencia mareal marcada en las zonas de frente deltaico (León y Vielma, 2006). Con base en toda la información estructural estos autores afirman que en campo predomina una estructura tipo monoclinal de rumbo aproximado este-oeste con una geometría de bloques limitados por fallas normales.

TECTÓNICA REGIONAL

El Área Mayor de Socororo está ubicada al suroeste del flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela, la cual es una depresión estructural cuya evolución geodinámica comprende eventos que van desde una fase prerift en el Paleozoico, hasta la transformación de la misma en una cuenca tipo foreland o antepaís a finales del Mioceno (Parnaud *et al.*, 1995), este proceso puede subdividirse en cuatro eventos tectónicos que a continuación se describen.

Prerift (Paleozoico)

En esta etapa ocurre la depositación de secuencias sedimentarias en ambientes neríticos y costeros como las Formaciones Hato Viejo (areniscas cámbricas) y Carrizal (areniscas y lutitas cambro-ordovícicas) en la Subcuenca de Guárico (González de Juana *et al.* 1980; Feo-Codecido *et al.*, 1984; Moticska, 1985; Fernández y Passalacqua, 1990; Parnaud

et al., 1995). Datos de pozos muestran que Hato Viejo tiene por lo menos 90 m de espesor y que Carrizal es de por lo menos 640 m de espesor (Hedberg, 1950; Stover, 1967; González de Juana *et al.* 1980; Feo-Codecido *et al.*, 1984; Moticska, 1985) y que están separadas de las capas suprayacentes (capas rojas del Jurásico Tardío y el Grupo Temblador del Cretácico) por una disconformidad angular (Erlich y Barrett, 1990). De acuerdo con Ostos *et al.* (2005) Hato Viejo y Carrizal son formaciones “syn-rift” típicas de Gondwana y Laurentia, por ende sólo es posible encontrarlas en depresiones estructurales de cuencas sedimentarias tales como el Graben de Espino.

Rifting y drifting (Jurásico-Cretácico Temprano)

En Venezuela el rifting produjo grandes lineamientos estructurales que tuvieron posteriormente influencia en la evolución de las cuencas sedimentarias (Ostos *et al.* 2005). La apertura del Proto-Caribe causó el desarrollo de “graben” orientados al noreste como el de Espino (Feo-Codecido *et al.* 1984; Moticska, 1985) y una discordancia regional hacia el Cratón cuya separación ocurre a lo largo de fallas transformantes. Los graben fueron rellenados con sedimentos (capas rojas) continentales del Jurásico, material volcánico y ocasionales clastos y lutitas de origen marino somero (Feo-Codecido *et al.* 1984; Maze, 1984; Moticska, 1985; Ostos *et al.* 2005).

Margen pasivo (Cretácico-Paleoceno)

Al final del Albiense ocurrió un evento de transgresión diacrónica donde el mar cubrió Suramérica (Ostos *et al.* 2005). La sedimentación se desarrolló con la ocurrencia de tres fases transgresivas que inundan el continente de norte a sur. Éstas ocurrieron durante el Turoniense, Paleoceno Temprano-Eoceno y Oligoceno respectivamente, y fueron generadas por cambios eustáticos del nivel del mar. El máximo avance transgresivo de esta fase está marcado por la depositación de carbonatos de plataforma (Parnaud *et al.*, 1995). En conclusión, el norte de Suramérica estuvo caracterizado por una plataforma continental estable, limitada al sur por el Cratón de Guayana y un océano abierto hacia el norte.

Colisión oblicua (Mioceno-Plioceno y el Cuaternario)

Parnaud *et al.* (1995) explican que esta etapa marca el final del margen pasivo durante el Oligoceno como consecuencia de la colisión de la Placa Caribe contra el borde septentrional de la Placa Suramericana, lo que permitió el desarrollo de una cuenca antepaís. La colisión migró progresivamente hacia el este desde el Oligoceno hasta el Mioceno Tardío, dividiendo la cuenca antepaís en tres zonas: una platafor-

ma al sur, una zona de sobrearco en la parte central y un sobrecoarrollo al norte. Esta última zona estuvo caracterizada por la formación de la Serranía del Interior Central y Oriental.

La influencia de la colisión oblicua de la Placa Caribe en la depositación de las rocas en el oeste de Venezuela pudo empezar a mediados del Eoceno, esta depositación ocurrió en el “foredeep” localizado para ese entonces al norte de Venezuela. Como consecuencia de la colisión la forma de la cuenca fue variando, lo que generó que los sedimentos adquirieran una distribución diferente, dando lugar a ambientes principalmente continentales con invasiones marinas frecuentes (Ostos *et al.* 2005).

CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DEL ÁREA MAYOR DE SOCORORO

El AMS es interpretada como un monoclinal fallado con rumbo NO-SE y buzamiento regional entre dos a tres grados hacia el norte (PetroUCV, 2001). A través de interpretaciones estructurales de diversas arenas correspondientes a las Formaciones Oficina y Merecure, ha sido posible identificar un sistema de fallas normales con dirección NO-SE, aproximadamente paralelo al rumbo regional, consecuencia de un régimen de esfuerzos distensivos. De acuerdo con PetroUCV (2001) este sistema de fallas es el responsable de la mayor parte de las acumulaciones de hidrocarburos en los Campos Socororo y Caricari. Existe otro sistema de fallas con rumbo NE-SO al que pertenece la Falla Cachicamo, ésta es considerada el elemento estructural principal del AMS debido a que atraviesa todo el campo y se extiende hasta campos vecinos. Ambas familias de fallas son de alto grado de buzamiento, aproximadamente entre 70° y 80° (PetroUCV, 2001; Reina, 2002; Hilla y Naval, 2005; León y Vielma, 2006).

De acuerdo con Hilla y Naval (2005) la magnitud del salto de la Falla Cachicamo es 80-180 pies. Por su parte, León y Vielma (2006) afirman que su salto aumenta con la profundidad desde 80 pies hasta unos 220 pies en la parte basal de la Formación Oficina.

