

# ESTRUCTURA DEL CONO PIROCLÁSTICO PASQUÍ A PARTIR DE INTERPRETACIÓN INDIRECTA DE DATOS DE GRAVEDAD

## STRUCTURE OF THE PASQUÍ PYROCLASTIC CONE FROM INDIRECT INTERPRETATION OF GRAVITY DATA

Alejandro Argüello<sup>1,2\*</sup>, Federico Rivera<sup>1</sup>, Oscar H. Lücke<sup>1,2</sup>,  
Amalia Gutiérrez<sup>1</sup>, Juan P. Solano<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica

<sup>2</sup>Red Sismológica Nacional, UCR

<sup>3</sup>Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas.

\*Autor para contacto: [alejandro.arguello@ucr.ac.cr](mailto:alejandro.arguello@ucr.ac.cr)

(Recibido: 10/12/2018; aceptado: 18/01/2019)

**RESUMEN:** el volcán Irazú presenta, en sus cuadrantes sur y oeste, numerosas estructuras relacionadas con antiguos focos de emisión de lavas y piroclastos fuera de su foco cuspidal. Una serie de estas estructuras se encuentra asociada a una zona de deformación extensional que incluye conos piroclásticos como los cerros Nochebuena, Gurdíán, Dussan-Quemados y Pasquí. Este último es un cono piroclástico aportillado con coladas, con evidencias de actividad en un espacio temporal más reciente que 40 000 años. En este trabajo, se estudia la estructura interna del cono piroclástico Pasquí mediante la creación de modelos de densidad a partir de datos de gravedad. Los datos de anomalía de Bouguer a un nivel de reducción de 2 389 m muestran la correlación espacial del cono Pasquí con una anomalía negativa local de corta longitud de onda y amplitud de aproximadamente 5 mGal. Esta anomalía indica la presencia de material menos denso que el entorno del cerro. Se infiere a partir de la geología local y los resultados de los modelos de densidad, que existe un espesor de al menos 300 m de material piroclástico asociado con el cono. Este material de relativa baja densidad contrasta con el entorno de mayor densidad compuesto por lavas andesíticas y andesítico-basálticas de la Formación Reventado y lavas asociadas a actividad fisural originadas en focos como el complejo Dussan-Quemados.

**Palabras clave:** Cono piroclástico, Gravimetría, Geomorfología, Densidad, Volcán Irazú.

**ABSTRACT:** Irazú volcano shows several structures on its southern and western flank that are associated with ancient vents of lava and pyroclastic material outside of its summit caldera. A set of these type of structures is related to an extensional deformation zone that includes pyroclastic cones such as Nochebuena, Gurdíán, Dussan-Quemados and Pasquí. This last structure is an eroded cone with lava flows which shows record of activity within the last 40 000 years. In this work, we study the internal structure of the Pasquí pyroclastic cone by creating density model from gravity

data. The Bouguer anomaly data reduced to an altitude of 2,389 m, show a spatial correlation of the Pasquí cone with a local negative gravity anomaly with a short wavelength and an amplitude of approximately 5 mGal. This anomaly is indicative of the presence of material with a lower density than its surroundings. From the density models, we infer the presence of pyroclastic material associated with the cone with a thickness of at least 300 m. This material of relative lower density, contrasts with the surroundings of the cone composed of andesitic and andesitic-basaltic lavas of the Reventado Formation and lavas originated by fissures from vents such as the Dussan-Quemados complex.

**Keywords:** Pyroclastic cone, Gravimetry, Geomorphology, Density, Irazú Volcano.

## INTRODUCCIÓN

La Cordillera Volcánica Central se encuentra conformada por los estratovolcanes de mayor altitud del territorio costarricense. El volcán Irazú es el edificio volcánico de mayor elevación (aprox. 3 432 m); su cima presenta tres cráteres: Cráter Principal, Diego de la Haya y playa Hermosa (Alvarado, 2008). En sitios cercanos a su cima, se localizan gran cantidad de estructuras volcánicas asociadas, en su mayoría conos piroclásticos.

La cima del volcán Irazú y sus alrededores han sido ampliamente estudiados debido a su susceptibilidad a generar inestabilidades. Existen registros de este tipo de actividad desde el siglo XX en las cuencas de los ríos Sucio y Reventazón (Estrada, 1986; Vahrson & Herrera, 1992; Fernández et al., 1994; Peraldo & Rojas, 2000; Alvarado, Mora, & Ulloa, 2013; Madrigal, 2015, Fallas et al. 2018).

El Cerro Pasquí es un cono piroclástico con coladas ubicado 5,5 km al sur del cráter principal del volcán Irazú, se ubica dentro del complejo volcánico que conforma al volcán Irazú. Específicamente en el distrito Santa Rosa del cantón Oreamuno de la provincia de Cartago; a aproximadamente 4,7 km al noroeste del pueblo de Cot (Fig. 1). En sus cercanías, el cerro Pasquí, es rodeado por tributarios del río Birrís y este hacia el sureste del área de estudio forma parte de la cuenca hidrográfica del río Reventazón. Este cerro posee una forma de herradura abierta hacia el sur. Por tanto, se clasifica morfológicamente como un cono aportillado. Este cono forma parte del alineamiento de conos piroclásticos del volcán Irazú (Fig. 1), identificado como la estructura de este

tipo más alejada del cráter principal. Este cerro ha sido estudiado desde el punto vista petrográfico, geoquímico y petrológico (Alvarado, 1993; Krushensky, 1970; Tournon, 1984). La actividad efusiva más relevante atribuida al Cerro Pasquí es el origen de las lavas conocidas como: La Colada de Cervantes (Alvarado, 1993; Alvarado & Vega, 2013; Thomas, 1983; Tournon, 1984). Esta colada posee dos series de flujos principales, oriental y occidental. La sección oriental presenta una elevación aproximada de 2 554 m, una longitud de 11 km, un espesor de 150 m y un área de 28,14 km<sup>2</sup> (Alvarado & Vega, 2013). Diversos autores proponen que esta colada se originó a partir de una erupción fisural hacia el SE de dicho cerro, y presenta una edad de 16 900 años (Alvarado, 1993; Alvarado & Vega, 2013).

En el presente estudio se analizó la estructura interna del Cerro Pasquí mediante modelos de densidades a partir de datos gravimétricos. Esto con el fin de conocer su estructura en profundidad y ampliar el conocimiento acerca del origen de este cono y su relación con la colada de cervantes. Se realizaron perfiles gravimétricos a través del cerro para realizar modelos de la estructura interna.

### Antecedentes: Gravimetría en la Cordillera Volcánica Central

En la cordillera volcánica Central, algunos de los primeros datos históricos de gravedad provienen de las campañas realizadas por (Monges, 1958) quien publica un mapa de anomalías gravimétricas para Centroamérica y es uno de los primeros trabajos sobre gravimetría en Costa Rica.

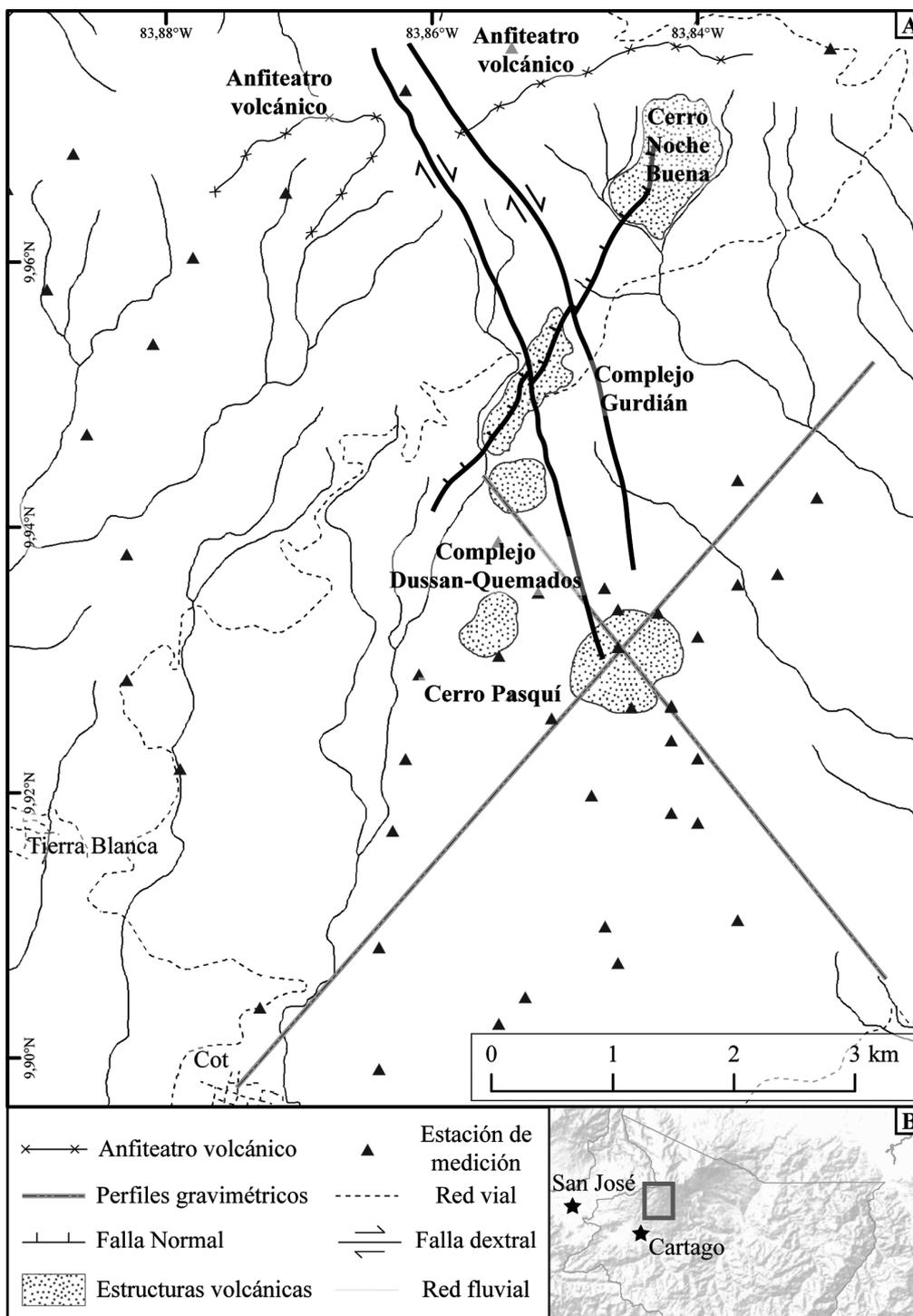


Fig. 1: A: ubicación de las estaciones gravimétricas alrededor del cerro Pasquí medidas para este trabajo. B: Ubicación general del área de estudio.

Posteriormente, (Monges, 1961) publica los resultados de la prospección gravimétrica en Costa Rica aportando datos de gravedad observada. Estos datos han sido reinterpretados en mapas por (DeBoer, 1974), mapa que es también reproducido por (Weyl, 1980). (Case, 1980) interpreta la presencia de la anomalía gravimétrica negativa en la zona central como evidencia de la posible existencia de un bloque aislado de corteza continental de baja densidad. (Thorpe, Locke, Brown, Francis, & Randal, 1981) realizan una prospección gravimétrica en la zona del volcán Poás, (Ponce & Case, 1987) presentan un mapa de anomalía de Bouguer completa para Costa Rica en donde se identifica también esta anomalía negativa correspondiente con la cordillera Central. Montero, Paniagua, Kussmaul, & River (1990), publican un mapa geodinámico incluyendo la carta de anomalía de Bouguer completa basada en (Ponce & Case, 1987) y destacan anomalías gravimétricas negativas sobre el arco interno en la parte central del país. Posteriormente, (Brown, Rymer, & Stevenson, 1991; Fournier, Rymer, Williams-Jones, & Brenes, 2004; Rymer & Brown, 1989; H. Rymer & Brown, 1984; Rymer, Locke, & Brenes, 2005) publican trabajos de micro-gravimetría en función del tiempo para el volcán Poás con el fin de obtener información sobre la estructura del conducto principal y posibles cambios asociados con movimientos de magma. (Lücke, Götze, & Alvarado, 2010) plantean un modelo tridimensional de densidades para la corteza superior en la zona de la cordillera volcánica Central a partir de la base de datos regional histórica.

## METODOLOGÍA

La gravedad es la fuerza de atracción presente en función del producto de las masas ( $m_1$  y  $m_2$  en ecuación 1) entre el cuadrado de la distancia entre ellas (Fuerza de gravitación,  $F_g$ , ecuación 1, donde  $G$  es la constante de gravitación universal, y  $R$  la separación entre los centros de masa de los cuerpos) sustrayendo el potencial centrífugo ( $V_c$ , ecuación 2 donde  $\omega$  es la velocidad angular y “ $x$ ” e “ $y$ ” son las coordenadas cartesianas).

Una anomalía gravimétrica hace referencia a la diferencia entre la magnitud de la aceleración de la gravedad teórica, asumiendo una

$$F_g = \frac{Gm_1m_2}{R^2} \quad (1)$$

$$V_c = \frac{1}{2}\omega^2(x^2 + y^2) \quad (2)$$

distribución de masa interna completamente homogénea, contra la gravedad real, medida en un sitio, por lo general sobre la superficie terrestre (Li & Götze, 2001; Hackney & Featherstone, 2003). Esta diferencia permite asociar el campo de gravedad observado con heterogeneidades en la composición de la roca y estructuras regionales al analizar la desviación observada en la gravedad medida, de un comportamiento asociado con una distribución teórica homogénea. Al realizar una campaña de gravimetría en el cerro Pasquí se pretende conocer el campo de gravedad en la zona y a partir de su interpretación, comprender la distribución de los materiales en una porción de la corteza.

Las mediciones de gravedad se llevaron a cabo en el año 2016 con el gravímetro tipo Burris B-106 de la Universidad de Costa Rica. Se definió un radio de 3 km del cerro Pasquí en donde se realizaron mediciones con un espaciamiento aproximado de 500 m. Para las zonas más lejanas, se midió con 1 km de separación (Fig. 1). Las mediciones de gravedad relativa se refieren a la estación ubicada frente a la Facultad de Medicina UCR (longitud -84,051102°; latitud 9,9385°), en el que se reporta un valor aproximado de gravedad de 977908,18 mGal (1 mGal =  $1 \times 10^{-5}$  m/s<sup>2</sup>) Este valor fue trasladado a partir de estaciones de segundo orden referidas a la red absoluta de IGSN71. Con el fin de mejorar la cobertura, se incluyeron datos de la base regional, medidos a partir del año 2012 con el gravímetro G-787 del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) referidas a la estación UENPYSA.

El posicionamiento de las estaciones se realizó mediante receptores GNSS y posteriormente fueron procesadas mediante la metodología *Precise Point Positioning* (PPP) a través del servicio web de *Natural Resources Canada* (<https://webapp.geod.nrcan.gc.ca/geod/tools-outils/ppp.php>). Las alturas ortométricas fueron obtenidas al sustraer la separación

del geoide obtenida a partir del modelo geopotencial global EIGEN6-C4 (Förste et al., 2014).

A los valores de gravedad se les aplicó la corrección por atracción lunisolar y deriva instrumental. Posteriormente se calculó la anomalía tomando en cuenta la gravedad teórica según la fórmula de 1980  $\gamma_{1980}$  (Moritz, 1980) y se aplicaron las reducciones de Aire Libre (ecuación 3) y Bouguer  $\delta g_B$  (ecuación 4 y 5) donde  $\rho$  representa la densidad de las masas por encima del nivel de reducción y  $h$  corresponde con la elevación de la estación con respecto al nivel de reducción. Para obtener la anomalía de Bouguer completa se realizó la corrección topográfica según Holzrichter (2013) mediante el programa DbGrav (Schmidt, comunicación escrita). De esta manera se obtuvieron las anomalías correspondientes a distintos niveles de reducción.

$$AAL = g_{obs} - \gamma_{1980} + 0,3086h \quad (3)$$

$$\delta g_B = 0,04191\rho h \quad (4)$$

$$\Delta g_B = AAL - \delta g_B \quad (5)$$

A partir de los datos filtrados se realiza una interpolación por la metodología krigging simple con la que se crean las cuadrículas de anomalías calculadas a diferentes alturas. El krigging es un predictor geoestadístico donde se utilizan los datos medidos para crear una función matemática con un semi-variograma a partir de la que se crea una superficie de predicción que se evalúa mediante correlación cruzada. Al obtener los mapas de anomalía de Bouguer completa, se trazan dos líneas de perfil que cortan al Cerro Pasquí en direcciones NE-SW y NW-SE (Fig. 1), y se extraen los valores de las anomalías a lo largo de estas líneas. Mediante el programa GravMag (Jones, 2003, <http://cires1.colorado.edu/people/jones.craig/GSSH/index.html>) se analizan los datos obtenidos de dichos perfiles y se construye un modelo de densidades bidimensional de la corteza

que posea el mejor ajuste entre los datos calculados y observados.

El resultado del modelo en GravMag es un perfil simplificado de estructuras de densidad variable, que pueden ser interpretadas como unidades y estructuras geológicas en profundidad. Con este modelo de densidades se ajusta con base en las características geológicas de la zona, un modelo de interpretación de las diferentes unidades de densidad.

## CONSTREÑIMIENTO DEL MODELO

Los modelos gravimétricos presentados en este trabajo se sustentan en una interpretación basada en el conocimiento geomorfológico, geológico y tectónico. El modelo geológico es basado en Krushensky (1970) y Alvarado (1993). El modelo tectónico se sustenta en Hudnut (1983), Montero (2003) y Montero, Rojas, & Linkimer (2013). El modelo geomorfológico se propone a continuación para el presente estudio.

### Contexto Geomorfológico

El área de estudio está delimitada por la ubicación de las estaciones gravimétricas, desde playa Hermosa (forma parte del complejo principal del volcán Irazú) en el norte, hasta el pueblo de Cot de Cartago en el sur. Desde Tierra Blanca en el oeste hasta 1,5 km antes de Pacayas, en la parte este (Fig. 2). Está compuesta principalmente por laderas volcánicas denudacionales del volcán Irazú, disectadas por un sistema de drenaje tipo dendrítico localmente, pero radial de forma regional alrededor del macizo volcánico. También se encuentran las expresiones morfológicas de focos eruptivos, fallas y deslizamientos. Según Alvarado (2008), las evidencias geomorfológicas e históricas permiten confirmar la migración de un foco eruptivo de este a oeste.

El complejo principal del volcán Irazú está compuesto por el cráter principal, el cráter Diego de la Haya y playa Hermosa. Este volcán se caracteriza por poseer diferentes conos piroclásticos como por ejemplo al este del cráter Diego de la Haya, en el que se encuentra un cono con el cráter

destruido hacia el norte; bordeado al este y al sur por restos de otras dos estructuras cratéricas. Este trabajo se enfocó en la serie de conos en la ladera Sur del volcán Irazú, específicamente en los alrededores del cerro Pasquí.

Las laderas superiores ( $>35^\circ$ ), se encuentran cerca del complejo del volcán Irazú y hacia el oeste, se encuentran fuertemente disectadas, con patrones de drenaje dendríticos, y varios deslizamientos. Entre el cerro Noche Buena y cerro Gurdián, hacia el sureste discurren laderas volcánicas medias ( $15\text{-}35^\circ$ , moderadamente disectadas, con una densidad de drenaje menor a las laderas superiores, un relieve irregular, pendientes moderadas a fuertes y drenajes profundos. Finalmente al suroeste se encuentran laderas bajas ( $<15^\circ$ ), onduladas con drenajes profundos y permanentes.

Hacia el sur de la cima principal hay por lo menos nueve focos eruptivos, entre ellos los conos piroclásticos denominados: cerro Noche Buena (aprox. 3200 m), cerro Gurdián (aprox. 3066 m), cerro Pasquí (aprox. 2554 m) y el conjunto “Dussan-Quemados” (Alvarado, 2008). El cerro Noche Buena es de mayor área (1 x 0,6 km), posee una forma casi rectangular y se distinguen el cono principal y sus coladas de lava asociadas.