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO GRAVIMÉTRICO

Entre los años 2005 y 2006 el Departamento de Geofísica de la UCV llevó a cabo dos levantamientos de datos de gravedad en los que se acumularon un total de 543 mediciones gravimétricas (figura 1). Para realizar el amarre de las estaciones relativas a la red gravimétrica nacional, se utilizaron cuatro Bench Mark (BM) existentes en la zona en estudio,

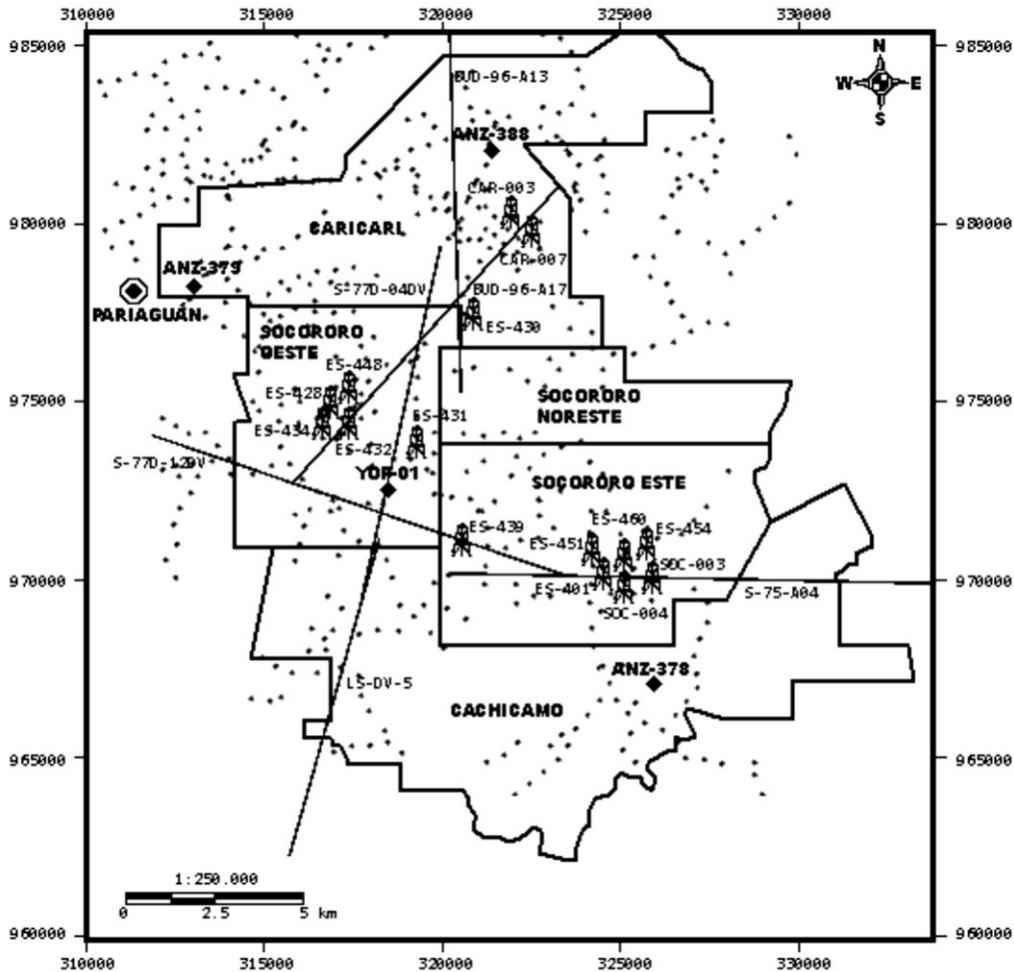


Figura 1. Mapa de ubicación de estaciones base, estaciones gravimétricas, pozos y líneas sísmicas utilizadas en el estudio. Proyección: UTM, Huso 20; Datum Geodésico: REGVEN; Elipsoide: WGS84.

a saber: ANZ-379 al oeste, YOP-01 ubicado en la vía Pariaaguán - Las Matas, ANZ-378 al sur en la vía Las Camazas, en el Campo Cachicamo y ANZ-388 al norte, en el Campo Caricari (figura1).

Para realizar la corrección topográfica intermedia se digitalizó un mapa topográfico de la zona, a través de bloques con diferentes intervalos de digitalización de acuerdo a la distribución de las estaciones. El valor de la densidad utilizada para el cálculo final de la anomalía de Bouguer es 2.35 gr/cm^3 . Una vez obtenidos los valores de anomalía de Bouguer, se realizó un análisis estadístico de los datos haciendo uso de histogramas de frecuencias (figura 2) y la separación de los efectos regionales y residuales por medio del análisis de superficies polinómicas.

Se integró información proveniente de los levantamientos gravimétricos, seis líneas sísmicas 2D y quince registros de pozos (figura 1). A partir de la interpretación cualitativa del mapa de anomalía de Bouguer, se seleccionaron dos tran-

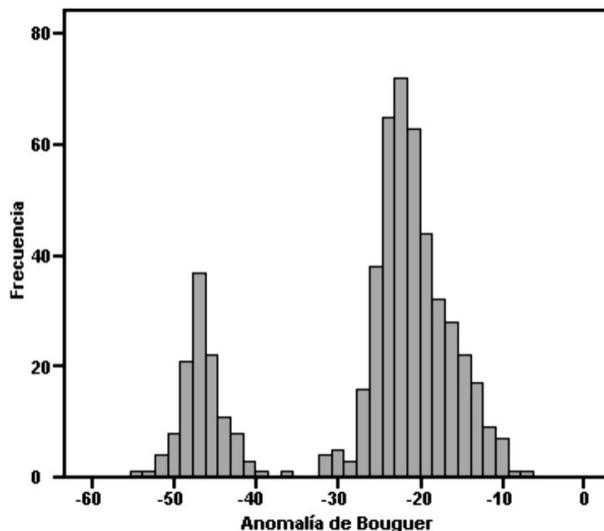


Figura 2. Histograma de frecuencias de los datos de anomalía de Bouguer. Obsérvese las dos poblaciones claramente diferenciadas. A la izquierda la población de menor frecuencia (-55 mgal y -40 mgal) y a la derecha, la población de mayor frecuencia (-35 mgal y -10 mgal).

septos regionales. La interpretación estructural de las secciones sísmicas 2D paralelas a la dirección de los transeptos permitió controlar la geometría y profundidad de los cuerpos de roca. La disponibilidad de registros de verificación sísmica (“Check Shot”) permitió construir un sismograma sintético utilizado para calibrar las líneas sísmicas 2D (figura 4). Por otra parte, con los registros de densidad (RHOB) se pudo estimar la densidad de cada una de las formaciones para la elaboración de los modelos gravimétricos (tabla 1). El registro de Gamma Ray se utilizó para la comprobación de los topes de las formaciones donde el registro de pozo intersectase los diferentes marcadores geológicos (figura 4). Finalmente, el registro sísmico se utilizó para el cálculo del coeficiente de reflectividad en la interpretación sísmica (figura 4).

Para la calibración de las secciones sísmicas 2D se construyó el sismograma sintético mediante el uso de la aplicación Synthetics® de la plataforma Geoframe®. Para generar la traza sintética se utiliza una serie de reflectividad o de coeficientes de reflexión generada a partir de los registros de densidad (RHOB) y sísmico (DT) del pozo ES-451, utilizando coeficientes de reflexión de tipo primario. También se seleccionaron dos tipos de ondícula: una extraída a partir

del análisis de la frecuencia dominante de la línea sísmica S-75A-04 y otra teórica tipo Ricker, ambas fase cero y de 28 Hz de frecuencia de acuerdo con los resultados de la ventana de estudio (figura 3).

Los marcadores geológicos seleccionados para realizar el cálculo de la resolución vertical y la calibración sísmica fueron las arenas F8 y N2 de la Formación Oficina. Estas arenas fueron estudiadas por Hilla y Naval (2005) y debido a su contenido de gas constituyen reflectores fácilmente identificables en la sísmica.