La traza de la falla Irazú corta tanto el Cerro Noche Buena como el cerro Gurdián, el cual posee una forma más lineal, de 1,5 km de longitud y probablemente producto de vulcanismo fisural. Las laderas medias, situadas al suroeste de los cerros, están controladas por alineamientos en sentido NE-SW (paralelo al cerro Gurdián) y NW-SE asociados a las estribaciones de la falla Tucurrique.

El conjunto “Dussan-Quemados” lo componen cinco focos eruptivos (C1-C5); tres de ellos son conos piroclásticos actualmente sin cráter. La colada oeste de Cervantes (CCW) se originó en la base sur de estos focos eruptivos. Los otros dos focos volcánicos son conos poco desarrollados con un pequeño cráter cada uno (Alvarado, 2008). El cerro Pasquí se ubica al sureste del complejo, es de forma redondeada (0,6 km de diámetro) y en su parte sur se origina la colada Cervantes oriental (CCE). Las laderas correspondientes a la colada de Cervantes son suaves y poco disectadas.

Otra supuesta área cratérica es el denominado cráter del Reventado, localizado en Prusia a unos

2 km al suroeste del cráter principal del Irazú. El fondo de esta depresión estuvo ocupada por una laguna denominada laguna del Derrumbe de la cual se tienen referencias desde 1847 hasta 1922 (Alvarado, 2008). Este supuesto cráter es más bien una semidepresión en forma de herradura (valle en anfiteatro) de paredes escarpadas e inestables, formadas por agentes erosivos, gravitatorios o quizás volcánicos, tales como varios grandes deslizamientos (*volcanic debris avalanche*) (Alvarado, 2008).

### Contexto Geológico

El cerro Pasquí es un cono de escorias ubicado 5,5 km al sur del cráter principal del volcán Irazú. Posee una forma de herradura abierta hacia el sur (Fig. 3), Este cono forma parte del alineamiento de conos del volcán Irazú, siendo el cono monogenético más alejado del cráter principal. Geológicamente, Krushensky (1970) lo ubica dentro de la Formación Birris. La Formación Birris corresponde con intercalaciones de flujos de lava andesíticos y depósitos lapillíticos y brechosos, relacionados a un cono de escoria al este del cráter Diego de la Haya (Alvarado, 1993).

La actividad efusiva más relevante que se le ha atribuido al cerro Pasquí es el origen de las lavas anotadas como la colada de Cervantes. Tournon (1984) y Alvarado (2008) proponen que el flujo oriental de esta colada fue extruido por este cono. Por otra parte, Alvarado & Vega (2013) asocian esta colada al producto de una erupción fisural hacia el SE de dicho cerro, y que la misma presenta una edad de 16 900 años, 11 km de longitud, un espesor de 150 m y un área de 28,14 km<sup>2</sup>.

El cerro Pasquí ha sido estudiado debido a su posible relación con la actividad efusiva de la colada de Cervantes. Olson & Sáenz (1966) determinan que el punto de efusión se encuentra 1,5 km al noroeste del cerro Pasquí, y que la colada de Cervantes sobreyace la actividad efusiva del Cerro Pasquí. Tournon (1984) indica que la colada está compuesta por lavas basálticas y andesito-basálticas emitidas en una fase efusiva con un foco eruptivo en los conos del Pasquí y otros tres al norte de éste (complejo Dussan-Quemados). Soto en Denyer & Kussmaul (1994) le atribuye al cerro Pasquí la emisión de la Colada oriental. Alvarado

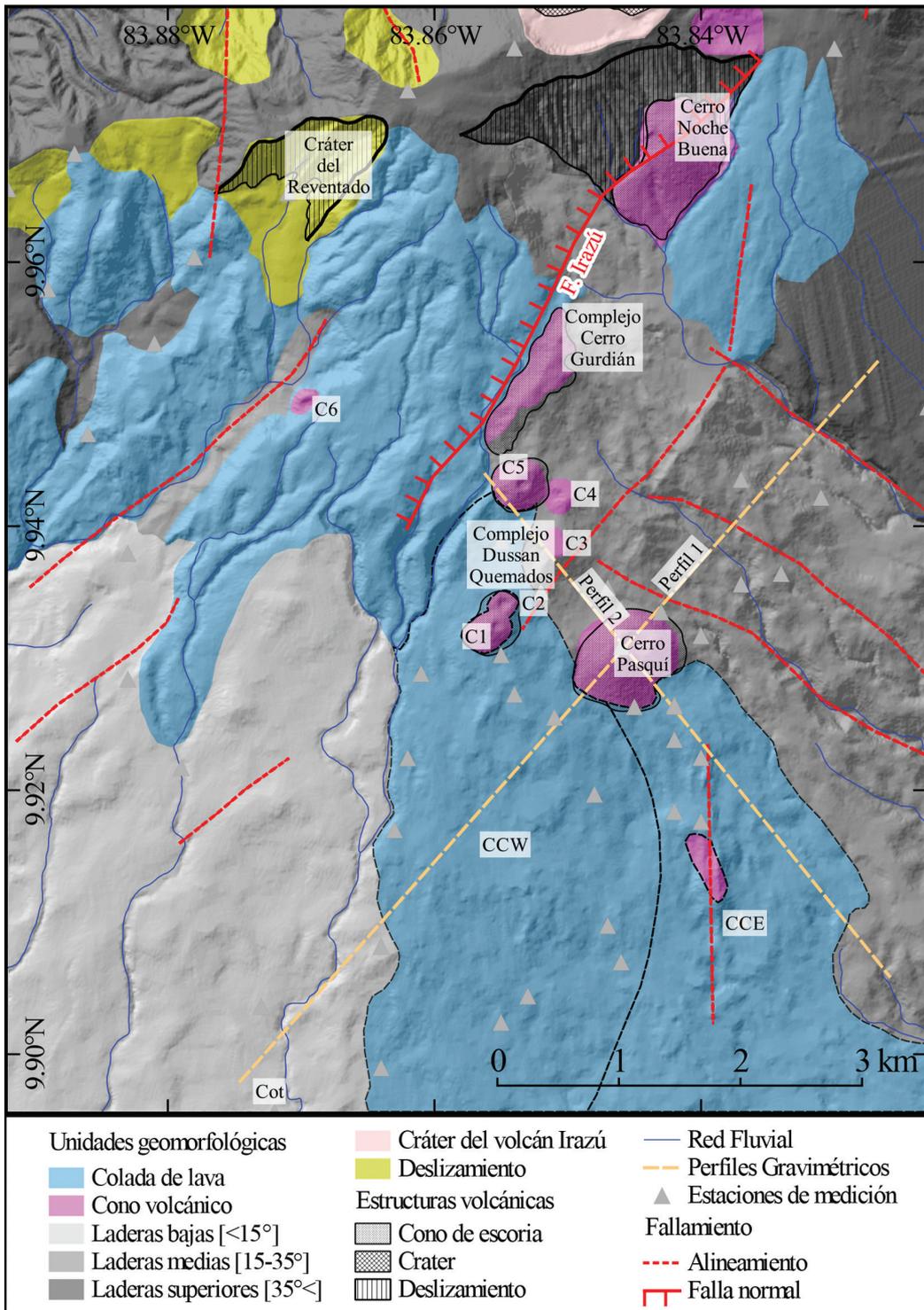


Fig. 2: Interpretación geomorfológica y ubicación de los perfiles del modelo de densidades.

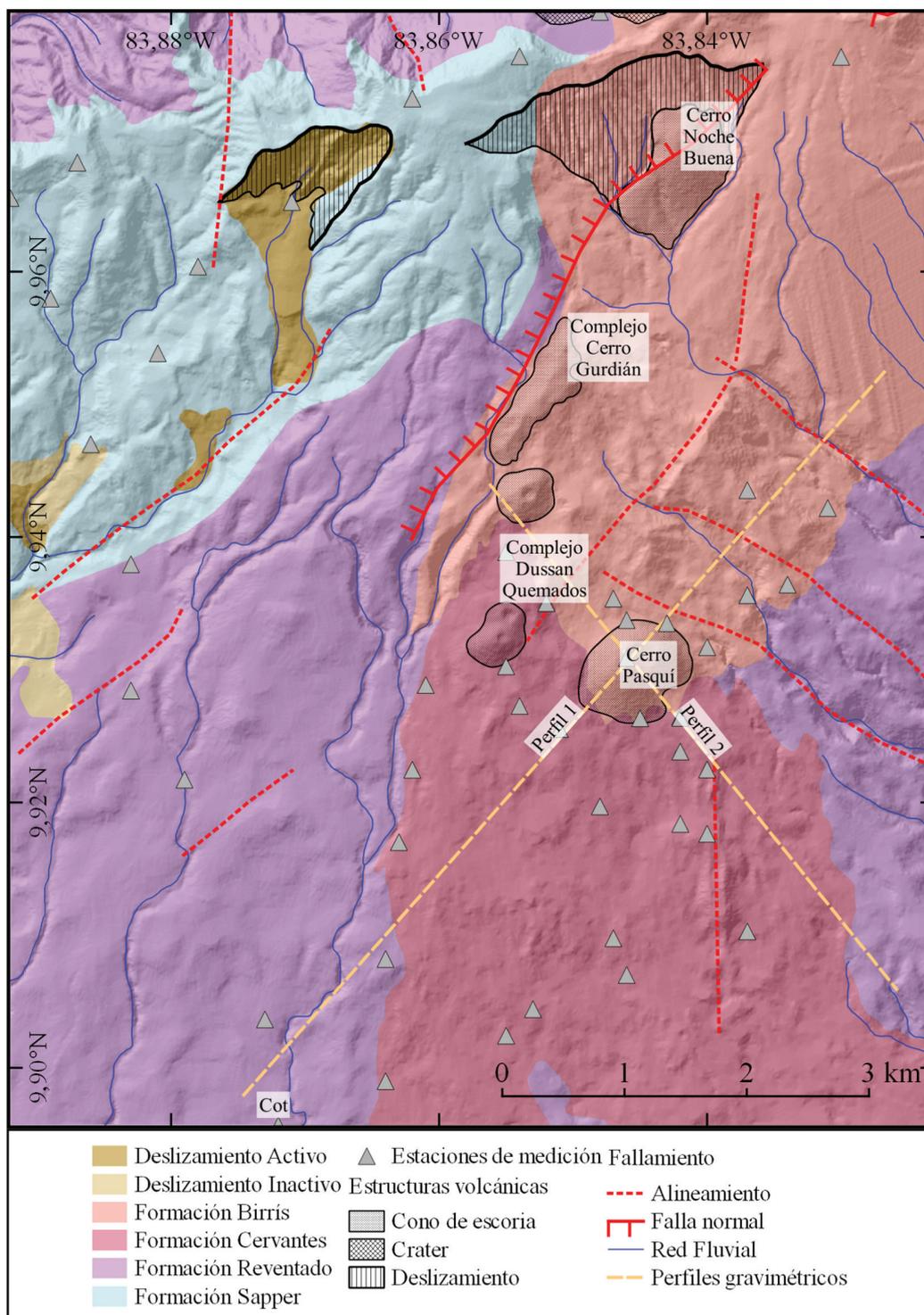


Fig. 3: Geología y tectónica del área de estudio. Basado en Krushensky (1970) y Alvarado & Vega (2013).

(1993) y Alvarado & Vega (2013) identifican dos focos de emisión: El Complejo Dussan-Quemados fue el sitio de origen de la colada occidental a través de una fractura N34°E, y para la colada oriental se asocia una fractura con rumbo N26°W que inicia en el cerro Pasquí, como la posible zona de emisión.

### Contexto Tectónico

La zona de estudio está tectónicamente influenciada por el sistema de falla Atirro-Río Sucio, de componente dextral con rumbo NW (Montero et al., 2013). Este sistema de falla se subdivide en 3 partes, (Este, Oeste y Central) que forman una cuenca de tracción conocida como Cuenca de Tracción Irazú -Turrialba. A dicha cuenca de tracción se le asocian los esfuerzos tensionales que predominan dentro del macizo Irazú-Turrialba, inclusive (Montero, 2003) propone que el volcán Irazú está creciendo dentro de dicha cuenca de tracción.

Hudnut (1983) menciona una zona de fisura identificada N20°W que denota un componente de desplazamiento dextral como evidencia de segundo orden de desplazamiento de los Diques Sapper. Otro alineamiento se denota en dirección N80°W, con actividad reciente de fumarolas. Este autor denota que los sectores fisurados que se extienden en el flanco sur del volcán Irazú se consideran una extensión de la zona de fractura de Panamá. Los alineamientos en el Irazú pueden significar zonas con potencial para futuras erupciones fisurales.

En esta zona, se registran importantes sismos históricos y recientes. Entre ellos destacan el sismo de Capellades de 5,5 Mw (2016) o el terremoto de Patillos de magnitud 6,0 Mw (1952), de igual manera los alrededores del macizo son caracterizados con importante sismicidad tanto tectónica como volcánica.

### DATOS GRAVIMÉTRICOS

Como se menciona en el apartado de metodología, los datos fueron corregidos por atracción lunisolar y deriva instrumental. Posteriormente, se calcularon las anomalías de Aire Libre y Bouguer Completa con una densidad de reducción de 2,67 g/cm<sup>3</sup>.

Con el fin de elegir el nivel de reducción que refleje la estructura interna de interés, se calcularon las anomalías de Bouguer referidas a 2 677, 2 389 y 1 958 metros de altitud como nivel de referencia (Fig. 4). A partir de esto, se eligió el nivel de reducción de 2 389 metros debido a que refleja mejor la anomalía asociada con el cerro Pasquí. Con el fin de resaltar los contrastes locales asociados con las estructuras del cono Pasquí y sus alrededores, los valores de anomalía de aire libre y Bouguer se normalizaron a partir de la mediana calculada para el conjunto de mediciones. La figura 4 y el cuadro 1 muestran los valores de las anomalías residuales con respecto a la mediana de la población de datos.

A partir de los datos resultantes de la campaña de 2016 (cuadro 1) y los datos de la base regional de 2013-2016, se interpolaron las cuadrículas con el método de krigging. La cuadrícula resultante se representa en la figura 5 mediante el programa QGIS con una sola banda de pseudocolor con una clasificación de valores de anomalía de Bouguer en 15 clases, entre los valores aproximados de -5,5 y 6 mGal (1 mGal = 1x10<sup>-5</sup> m/s<sup>2</sup>).

Se trazaron dos perfiles tomando en cuenta la estructura geológica y la distribución espacial de las anomalías observadas. El Perfil 1 tiene dirección NE-SW y el Perfil 2 NW-SE. Con la herramienta de perfil topográfico en QGIS y usando el ráster interpolado de datos de anomalía de Bouguer a 2 389 metros de altura, se obtuvieron 55 datos a lo largo del Perfil 1 y 38 datos a lo largo del Perfil 2, estos fueron extraídos en formato ASCII para luego ser introducidos en el programa GravMag.

### MODELOS DE DENSIDAD

Los modelos de densidad se realizaron mediante interpretación indirecta de los datos gravimétricos a lo largo de los perfiles 1 y 2 en el programa GravMag (Jones, 2003). Esto se realiza mediante modelación de avance donde se crean polígonos que representan la geometría de la distribución de unidades de roca en profundidad. Se parte de un modelo *a priori* basado en la información e interpretación geológica. Para esto también se asigna un valor de densidad en función del

Cuadro 1

Resultados de las mediciones de gravedad de la campaña del Cerro Pasquí, 2016. Las anomalías reportadas son referidas a un nivel de reducción de 2 389 metros (altura ortométrica).

Longitud [°]	Latitud [°]	Altura elipsoidal [m]	Altura ortométrica (N a partir de EIGEN6-C4) [m]	Gravedad observada [mGal]	Anomalía de Aire Libre (residual) [mGal]	Anomalía de Bouguer (residual) [mGal]
9,91838	-83,8420	2142,63	2158,298	977715,416	-26,784	-0,331
9,92247	-83,8400	2217,95	2233,603	977699,003	-20,064	-0,843
9,92636	-83,8420	2288,42	2304,054	977685,769	-11,656	0,083
9,9317	-83,8400	2374,01	2389,609	977667,452	-3,709	0,353
9,93502	-83,8520	2564,94	2580,525	977626,364	14,065	-0,155
9,93535	-83,8470	2503,67	2519,252	977640,556	9,325	0,258
9,93088	-83,8460	2543,2	2558,806	977622,663	3,777	-3,102
9,93373	-83,8460	2459,81	2475,404	977649,405	4,68	-0,673
9,93561	-83,8370	2398,28	2413,863	977663,785	0	1,51
9,93641	-83,8340	2425,75	2441,332	977657,041	1,715	2,482
9,94218	-83,8310	2399,75	2415,3	977665,24	1,707	5,378
9,94902	-83,8230	2455,39	2470,908	977655,183	8,623	5,617
9,92633	-83,8450	2328,23	2343,866	977675,099	-10,031	-1,641
9,92383	-83,8420	2257,46	2273,103	977691,364	-15,545	-0,233
9,90975	-83,8470	2030,96	2046,676	977737,162	-39,252	-1,699
9,90441	-83,8530	1969,2	1984,944	977748,87	-46,45	-2,554
9,91969	-83,8480	2212	2227,991	977700,115	-20,704	-1,702
9,92552	-83,8510	2358	2373,638	977670,245	-5,669	-0,855
9,94353	-83,8370	2662	2677,907	977605,049	22,465	1,103
9,93886	-83,8550	2619	2635,543	977617,199	21,478	0,328
9,93025	-83,8550	2480	2496,493	977644,126	5,742	-1,197
9,92727	-83,8540	2411	2427,405	977658,715	-0,886	-1,758
9,92884	-83,8610	2405	2421,411	977662,203	0,701	-0,64
9,92245	-83,8620	2313	2329,236	977680,417	-9,299	-1,582
9,917	-83,8630	2240	2255,753	977695,123	-16,968	-1,773
9,90364	-83,873	1942	1958,437	977758,172	-45,521	0