Para obtener la profundidad del tope de las arenas y su velocidad interválica se utilizó la aplicación Synthetics®. El espesor de cada intervalo se calculó a partir del registro Gamma Ray del pozo ES-451.

La figura 4 muestra el sismograma sintético final seleccionado, en este se utilizó la ondícula teórica tipo Ricker fase cero y de 28 Hz de frecuencia, en vista de que el coeficiente de correlación calculado por la aplicación es mayor que en los resultados obtenidos cuando se utilizó la ondícula fase cero de 28 Hz extraída de la sísmica.

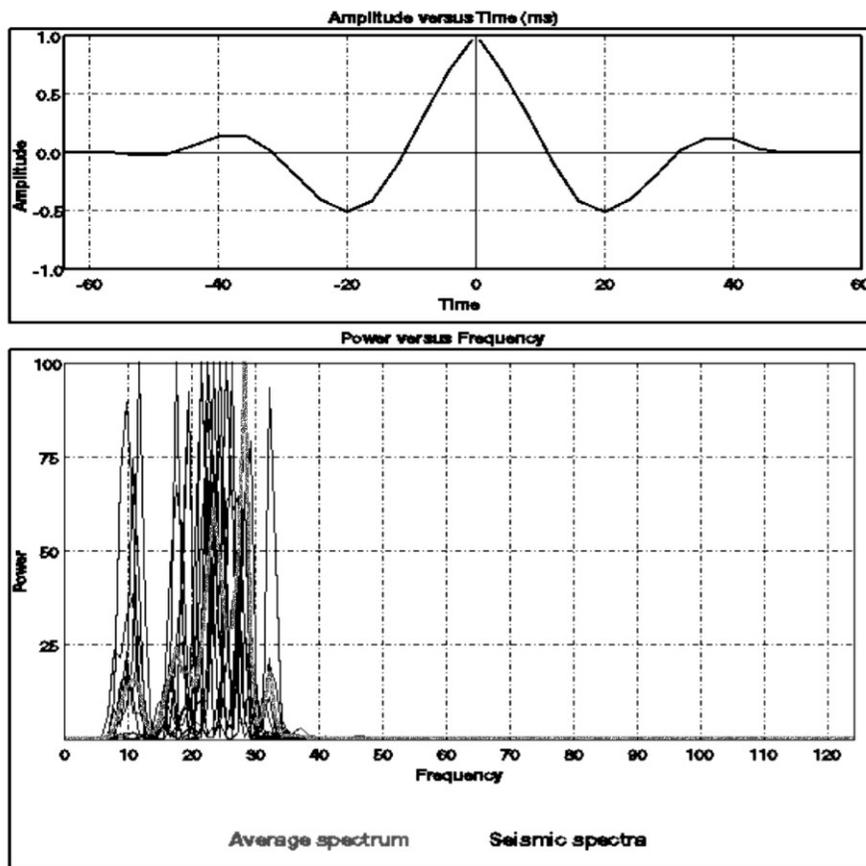


Figura 3. Resultado del análisis de frecuencia de la línea sísmica S-75A-04 para el pozo ES-451. Nótese que en el espectro de amplitud la frecuencia dominante es 28 Hz. La imagen superior muestra la ondícula extraída.

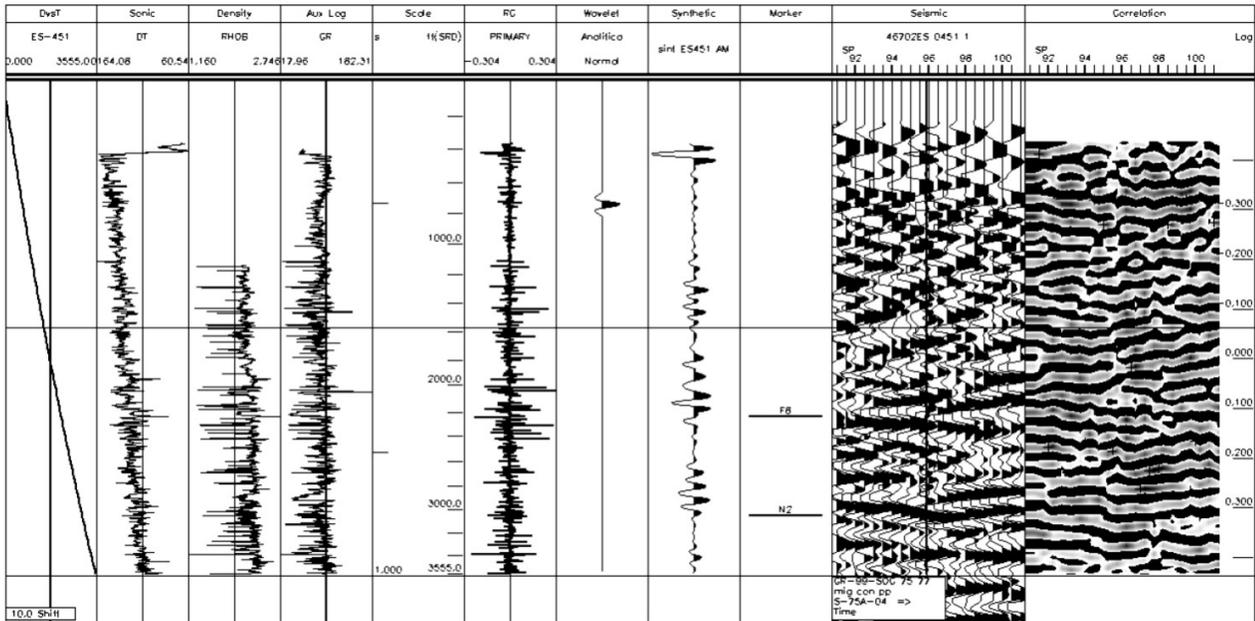


Figura 4. Sismograma sintético del pozo ES-451. De izquierda a derecha se muestra la curva T-Z, el registro sónico, registro de densidad y Gamma Ray, la escala de profundidad en pies, serie de reflectividad y la ondícula utilizada, el sismograma sintético obtenido, la ubicación de los marcadores geológicos, la ventana en tiempo de la línea sísmica S-75A-04 y sobre ella la traza del sismograma y finalmente la correlación con su escala respectiva.

Se realizó un análisis de la variación del gradiente de velocidad lo que permitió identificar las curvas T-Z, de distintos pozos, con el mismo gradiente de velocidad. Este análisis es útil para aquellos casos en donde el pozo no contiene curva T-Z lo que permite utilizar la curva del pozo más cercano. Por ejemplo, la curva T-Z del pozo ES-420 (figura 5), fue utilizada en los pozos ES-431 y ES-439 (figura 5), de igual manera en los pozos ES-451 y ES-460 se utilizó la del pozo ES-401 lo que permitió obtener finalmente la profundidad de los topes de las formaciones de interés en cada uno de los pozos.

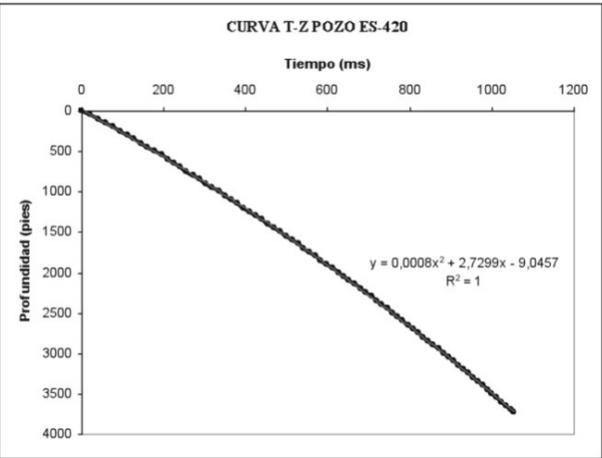


Figura 5. Gráfico de la curva conversión tiempo-profundidad para el pozo ES-420 utilizada para los pozos ES-431 y ES-439. Se muestra la ecuación empleada para la conversión T-Z junto con su coeficiente de determinación.

El valor de densidad para cada formación geológica de interés se obtuvo a partir de un análisis estadístico, que consistió en el cálculo de medidas de tendencia central y dispersión e histogramas de frecuencias. Para ello fue necesario seleccionar y agrupar en cada pozo con registro de densidad (RHOB), los valores correspondientes a cada formación, tomando en cuenta las profundidades obtenidas con las curvas T-Z de cada pozo.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos del análisis del histograma de frecuencia (figura 2) muestran que los datos de anomalía de Bouguer para una muestra de 543 estaciones gravimétricas está conformada por dos subpoblaciones que le confieren un comportamiento bimodal.

La subpoblación de menor frecuencia está comprendida aproximadamente entre -55 mgal y -40 mgal y la de mayor frecuencia se encuentra entre -35 mgal y -10 mgal (figura 2).

Considerando que los datos de gravedad, a la escala de observación considerada para este estudio, son principalmente reflejo del comportamiento geométrico de la cuenca, se debe suponer que ésta tiene una forma tal que se puedan identificar dos estructuras principales dentro de ella.

En efecto en el mapa de anomalía de Bouguer (figura 6a), es posible observar como disminuyen los valores de las anomalías en sentido norte. La orientación de los contornos isoanómalo es aproximadamente NO-SE, y la tendencia de las curvas se ve interrumpida por una anomalía negativa que abarca toda la zona norcentral y noreste del mapa, su magnitud varía desde -30 mgal hasta -50 mgal y presenta un gradiente gravitatorio de aproximadamente 10 mgal/km, los valores de anomalía de gravedad de esta estructura co-

rresponden con los de la subpoblación de menor frecuencia identificada con el histograma de frecuencias.

Esta anomalía está asociada a una estructura generada por un sistema de fallas con dirección NO-SE que estuvo activo durante el Paleozoico. La estructura es denominada Depresión Carrizal y aparece referenciada en los estudios de las Formaciones Hato Viejo y Carrizal realizados por Aymard (1980). El autor propone que la estructura afecta principal-

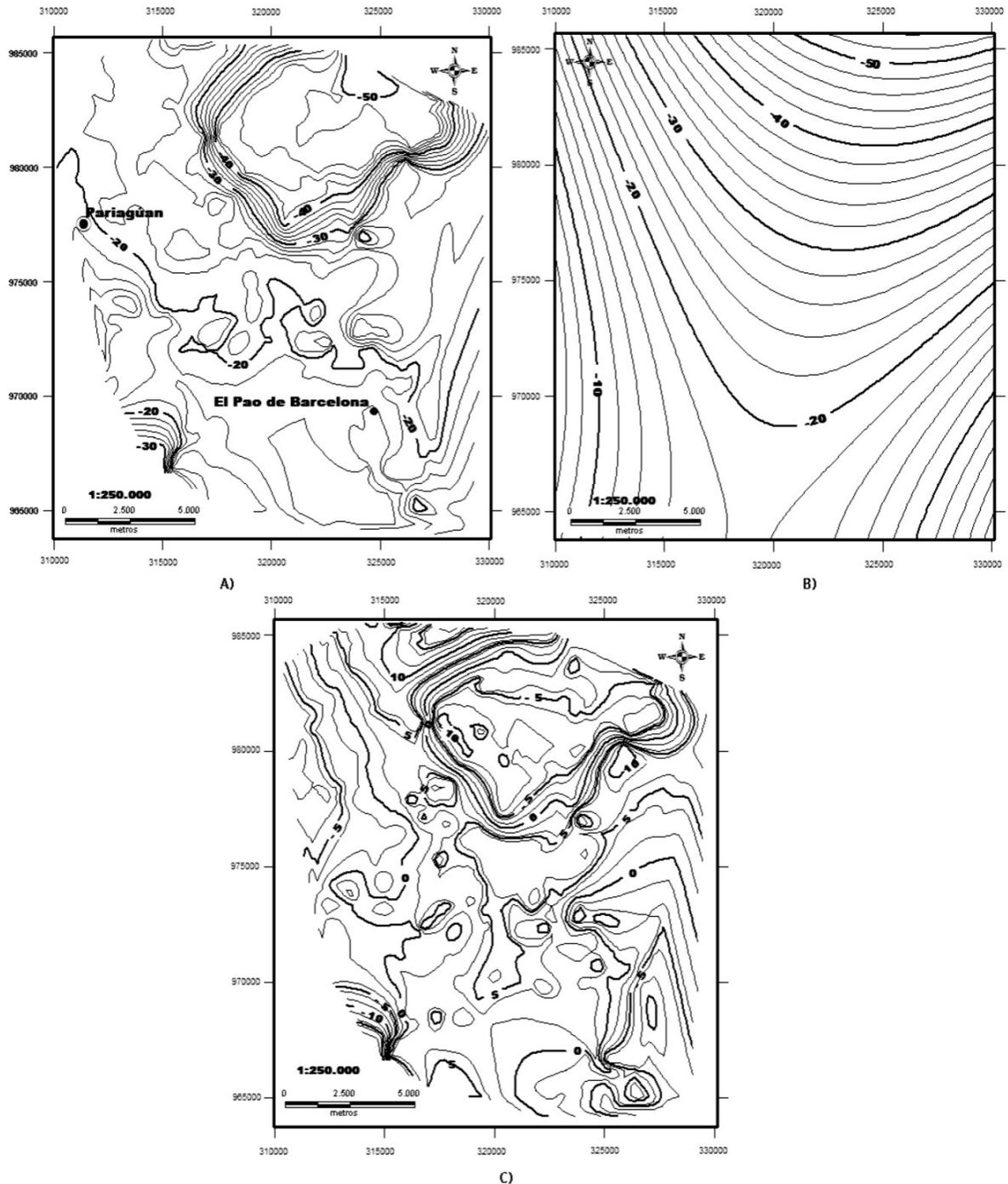


Figura 6. De izquierda a derecha: (a) mapa de anomalía de Bouguer, (b) mapa regional y (c) mapa de residuos. Todos los mapas están en proyección UTM, Huso 20; Datum Geodésico: REGVEN; Elipsoide: WGS84.

mente al basamento cristalino y la profundidad de la depresión alcanza valores mayores a los 11000 pies.

La disminución de los valores de las anomalías de sur a norte es indicativa del aumento del espesor de sedimentos, considerando que la profundidad del basamento cristalino aumenta en la misma dirección, de acuerdo con la geometría del flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela.

Los máximos relativos de anomalía de Bouguer están ubicados en la zona sur del mapa (figura 6), con valores entre -10 y -20 mgal (subpoblación de mayor frecuencia). Por su parte los mínimos relativos se encuentran al noreste de la zona estudiada con valores que alcanzan los -55 mgal aproximadamente.

Las distorsiones observadas al sureste del mapa de anomalía de Bouguer están controladas por la Falla Cachicamo. El rumbo de esta falla es NE-SO y es considerada el principal elemento estructural de la zona debido a que atraviesa los Campos Cachicamo y Socororo y se extiende hasta campos vecinos (PetroUCV, 2001; Hilla y Naval, 2005; León y Vielma, 2006).

El mapa regional de anomalía de Bouguer (figura 6b) indica que el rumbo de las curvas isoanómalas es aproximadamente NO-SE. Esta dirección coincide con el rumbo del monoclinial que define la zona de acuerdo con PetroUCV (2001). De igual forma se observa que el valor de la anomalía regional se hace más negativo hacia el norte en correspondencia con el buzamiento del basamento cristalino asociado a la Depresión de Carrizal.

En la figura 6c se ilustra el mapa de residuos, se observa al igual que en el mapa de anomalía de Bouguer una distorsión que controla la orientación de los contornos al noreste de la zona. Su gradiente es 10 mgal/km y las magnitudes de los contornos que la definen decrecen hacia el norte. La existencia de esta distorsión en el mapa de residuos sugiere el efecto local de basamento asociado a la Depresión Carrizal.

Hacia el sureste del mapa es posible identificar que la dirección de los contornos es NE-SO, esta orientación preferencial responde al rumbo de la Falla Cachicamo. En las zonas noroeste y suroeste las curvas isoanómalas tienen un rumbo NO-SE, esta dirección coincide con un sistema de fallas menores existente en la zona que corta las secuencias sedimentarias de la Formación Oficina y Merecure (PetroUCV, 2001; Morales, 2002; Reina, 2002; Hilla y Naval, 2005; León y Vielma, 2006).

El análisis estructural de las secciones sísmicas aunado a

los marcadores geológicos obtenidos de los pozos, permitió definir las estructuras presentes y ubicar la profundidad de los topes de las Formaciones Freites, Oficina, Merecure y Grupo Temblador (tope del Cretácico). Estas secuencias sedimentarias conforman junto con las Formaciones Carrizal y Hato Viejo el espesor de rocas suprayacentes al basamento cristalino, este último no pudo ser identificado en las secciones debido a la pérdida de la resolución sísmica de los reflectores en profundidad.

Las fallas normales identificadas son de alto grado de buzamiento, la mayoría son fallas verticales a sub-verticales y en general tienen un buzamiento hacia el norte (figura 7). Adicionalmente, se encontraron fallas con buzamiento hacia el sur (figura 7a). Asociadas a las fallas normales existen fallas de ajuste o de reacomodo (figura 7b), estas fallas son de menor extensión que las fallas principales y varían entre 1 y 1,5 km.

En las líneas LS-DV-5, S-77D-04DV, BUD-96-A13 y BUD-96-A17 (figuras 1 y 8) se identificó un sistema de fallas con un rumbo NO-SE. De acuerdo con el modelo gravimétrico es posible afirmar que el salto de las fallas identificadas es aproximadamente 80 pies, considerando además que la resolución sísmica de las secciones no permitió ver saltos menores a 70 pies.

Con la ayuda de mapas estructurales de diversas arenas de la Formación Oficina (León y Vielma, 2006 y Hilla y Naval, 2005) fue posible identificar la Falla Cachicamo en las líneas sísmicas S-75A-04 y LS-DV-5. En estas secciones sísmicas es posible observar como el salto entre los reflectores aumenta en profundidad a través del plano de la falla, las magnitudes del mismo varían de 90 a 180 pies. Adicionalmente, se encuentran identificados los reflectores correspondientes a los topes de las formaciones en estudio así como también los topes de las arenas gasíferas F8 y N2 con las cuales se realizó la calibración sísmica.

Seleccionando los contactos de cada falla a ambos lados del horizonte que corresponde con la Formación Merecure fue posible calcular el salto aproximado de las mismas y construir un mapa estructural (figura 8). Se utilizó la Formación Merecure, en vista que de acuerdo con los resultados de la interpretación estructural de las secciones sísmicas, es un reflector atravesado tanto por las fallas de rumbo NO-SE como por la Falla Cachicamo. En la figura 8 se muestra el mapa estructural correspondiente al tope de la Formación Merecure, en él se puede apreciar en la zona sur del mapa la Falla Cachicamo con rumbo NE-SO y con una extensión aproximada de 18 km. Hacia la zona noroeste y suroeste se encuentra el sistema de fallas con rumbo NO-SE, las extensiones de las mismas varían entre los 5 y 10 km.

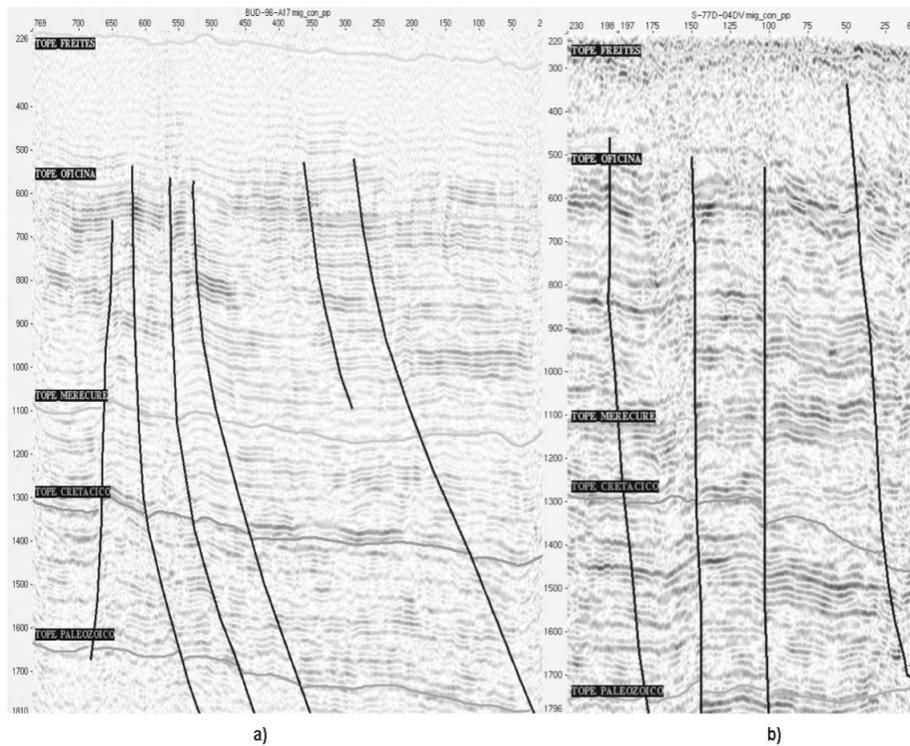


Figura 7. Resultados de la interpretación de las secciones sísmicas BUD-96-A17 y S-77D-04DV utilizando la plataforma Geoframe®. a) Sección BUD-96-A17 interpretada. b) Sección S-77D-04DV interpretada. Obsérvese el alto ángulo de buzamiento de las fallas normales.

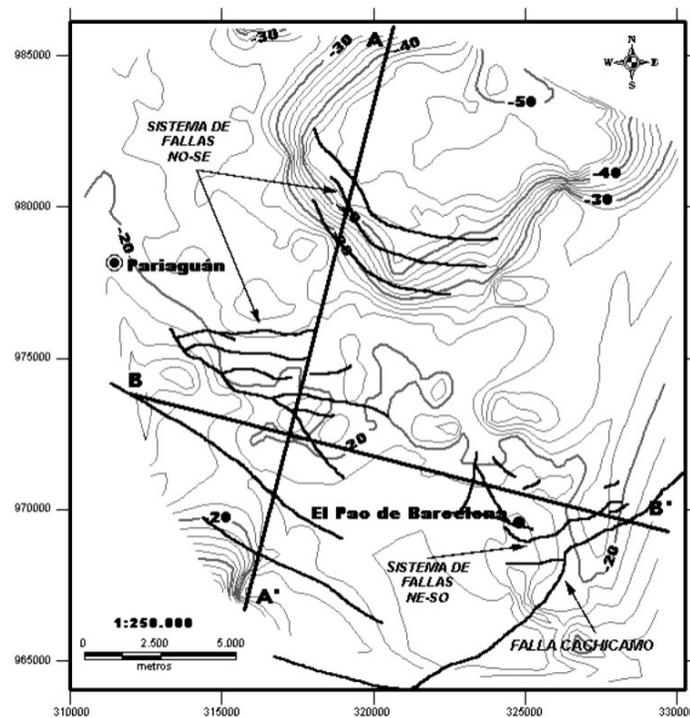


Figura 8. Mapa de fallas para el tope de la Formación Mereure y dirección de los transeptos seleccionados para construir los modelos gravimétrico-estructurales colocados sobre el mapa de anomalía de Bouguer. En el mapa se puede apreciar la dirección de las fallas identificadas en las líneas sísmicas 2D utilizadas. Proyección: UTM, Huso 20; Datum Geodésico: REGVEN; Elipsoide: WGS84.

MODELADO GRAVIMÉTRICO

Los modelos gravimétricos se realizaron sobre los transeptos A-A' de 19 km de extensión y dirección N10°E y B-B' con dirección N80°W y 16,7 km de extensión como se ilustra en la figura 8.

Para restringir el modelo se utilizó información proveniente de estudios geológico-geofísicos interdisciplinarios realizados en la Cuenca Oriental de Venezuela, de donde se pudo estimar que la profundidad de Moho en la zona es de 35 km y la profundidad del basamento cristalino varía de 3 a 6 km. Las densidades de las formaciones geológicas, estimadas a partir de los registros de pozos, se muestran en la tabla 1; las densidades de los cuerpos de roca del Paleozoico (Formaciones Carrizal y Hato Viejo) se estimaron con un promedio de 2,53 gr/cm^3 . A partir de los estudios realizados por Schmitz *et al.* (2008, 2005) se le asignó al basamento cristalino una densidad de 2,80 gr/cm^3 y al manto una densidad 3,00 gr/cm^3 .

En vista que tanto la profundidad como las densidades de los cuerpos de roca están suficientemente validados a través de los análisis geofísicos y estadísticos realizados, los resultados sugieren que las anomalías gravimétricas de la zona están controladas principalmente por la geometría del basamento cristalino y no por los cuerpos de rocas sedimentarias. De acuerdo con estas ideas, las estructuras geológicas observadas deben extenderse desde las secuencias sedimentarias a mayores profundidades o deben existir estructuras adicionales a las observadas que controlen la geometría del basamento.

En el modelo del transepto A-A' como se muestra en la figura 9, es posible observar la disminución del espesor de la Formación Merecure hacia el sur. Este resultado es coherente de acuerdo con los modelos sedimentológicos y estratigráficos propuestos por González *et al.* (2006), quie-

nes plantean que el espesor disminuye progresivamente de norte a sur hasta acuñarse bajo la Formación Oficina. En general todas las formaciones geológicas presentes tienden a disminuir su espesor hacia el sureste considerando el rumbo NO-SE y buzamiento hacia el norte del monoclinas que define a esta zona.

El sistema de fallas normales con rumbo NO-SE se observa a lo largo del transepto A-A', tienen un buzamiento de 80° aproximadamente y con dirección hacia el norte; sin embargo, se puede observar que las fallas que se ubican entre 1 a 7 km en la escala horizontal de la figura 9 son de mayor extensión, aproximadamente 3 km de profundidad y se extienden hasta el basamento cristalino. Las fallas que se encuentran en 7, 14 y 16 km sólo atraviesan las Formaciones Freites, Oficina, Merecure y Grupo Temblador.

Aproximadamente en el km 11 del transepto A-A' se observa una inflexión en la curva de anomalía de gravedad que varía de -35 a -55 mgal. Esta inflexión corresponde con la anomalía gravimétrica observada en la figura 6 en toda la zona norcentral y noreste del mapa de anomalía de Bouguer y está relacionada con la deformación en el basamento cristalino que Aymard (1980) denominó depresión Carrizal.

La depresión Carrizal está controlada por una falla sin-sedimentaria con buzamiento al norte, inicialmente activa durante el Paleozoico y reactivada a principios del Cretácico como respuesta de regímenes extensivos que controlaron la evolución de las cuencas sedimentarias en Venezuela.

Como se puede observar en el modelo, la distribución de los sedimentos es diferente en el bloque deprimido con respecto al bloque levantado. El espesor de sedimentos del bloque norte supera los del bloque sur en aproximadamente 500 m para la secuencia del Paleozoico (Formaciones Hato Viejo y Carrizal) y 1200 m para la secuencia del Grupo Temblador (Formaciones Cano y Tigre).

Tabla 1. Espesores y densidades promedio de las formaciones geológicas de acuerdo con el modelo de los transeptos AA' y BB'. Se indica el rango de variación de los espesores.

Formación Geológica	Densidad (gr/cm^3)	Espesor AA' (pies)	Espesor BB' (pies)
Las Piedras	2,10	300 - 800	100 - 200
Freites	2,19	400 - 900	50 - 100
Oficina	2,25	500 - 1100	800 - 900
Merecure	2,32	400 - 700	300 - 400
Grupo Temblador	2,45	400 - 1600	400 - 500
Carrizal y Hato Viejo	2,53	500 - 1000	800 - 900

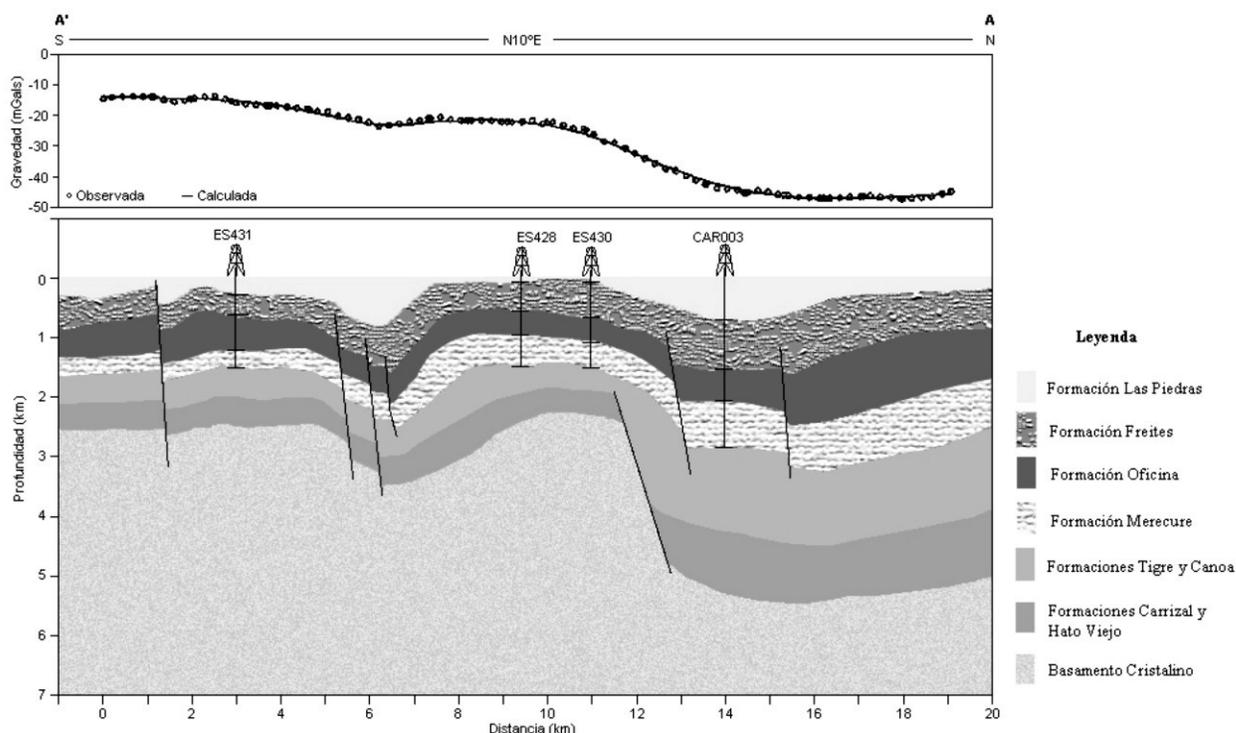


Figura 9. Modelo gravimétrico-estructural del transepto AA'. En la parte superior la curva de anomalía de Bouguer ajustada y en la parte inferior el modelo estructural.

La figura 10 corresponde al modelo gravimétrico-estructural del transepto B-B', en dicho modelo se puede apreciar que la anomalía gravimétrica está controlada por la geometría del basamento y el conjunto de fallas normales que se extienden a lo largo del transepto.

La Formación Oficina presenta el mayor espesor de sedimentos debido al gran espacio generado para acomodar la depositación del Mioceno, en vista de que la cuenca se encontraba ya formada.

Se identificaron a lo largo del transepto BB' 8 fallas normales, dentro de ellas se encuentran dos sistemas de fallas, el primero con rumbo NO-SE y el segundo con rumbo NE-SO. Las fallas que se ubican de 0 a 3 km en la escala ho-

rizontal de la figura 10 corresponden al primer sistema, se extienden desde la Formación Freites hasta el basamento cristalino con una longitud aproximada de 2,5 km y de buzamiento 80° hacia el norte. Las fallas que se ubican entre 4 y 15 km tienen un rumbo NE-SO con buzamientos entre los 70° y 80° hacia el norte, atravesando las Formaciones Oficina, Merecure, Grupo Temblador, Carrizal y Hato Viejo hasta cortar el basamento cristalino.

La geometría del basamento cristalino aunado con las fallas normales que se encuentran entre 0 y 3 km en la escala horizontal de la figura 10, son las causantes de la variación en la anomalía de Bouguer y que oscilan en el rango entre -16 a -22 mgal.

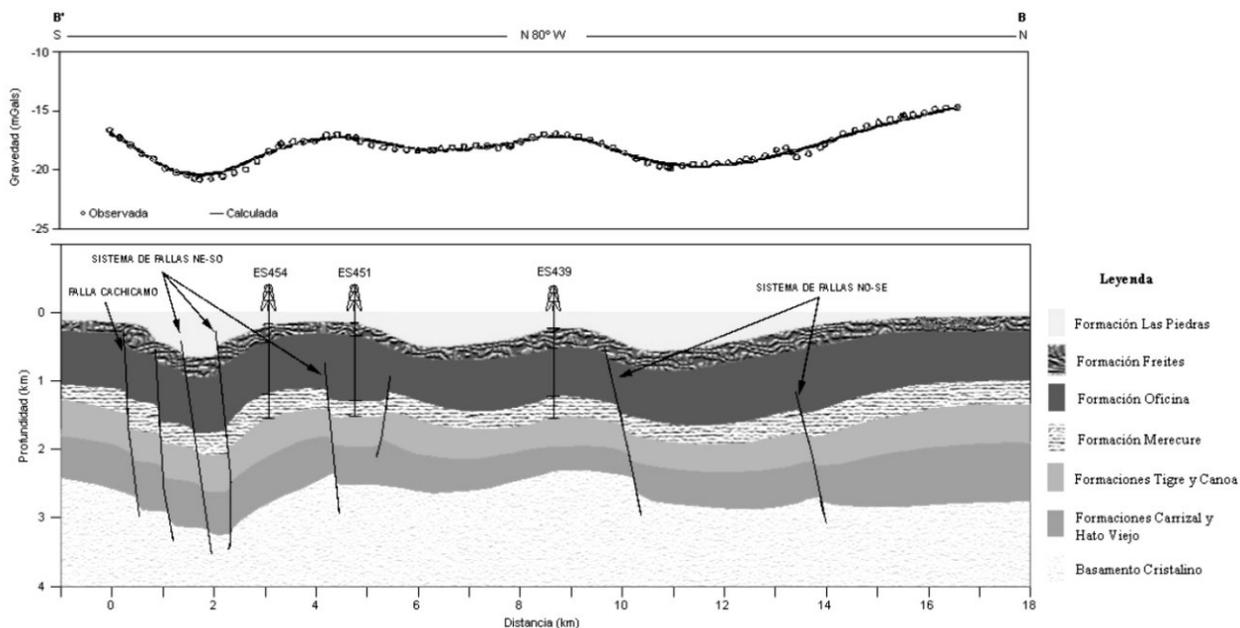


Figura 10. Modelo gravimétrico-estructural del transecto BB'.

En la parte superior la curva de anomalía de Bouguer ajustada y en la parte inferior el modelo estructural.

CONCLUSIONES

El estudio permitió identificar dos sistemas de fallas predominantes en el Área Mayor de Socororo. El primero de ellos con rumbo NO-SE se encuentra a todo lo largo de la zona en estudio y el segundo con rumbo NE-SO se focaliza en la zona sureste del AMS.

El sistema de fallas NO-SE delimita la Depresión de Carrizal, estructura ubicada al noreste del AMS que está controlada por fallas sin-sedimentarias con buzamiento al norte, inicialmente activas durante el Paleozoico para luego ser reactivadas durante el Cretácico como respuesta a regímenes extensivos que controlaron la evolución de las cuencas sedimentarias venezolanas durante ese período.

La anomalía gravimétrica en la zona norte y noreste del AMS está también fuertemente controlada por la Depresión Carrizal y el sistema de fallas asociada a ésta.

Las fallas del sistema con rumbo NE-SO tienen buzamientos entre los 70° y 80° hacia el norte en donde se destaca la Falla Cachicamo con un salto que aumenta con la profundidad desde 90 a 180 pies.

Las formaciones geológicas que constituyen la secuencia sedimentaria disminuyen su espesor hacia el sureste, considerando el rumbo NO-SE y buzamiento hacia el norte del monoclinall fallado que caracteriza a esta zona.

AGRADECIMIENTOS

Los autores deseamos expresar nuestro agradecimiento a la empresa Schlumberger de Venezuela por la donación del software Geoframe®, utilizado para la interpretación y visualización de los resultados de esta investigación.

REFERENCIAS

- AVENDAÑO, R., CÁCERES, S., CASTILLO, Y. M. (2002). Elaboración de un modelo geológico a partir de la integración de métodos geoestadísticos y petrofísicos en el Área Mayor de Socororo, Estado Anzoátegui. Memorias del XI Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas.
- AYMARD, R. (1980). Geología de la Faja Petrolífera del Orinoco. Una interpretación integrada. En: MACHADO, V. Modelo Sedimentológico Estratigráfico de la Secuencia Paleozoico en la Faja Petrolífera del Orinoco, Cuenca Oriental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- ERLICH, R. & BARRET, S. (1990). Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela-Trinidad area. *Tectonics*, 9(1):161-184.
- FEO CODECIDO, G., SMITH, F., ABOUD, N., DE DI GIACOMO, E. (1984). Basement and Paleozoic rocks of the Venezuela Llanos basins, en Bonini, W.E., R. Hargraves, y R. Shagam, eds., Geological Society of America. Memoir 162:175-188.

- FERNÁNDEZ, F. & PASSALACQUA, H. (1990). Procesamiento e interpretación de datos gravimétricos y magnéticos en la Cuenca Oriental de Venezuela. *Memorias del V Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, p. 86-93.
- GODDELIEETTE, A. (2006). Interpretación sísmica estructural del proyecto Socororo usando datos reprocesados. *Memorias del XIII Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J., PICARD, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas, Ediciones Foninves, 1031 p.
- GONZÁLEZ, A., VÁSQUEZ, D., ROMERO, P., LENA, P. (2006). Modelo sedimentológico y estratigráfico de las arenas "U" pertenecientes a las Formaciones Oficina y Merecure en el Campo Socororo Oeste, Edo. Anzoátegui. *Memorias del XIII Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas.
- HEDBERG, H. (1950). Geology of the Eastern Venezuela basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion). *AAPG Bulletin*, 61:1173-1215.
- HILLA, W. & NAVAL, D. (2005). Interpretación Estructural de las arenas gasíferas F8, I3, J3ML, N2, ROUM y R4L en el Área Mayor de Socororo, Estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- LEÓN, M. & VIELMA, J. (2006). Modelo estratigráfico-estructural de la Formación Oficina en el campo Socororo este, Pariaguán, estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- MAZE, W.B. (1984). Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks, en Bonini, W.B., Hargraves, R.B., and Shagam, R., eds, *The Caribbean South American plate boundary and regional tectonics*. Geological Society of America, *Memoir* 162:287-294.
- MORALES, E. (2002). Interpretación estratigráfica del área Socororo Oeste del convenio Socororo, operado por PetroUCV Estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- MOTISCKA, P. (1985). Vulcanismo mesozoico en el subsuelo de la faja petrolífera del Orinoco, Estado Guárico, Venezuela. *Caracas, Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos*, 3:1929-1943.
- OSTOS, M., F. YORIS, F., AVÉ-LALLEMANT, G. (2005). Overview of the southeast Caribbean/South American plate boundary zone. *Geological Society of America*, 394: 53-89.
- PARNAUD, F., TRUSKOWSKI, I., GOU, O., GALLANGO, J., PASCUA, H., ROURE, F. (1995). Petroleum geology of the central part of the Eastern Venezuelan Basin. *AAPG, Memoria* 62: 699-726 p.
- PETROUCV S.A. (2001). Plan de Desarrollo del Área Mayor de Socororo 2002-2021. Caracas, Inédito.
- REINA, J. (2002). Interpretación sísmica 3D estructural y estratigráfica del Proyecto Socororo al Sur del Estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- SCHMITZ, M., ÁVILA, J., BEZADA, M., VIEIRA, E., YÁNEZ, M., LEVANDER, A., ZELT, C., JÁCOME, M., MAGNANI, M. (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459: 14-26.
- SCHMITZ, M., MARTINS, A., IZARRA, C., JÁCOME, M., J. SÁNCHEZ, J., ROCABADO, V. (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modeling. *Tectonophysics*, 399: 109-124.
- STOVER, L. (1967). Palynological dating of the Carrizal Formation of Eastern Venezuela. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 10:288-290.
- USECHE, D. & VILLAMEDIANA, G. (2005). Estudio estratigráfico-sedimentológico en las Formaciones Merecure y Oficina del campo Socororo este, flanco sur, Cuenca Oriental de Venezuela, Edo. Anzoátegui - Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.