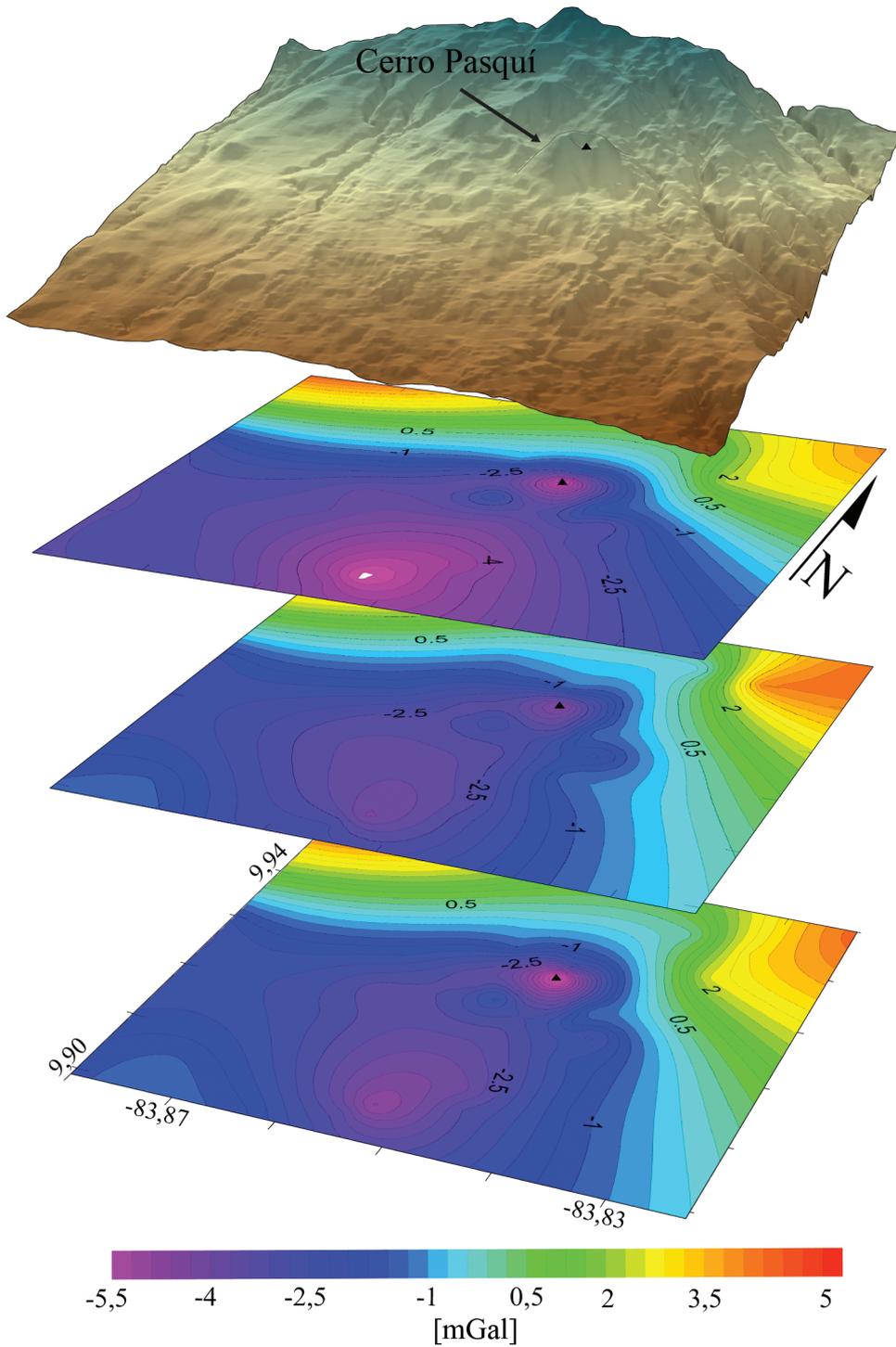


Fig. 4: Mapas de anomalía de Bouguer completa a distintos niveles de reducción y su relación con el Cerro Pasquí (triángulo negro).

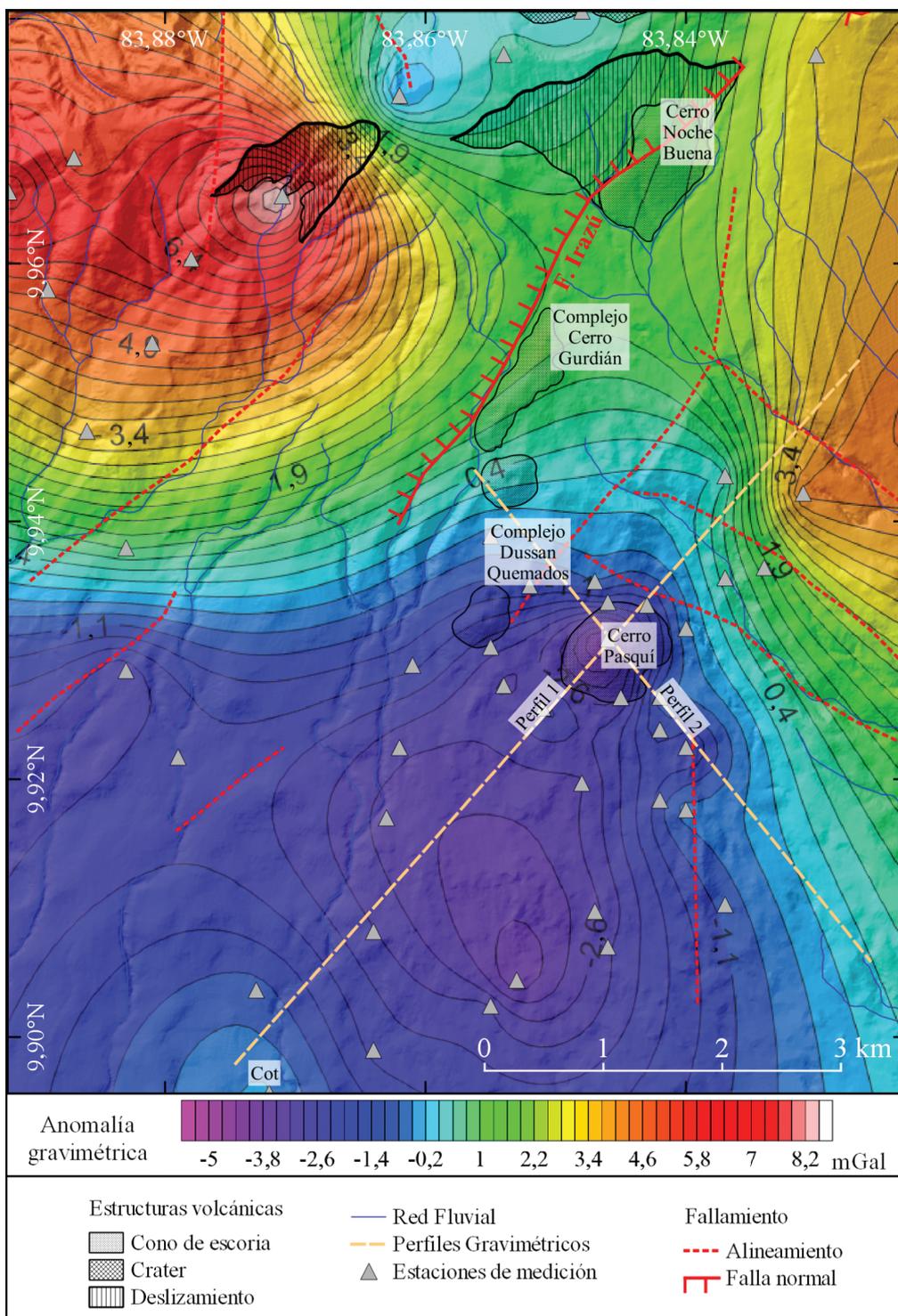


Fig. 5: Mapa de anomalía de Bouguer completa al nivel de reducción de 2 389 m.

contexto geológico. Posteriormente, se observa la coherencia de los valores de anomalía generados por el modelo con los valores observados. La geometría y densidad del modelo *a priori* se modifica en función del ajuste de los datos. El ajuste entre las curvas calculada y observada se evalúa cualitativamente mediante el cálculo del error medio cuadrático (EMC).

El modelo gravimétrico desarrollado tomó en cuenta como nivel de referencia, la altura de 2 389 m. Ya que, es el nivel de referencia que muestra la anomalía más representativa sobre el cerro Pasquí (Figuras 4 y 5). Generalmente, el valor de densidad de referencia usado para la corteza terrestre es de 2,67 g/cm<sup>3</sup>. Sin embargo, debido a que los valores de densidad usados para este modelo corresponden a un promedio de las densidades encontradas para las distintas litologías (Kearey, Brooks, & Hill, 2009), se trabajó con un valor de densidad de referencia de 2,7 g/cm<sup>3</sup> y variaciones con magnitudes del orden de 0,05 a 0,7 g/cm<sup>3</sup>.

### Perfil 1

Para el caso del Perfil 1 el EMC es de 0,21 mGal, y el error residual promedio es de 0,017 mGal. La curva de anomalía de Bouguer observada (Fig. 6), en su extremo NE, muestra una anomalía positiva decreciente desde 4 mGal en el kilómetro cero hasta llegar a un valor de -1,5 mGal a los 2,5 km, con un peldaño corto distinguible de 1,6 mGal cerca de los 1,3 km. En la parte central de la curva entre 2,5 y 3,5 km, esta forma un mínimo pronunciado de corta longitud de onda, con el punto más bajo es aproximadamente a -3,8 mGal. Este concuerda con la ubicación del cerro Pasquí en el perfil topográfico. Hacia el SW, en la porción de la curva entre 3,5 y 7,2 km, los valores de anomalía son entre -3 y 0 mGal, y presentan un alto relativo de aproximadamente de 1 mGal de valor máximo entre los 3,5 y los 4 km.

Según la topografía, en la porción NE de la curva se interpreta un relieve volcánico cortado por dos valles fluviales asociados a alineamientos. En el modelo, la parte más superficial del relieve está cubierta por aproximadamente 100 m de depósitos piroclásticos recientes con un valor de densidad asignado de 2,3 g/cm<sup>3</sup>. Por debajo se

interpreta la presencia de más de 800 m de coladas de lava andesíticas asociando la parte superior como la Formación Reventado y depósitos basálticos más antiguos intercalados con depósitos laháricos y piroclásticos en menor cantidad. Los valores de densidad reportados comúnmente para las andesitas están entre 2,4 y 2,8 g/cm<sup>3</sup> (Telford, Geldart, Sheriff, & Keys, 1976) y en este caso se asigna un valor de densidad de 2,8 g/cm<sup>3</sup> al polígono correspondiente por la predominancia de lavas.

Hacia el SW se observa una transición hacia un material más denso, cuya ubicación concuerda con los basaltos andesíticos (presentes en menor cantidad) de la formación Reventado. Cabe destacar que en esta parte del perfil los sitios de medición se encuentran más espaciados (entre 500 m y 1 km), por lo que interpretación de los datos se ve reducida, no obstante, los valores altos de gravedad pueden estar asociados a desplazamiento de unidades más densas por el fallamiento encontrado en la cuenca del río Birrís (F1 en Fig. 6).

En la parte central del perfil, se encuentra el cerro Pasquí que está compuesto principalmente por material piroclástico de caída (tobas, bombas y bloques escoriáceos) producto de la actividad del cono. Esto implica que la unidad correspondiente con el material del cono piroclástico presenta una densidad baja (2,3 g/cm<sup>3</sup>). A partir de los 600 m de profundidad se denotan coladas de lava andesíticas e intercalaciones de depósitos piroclásticos interpretados por el aumento en la densidad a un valor de 2,6 g/cm<sup>3</sup>. Por lo tanto, se infiere que el conducto o fisura por el cual ascendieron los materiales que forman el cerro Pasquí es pequeño para lograr ser detectado a partir de la cobertura actual de estaciones, o que debido a la profundidad a la cual se encuentra, el magma produjo materiales muy similares a las lavas vesiculares circundantes.

Finalmente, en el extremo SW del perfil se encuentran primero 100 m de material de caída (depósitos piroclásticos) con una densidad promedio de 2,4 g/cm<sup>3</sup> y seguido de una cuña de depósitos laháricos y depósitos piroclásticos de caída ricos en ceniza, producto de actividad reciente. Por tanto, se interpreta la presencia de rocas menos densas (2,3 g/cm<sup>3</sup>) con un espesor

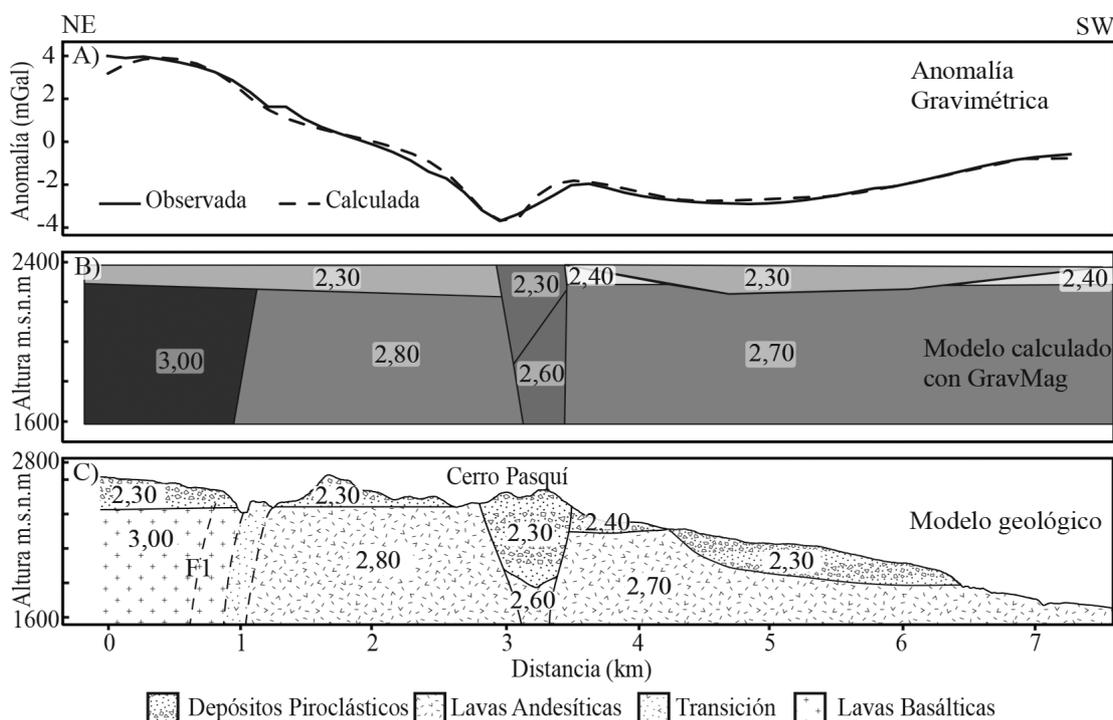


Fig. 6: Modelo de densidades a partir de interpretación de datos gravimétricos a lo largo del perfil 1. A: Anomalia de Bouguer observada vs. calculada a partir del modelo de densidades. B: Modelo de densidades a partir de interpretación indirecta de datos gravimétricos. C: Interpretación geológica de las unidades de densidad y estructura a partir del modelo, F1: fallas asociados a la cuenca del río Birris.

de 200 m. Por debajo, se encuentran campos de flujos de lava andesíticos posiblemente asociados al flujo occidental de la colada de Cervantes (Alvarado & Vega, 2013) a los cuales se le asigna una densidad de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ .

## Perfil 2

Para el perfil 2, el EMC obtenido es de 0,15 mGal, y el error residual promedio es de 0,01 mGal. La curva de anomalía de Bouguer observada (Fig. 7) en la parte NW, muestra una tendencia positiva la cual decrece de 0,8 a -2 mGal entre los 0 y 1,2 km de distancia desde el inicio del perfil. En la parte central de la curva, entre 1,2 y 2,2 km, se observa una anomalía negativa con un mínimo de aproximadamente -3,2 mGal a los 1,7 km. Esta concuerda con la ubicación del cerro Pasquí en el perfil topográfico.

Hacia el SE, la porción de la curva entre 2,2 y 3 km, muestra un alto relativo en el valor

de anomalía que llega a -1 mGal, seguida de una anomalía negativa entre -1 y -1,8 mGal. A partir de los 3 km de distancia, los valores de anomalía gravimétrica aumentan hasta llegar a un valor de 0 mGal.

En el extremo NW del perfil se interpreta un paquete de depósitos asociados a los conos del complejo Dussan-Quemados compuesto por depósitos piroclásticos recientes de densidad  $2,4 \text{ g/cm}^3$  y de aproximadamente 100 m de espesor en la parte superior. Estos sobreyacen coladas lavas andesíticas a basalto-andesíticas de la formación Reventado con densidades entre  $2,6$  a  $2,8 \text{ g/cm}^3$  hasta una profundidad de 1 km. Entre los 0,5 y 1 km (sector NW) se observa un cambio leve en la densidad de las unidades en profundidad, asociado a un contraste de densidad entre coladas de lavas y depósitos piroclásticos. El modelo geológico y estructural de la zona propone que la traza de la falla Irazú debería de verse evidenciado en el

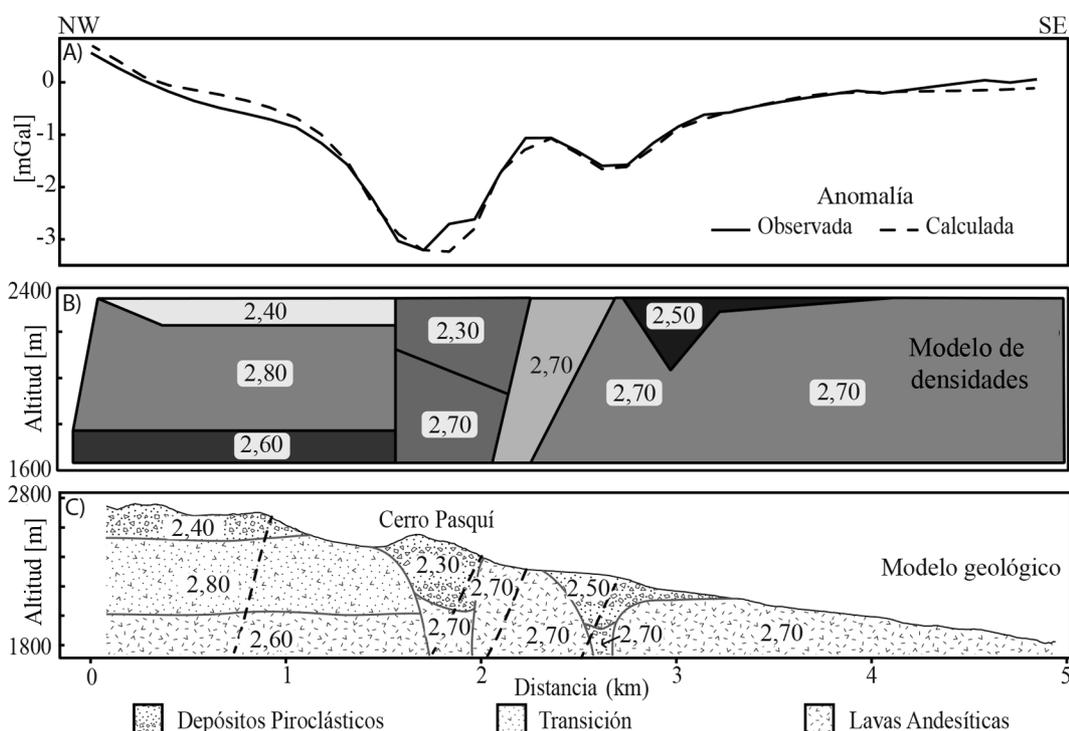


Fig. 7: Modelo de densidades a partir de interpretación de datos gravimétricos a lo largo del perfil 2. A: Anomalia de Bouguer observada vs. calculada a partir del modelo de densidades. B: Modelo de densidades a partir de interpretación indirecta de datos gravimétricos. C: Interpretación geológica de las unidades de densidad y estructura a partir del modelo.

perfil trasado, no obstante, debido a la baja densidad de estaciones en el sector NW del área de estudio no se observó una influencia de dicha estructura.

Hacia la parte central del perfil, se observa la anomalía negativa correspondiente al cerro Pasquí, compuesto por material piroclástico de caída (tobas, bombas y bloques escoriáceos) de baja densidad ( $2,3 \text{ g/cm}^3$ ). En la parte SE, el mínimo de la curva presenta un alto relativo de baja amplitud que la cual topográficamente corresponde al cráter interior del cerro Pasquí, el cual debido a su morfología aportillada asociaría a una extrusión de material en dirección SW, por lo que podría ser parte de un antiguo conducto por el que ascendió el magma y, al comenzar a fluir las coladas, llegó a romper las paredes del cono para crear su forma característica. La parte NE mantiene su composición de baja densidad debido a una depositación primaria de material explosivo característico de cono de escorias anteriormente mencionado.

Debajo de los depósitos piroclásticos del Cerro Pasquí se evidencia de material más denso ( $2,7 \text{ g/cm}^3$ ) que se podría asociar a un material volcánico más competente como lavas asociadas al enfriamiento del cuello volcánico. Esta estructura se debe a que el cono no llegó vaciar su conducto al máximo enfriándose gran parte en su interior. Seguidamente se denotan dos estructuras de material más denso ( $2,7 \text{ g/cm}^3$ ). La primera se identifica como parte de la deformación provocada por un alineamiento y la segunda se interpreta como producto del cambio litológico superficial entre los depósitos piroclásticos del cerro Pasquí y las rocas asociadas al miembro Oriental de la colada Cervantes.

Hacia el extremo sureste se presenta una leve depresión, específicamente entre 2,3 y 3 km, la cual se interpreta como una fisura con material volcánico denso en los bordes y una cavidad rellena por depósitos piroclásticos. Donde los valores bajos de densidad ( $2,5 \text{ g/cm}^3$ ) se asocian a los

depósitos piroclásticos. Finalmente, el extremo SE de la curva se encuentran las lavas andesítico-basálticas de la colada de Cervantes con una densidad de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ .

## DISCUSIÓN

### Modelos de densidad

Se utilizó la anomalía de Bouguer, para eliminar la influencia de las masas por encima del nivel de referencia, en este caso la altura de 2 389 m. Este nivel de reducción refleja mejor las anomalías gravimétricas asociadas con la estructura interna del cerro Pasquí. El cerro está asociado a una anomalía negativa local de corta longitud de onda. Esto sugiere que el cuerpo anómalo que la genera es somero y de poca extensión. La interpretación de los perfiles con el programa GravMag se realizó a partir de cuadrículas interpoladas de la anomalía de Bouguer. Esto debido a la distribución heterogénea de las estaciones, controlada por los accesos terrestres. A partir de los perfiles seleccionados, se construyeron los modelos de avance en dos dimensiones.

Con respecto a la geometría de la porción NW del perfil 2 se interpreta que se encuentra fuertemente influenciada por los depósitos del complejo de Dussan-Quemados a manera de una capa de gran espesor de material piroclástico. Por otro lado, el sistema de fallas que se presenta en el modelo no ha sido comprobado. Sin embargo, se observa la presencia de alineamiento de material efusivo (levée o tubo de lava y conos) que indica la existencia de un paleo-sistema de fisuras asociadas por el que extruyeron estos materiales. No obstante, es necesario una mayor densidad de medición para delimitar los fallamientos de esta índole.

De manera general, el cerro Pasquí se expresa como un mínimo relativo en la anomalía de Bouguer. En las etapas iniciales, se manejó un modelo conceptual en que la actividad asociada a la construcción del cerro Pasquí implica un conducto magmático que alimenta el foco principal y que, hacia la etapa eruptiva final, haya sido preservado como un dique de roca competente.

Este escenario fue descartado debido a que una estructura como esta, debería expresarse como una anomalía positiva de Bouguer. Las anomalías de gravedad indican en vez que, aún en profundidad, el material en la zona inmediata del cerro presenta una densidad menor que los materiales del entorno.

Los modelos de densidad sugieren la presencia de material de menor densidad hasta una profundidad de aproximadamente 300 m a excepción de la parte sur del cerro, en la cual puede haber un dique enmascarado por otras rocas de densidad similar y existiera una salida de lava. Sin embargo, esto no sería concordante con la magnitud de la colada de Cervantes. Esta anomalía se asocia a un sector de baja densidad asociado a la etapa juvenil del cerro (presencia de escorias y material menos denso), posteriormente tuvo salida de magma que propició el flujo de lava y a su vez la ruptura de parte del cráter para permitir el flujo en dirección de la pendiente, creando la morfología característica de cono aportillado que se observa en el cerro.

En el perfil 2, al sur del Cerro Pasquí, se observa una anomalía negativa de 0,5 mGal interpretada como una unidad de densidad  $2,5 \text{ g/cm}^3$  a una profundidad aproximada de 400 m. Esta zona se interpreta como un posible foco de emisión de material anterior al cerro Pasquí, que pudo ser enmascarada por las coladas posteriores, y un dique que cubriera parte de los materiales piroclásticos emitidos por el mismo.

Desde el punto de vista volcano-tectónico el área de estudio presenta dos sistemas de fallas, con rumbo  $N26^\circ W$  y  $N20^\circ -28^\circ E$ , que generan un par conjugado con un esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) orientado  $N4^\circ E$  (Alvarado & Vega, 2013). En función a este arreglo tectónico, las fallas de rumbo NW se relacionan a movimientos dextrales y las de rumbo NE a fallas sinestrales (Alvarado & Vega, 2013; Hudnut, 1983; Montero, 2003) Mientras que en la dirección del esfuerzo principal, solo se asocia la zona de fractura volcano-tectónica propuesta por (Denyer et al., 2009). Esta es representada en el área de estudio por la alineación N-S de algunas estructuras volcánicas (cerros Pasquí, Gurdián, Noche Buena y el complejo Dussan-Quemados) y

un alineamiento al sur del cerro Pasquí. Este alineamiento se interpreta como una fisura rellena por materiales piroclásticos a partir de su expresión geomorfológica y las variaciones de densidad identificados con la gravimetría. Además, estructuras de este tipo han sido observadas en diferentes macizos volcánicos de la cordillera volcánica central una actividad de conos parásitos y cráteres siguiendo la debilidad N-S (Denyer et al., 2009).

Alvarado & Vega (2013) dividen la Colada de Cervantes en dos miembros: Oriental y Occidental. En el caso del campo Occidental determinan su fuente de origen en una fisura de rumbo noreste cercana al Complejo Dussan - Quemados. Mediante el perfil 2 del presente estudio, se interpreta un alineamiento concordante con esta fisura (Fig. 7). Sin embargo, en profundidad no se muestra alguna variación litológica o morfológica que indique la presencia de una fisura. La ausencia de indicios de variaciones litológicas o morfológicas pueden ser atribuidas a la falta de estaciones de medición hacia el noroeste del complejo Dussan-Quemados que dilucidan una variación de densidad, o que los materiales piroclásticos en profundidad aumentan su densidad y no sean diferenciables de las lavas circundantes.

Para el campo Oriental, Alvarado & Vega (2013) proponen una génesis fisural con una morfología ubicada desde el cerro Pasquí hasta el cráter circular de Santa Rosa, de 2 km de longitud y rumbo N26°W. El perfil 2 tiene una dirección noroeste similar a la fisura propuesta, por lo que esta anomalía sería visible de manera continua (asemejando una capa), pero lo visualizado es una anomalía puntual (cercana a los 2,5 km) asociada a la fisura interpretada (Fig. 1).

Se interpreta que el campo de coladas Oriental, proviene de diferentes focos de emisión a través de la zona de fractura volcano-tectónica, que migraron de sur a norte, como lo son la fisura y el cerro Pasquí (Fig. 1). En esta zona, la actividad eruptiva posterior a los episodios eruptivos de estas coladas, ocultó antiguos focos de emisión. La existencia de diferentes focos de emisión se infiere por la presencia de diferentes paquetes de lavas dentro de la misma

colada Oriental y la identificación de dos fuentes en el presente estudio. Además, la diferencia de edades entre la colada Oriental y Occidental es aproximadamente de 40 000 años. Sin embargo, la datación de la colada Oriental se realizó a solo 3 km del cerro Pasquí, por lo que es posible que la parte distal de la colada presente una diferencia de edad considerable para indicar la existencia de varios focos de emisión. No obstante, para el cerro Pasquí, este modelo es congruente con la anomalía gravimétrica observada. En el perfil 2 se observa una anomalía negativa que podría indicar un posible foco de emisión de material. Esta coincidente con la dirección de los esfuerzos tensionales en el área. Al igual que esta anomalía se observan varios puntos de interés, que al no poseer una densidad de estaciones alrededor no se abordan en este estudio pero podrían ser objetivos de campañas gravimétricas futuras.

### Modelo genético

En el presente estudio se realizó una interpretación integral del campo de estructuras geológicas del área de estudio a partir de datos gravimétricos y geomorfológicos respaldados por estudios previos a detalle en los ámbitos geológico y tectónico-estructural. A continuación, se discute el modelo tectónico que se interpreta como origen de los rasgos anteriormente descritos.

La interpretación de la deformación en la parte central de Costa Rica y por ende en la cordillera volcánica Central, ha sido basada en el modelo de indentación tectónica (Denyer, Montero, & Alvarado, 2009). Este modelo se basa en la interacción de dos placas tectónicas, donde la placa que se subduce presenta diferentes morfologías batimétricas. Estos rasgos provocan diferencias en la dirección de esfuerzos para el territorio nacional. El modelo propone un esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) con tendencia en dirección N-S para los edificios volcánicos de la cordillera volcánica Central. Como consecuencia de este esfuerzo, la deformación regional genera fallas sinestrales con rumbo SW-NE, fallas dextrales NW-SE, fallas inversas E-W y fallas normales o zonas de debilidad cortical N-S.

En las cercanías de las estructuras volcánicas evidenciadas en los mapas de ubicación, geológico y geomorfológico, se denotan estructuras neotectónicas y algunos rasgos erosivos de menor escala. Estas corresponden a: (1) la traza de una falla dextral del sistema Atirro-Río Sucio con dirección NW-SE (Montero, 2003); (2) fallas con componente dextral y rumbo NW-SE (Hudnut, 1983). Ambos son agrupados debido a la concordancia que presentan en cuanto a su orientación y movimiento relativo (Figs. 6 y 1); (3) alineamientos suroeste-noreste con fallamiento normal sinagénico (Alvarado & Vega, 2013). Los mismos son prolongados hasta las diferentes estructuras volcánicas según los perfiles gravimétricos realizados (Figs. 7 y 1); y (4) alineamiento N-S. Interpretado como una fisura y fácilmente identificable en el mapa geomorfológico como un alineamiento a partir del modelo de elevación digital (Figs. 7 y 2).

Los alineamientos suroeste-noreste concuerdan con fallas sinestrales, según el arreglo estructural regional y la dirección de los esfuerzos (tendencia a ser norte - sur) que actúan en el edificio del volcán Irazú (Denyer et al., 2009). Al presentar fallamiento normal sinagénico, demuestra que existe una componente tensional. Esta componente se considera el medio para el desarrollo de actividad volcánica localizada como lo son erupciones explosivas que dieron paso a las diferentes estructuras volcánicas presentes en el área de estudio (los cerros Pasquí, Gurdían, Noche Buena, y el complejo Dussan-Quemados).

El alineamiento norte-sur representa parte de la zona de debilidad cortical o zona de fractura volcano-tectónica del volcán Irazú reconocida por Denyer et al. (2009) para los volcanes de la cordillera volcánica Central. Al ser una zona de debilidad, se asume que se presenta como una zona factible para el ascenso y expulsión de material de la cámara magmática hacia superficie. Por lo tanto, esta interpretación es congruente con la presencia de focos de emisión para erupciones fisurales, cuya expresión morfológica en superficie, es la de un alineamiento interpretado con el apoyo de datos gravimétricos como una fisura cubierta hacia el Sur por depósitos piroclásticos de erupciones posteriores.

## CONCLUSIONES

La metodología de modelos de avance en dos dimensiones tiende a subestimar o sobrestimar el efecto de cuerpos anómalos en el campo de gravedad. Esto debido a que se asume una distribución homogénea en una proyección lateral infinita de los polígonos presentes en el modelo. Sin embargo, la interpretación indirecta de los datos de anomalía de gravedad aporta información importante sobre la distribución de masa interna, en este caso, de una estructura cortical somera.

A partir de los datos de anomalía de Bouguer, se creó un modelo que refleja como el evento de volcanismo asociado con el cerro Pasquí interrumpe la continuidad de las lavas de la Formación Reventado y crea un cono de material piroclástico. Se infiere que este material está presente hasta una profundidad de unos 300 m. La actividad volcánica explosiva que dio origen a los cerros Gurdían, Pasquí, Noche Buena y al complejo Dussan-Quemados, se interpreta como un producto de la debilidad cortical y segmentación identificada como alineamientos SW-NE que por sus características extensionales, permitió el ascenso de material procedente de la cámara magmática.

Parte del campo Oriental de la Colada de Cervantes emergió a través de diferentes sitios de emisión como lo son: una fisura con dirección N-S, en concordancia con la alineación N-S de los conos parásitos cercanos producto de erupciones explosivas, y el cerro Pasquí. Por lo que, se interpreta una migración hacia el norte de los focos de emisión de la colada, donde algunos quedaron sepultados por las coladas más jóvenes y materiales piroclásticos.

La cobertura actual de datos permite realizar una interpretación general de la estructura de densidades del cono piroclástico Pasquí. Sin embargo, es necesario incrementar la cobertura de datos de gravedad observada en el área de estudio para poder distinguir estructuras de menor volumen u observar discontinuidades con contrastes menores en su densidad. Asimismo, el análisis de los datos de gravedad puede beneficiarse

de la implementación de metodologías de interpretación directa de las anomalías así como la creación de modelos de densidad en tres dimensiones.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración del profesor Pablo Ruiz por sus observaciones sobre temas de vulcanología y a Fabián Soriano y Thoralf Dietrich por su contribución en la adquisición de datos en el campo. Este artículo es una contribución al proyecto 113-B5-A00 de la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica titulado: “Geofísica y geodinámica del arco volcánico en Costa Rica”, parte del programa de investigación 113-B9-911 Red Sismológica Nacional.

### REFERENCIAS

- Alvarado, G. E. (1993). *Volcanology and Petrology of Irazú Volcano, Costa Rica*. Christian-Albrecht-University.
- Alvarado, G. E. (2008). *Los volcanes de Costa Rica: Geología, historia, riqueza natural y su gente (3°)*. San José, Costa Rica: Editorial Universidad Estatal a Distancia.
- Alvarado, G. E., Mora, M., & Ulloa, A. (2013). La caída de “ceniza” proveniente del Volcan Irazú (Costa Rica) el 8 de diciembre de 1994: ¿Una explosión freática? *Revista Geológica de América Central*, 48, 159–168.
- Alvarado, G. E., & Vega, A. E. (2013). La geomorfología de la colada de Cervantes, Volcán Irazú (Costa Rica): Descripción de uno de los campos de lava más grandes de América Central. *Revista Geológica de América Central*, 48, 99–118. doi: <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i48.12238>
- Brown, G. C., Rymer, H., & Stevenson, D. (1991). Volcano monitoring by microgravity and energy budget analysis. *Journal of the Geological Society*, 148, 8.
- Case, J. E. (1980). Crustal setting of mafic and ultramafic rocks and associated ore deposits of the Caribbean region. U.S Geol. Survey, Open-file Report, 80-304.
- DeBoer, J. (Cartographer). (1974). Mapa geofísico preliminar de Costa Rica
- Fournier, N., Rymer, H., Williams-Jones, G., & Brenes, J. (2004). High-resolution gravity survey: Investigation of subsurface structures at Poás volcano, Costa Rica. *Geophysical Research Letters*, 31(31(8)) L15602. doi:<https://doi.org/10.1029/2004GL020563>
- Denyer, P., & Kussmaul, S. (1994). Atlas geológico del Gran Área Metropolitana (primera ed). Cartago, Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Denyer, P., Montero, W., & Alvarado, G. E. (2009). Atlas tectónico de Costa Rica (2 ed). San José, Costa Rica: Editorial de la Universidad de Costa Rica.
- Estrada, A. (1986). Estudio geológico-geotécnico del deslizamiento de San Blas, Río Reventado, Provincia de Cartago, Costa Rica. Universidad de Costa Rica.
- Fallas, M., Prado, A., Mora, M. M., Ruiz, P., Alfaro, E. J., & Soto, G., J. (2018). El deslizamiento del 8 de diciembre de 1994 en el volcán Irazú (Costa Rica): aspectos históricos y geomorfología con base en fotografías aéreas históricas y recientes. *Revista Geológica de América Central*, 58, 55-84. doi: 10.15517/rgac.v58i0.32844
- Fernández, E., Barquero, J., Barboza, V., Van der Laat, V., Malavassi, E., Sáenz, R., Martínez, M. (1994). Estado de los volcanes.
- Förste, C., Bruinsma, S., Marty, J.-C., Flechtner, F., Abrykosov, O., Dahle, C., ... König, R. (2014). EIGEN-6C4 - The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 1949 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. Shanghai, China: The 3rd International Gravity Field Service (IGFS). Retrieved from <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/documents/Foerste-et-al-EIGEN-6C4.pdf>
- Hackney, R. I., & Featherstone, W. E. (2003). Geodetic versus geophysical perspectives of

- the 'gravity anomaly.' *Geophysical Journal International*, 154(1), 35–43. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01941.x>
- Holzrichter, N. (2013). Processing and interpretation of satellite and ground based gravity data at different lithospheric scales. Kiel University.
- Hudnut, K. (1983). Geophysical survey of Irazú Volcano. Dartmouth College.
- Jones, C. H. (2003). GravMag 1.0.23. <http://cires1.colorado.edu/people/jones.craig/GSSH/index.html>
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2009). An introduction to geophysical exploration (3rd ed.). London: Blackwell Science Ltd.
- Krushensky, R. (1970). Geology of the Istarú Quadrangle, Costa Rica. Washington D.C.: U.S. Geological Survey.
- Li, X., & Götze, H. (2001). Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, 66(6), 1660–1668. <https://doi.org/10.1190/1.1487109>
- Lücke, O. H. (2008). Modelo tridimensional de densidades de la corteza superior en el sector Central de Costa Rica, basado en interpretación del campo gravimétrico. Universidad de Costa Rica.
- Lücke, O. H., Götze, H.-J., & Alvarado, G. E. (2010). A Constrained 3D Density Model of the Upper Crust from Gravity Data Interpretation for Central Costa Rica. *International Journal of Geophysics*, 2010, 9. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1155/2010/860902>
- Madrigal, R. (2015). Sobrevuelo por deslizamientos activos en el entorno del macizo volcánico Irazú. San José, Costa Rica.
- Monges, J. (1961). Anomalías de la gravedad al aire libre y Bouguer. Informe Semestral del Instituto Geográfico Nacional (enero-junio), 105-106.
- Monges, J. (Cartographer). (1958). Isoanomalías Bouguer de la gravedad
- Montero, W. (2003). El Sistema de Falla Atirro-Río Sucio y la cuenca de tracción de Turrialba-Irazú: indentación tectónica relacionada con la colisión del Levantamiento del Coco. *Revista Geológica de América Central*, 28, 5–29. Retrieved from <http://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/7781/7436>
- Montero, W., Paniagua, S., Kussmaul, S., & Rivier, F. (1992). Geodinámica interna de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 14, 1–12.
- Montero, W., Rojas, W., & Linkimer, L. (2013). Neotectónica de las Fallas Ochomogo y Capellades y su relación con el Sistema de Falla Aguacaliente, falda sur Macizo Irazú-Turrialba, Costa Rica. *Revista Geologica de America Central*, 48, 119–139.
- Moritz, H. (1980). Geodetic Reference System 1980. Canberra.
- Olson, C., & Sáenz, R. (1966). Fotointerpretación de la Colada de Cervantes, Costa Rica. San José, Costa Rica.
- Peraldo, G., & Rojas, E. (2000). Catálogo de deslizamientos históricos para Costa Rica periodo 1772 – 1960. Informe Semestral IGN, 36, 123–171.
- Ponce, D. A., & Case, J. E. (1987). Geophysical interpretation of Costa Rica. In *Mineral Resource Assessment of the Republic of Costa Rica* (1st ed., pp. 8–17). U.S. Geological Survey.
- Rymer, H., & Brown, G. (1989). Gravity changes as a precursor to volcanic eruption at Poás volcano, Costa Rica. *Nature*, 342, 902. doi:10.1038/342902a0
- Rymer, H., & Brown, G. C. (1984). Periodic gravity changes at Poás volcano, Costa Rica. *Nature*, 311, 243. doi:10.1038/311243a0
- Rymer, H., Locke, C. A., & Brenes, J. a. W.-J., Glyn. (2005). Magma plumbing processes for persistent activity at Poás Volcano, Costa Rica. *Geophysical Research Letters*, 32(8). doi: <https://doi.org/10.1029/2004GL022284>
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., & Keys, D. (1976). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Thorpe, R. S., Locke, C. A., Brown, G. C., Francis, P. W., & Randal, M. (1981).

- Magma chamber below Poás volcano, Costa Rica. *Journal of the Geological Society of London*, 138, 367-373.
- Thomas, K. (1983). An investigation of the Cervantes Formation of Irazú Volcano, Costa Rica. Dartmouth College.
- Tournon, J. (1984). Magmatismes du Mésozoïque à l'Actuel en Amérique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des Ophiolites aux Andésites. Université Pierre et Marie Curie.
- Vahrson, W. G., & Herrera, N. (1992). No Deslizamientos en la cuenca media y superior del Río Reventado, Cartago, Costa Rica. *Revista Geográfica de América Central*, 25-26, 171-192.
- Weyl, R. (1980). *Geology of Central America*. Berlin, Alemania: Bontraeger.



