

boletín geológico

42

42(1-2) • 2008 • ISSN: 0120-1425

Publicación del Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS



Libertad y Orden

INGEOMINAS
INSTITUTO COLOMBIANO
DE GEOLOGÍA Y MINERÍA

República de Colombia

Boletín Geológico

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS
42(1-2) 2008

Álvaro Uribe Vélez

Presidente de la República

Hernán Martínez Torres

Ministro de Minas y Energía

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS

Mario Ballesteros Mejía

Director General

Edwin González Moreno

Secretario General

César David López Arenas

Director Técnico Servicio Geológico

Adolfo Álvarez González

Director Técnico Servicio Minero

Orlando Navas

Subdirector Geología Básica

Francisco Velandia Patiño

Subdirector Recursos del Subsuelo

Marta Lucía Calvache Velasco

Subdirectora Amenazas Geológicas y Entorno Ambiental

Directora del Boletín

Boletín Geológico

Marta Lucía Calvache Velasco

Directora

Luis Eduardo Vásquez Salamanca

Preparación y coordinación editorial

Publicación del Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, dirigida a académicos, investigadores e interesados en los temas de geociencias, minería, química, y aspectos nucleares y ambientales.

Periodicidad semestral

Formato 21,5 x 28 cm

ISSN: 0120-1425

El Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, hace presente que las opiniones y hechos consignados en los artículos son de exclusiva responsabilidad de los autores.

Suscripciones y correspondencia

INGEOMINAS, Diagonal 53 N.° 34-53, Bogotá, Colombia

Teléfonos 2200100, 2221811

boletingeologico@ingeominas.gov.co

Bogotá, Colombia

Fotografía de portada

Volcán Galeras, Pasto, Colombia

Emisión de cenizas, 4 de julio de 2006

Archivo del Observatorio Vulcanológico de Pasto

Impresión

D'vinni Impresores

Comité Editorial

Ph. D. Cristhian Huggel

Universidad de Zúrich, Suiza

Ph. D. John Jairo Sánchez

Universidad de Guadalajara, México

Ph. D. Iván Darío Correa

Universidad EAFIT, Colombia

Ph. D. Georgina Guzmán

Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras, INVEMAR, Colombia

Especialista Orlando Navas

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

M. Sc. Francisco Velandia Patiño

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

Ph. D. Marta Lucía Calvache Velasco

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

Ph. D. Gloria Prieto Rincón

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

M. Sc. Héctor Mora Páez

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

M. Sc. María Luisa Monsalve

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

M. Sc. María Luisa Bermúdez

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

M. Sc. Bernardo Pulgarín

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

Candidata a doctorado Mónica Arcila

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

Comité Científico

Ph. D. Robert Trenkamp

University of South Carolina, Estados Unidos de América

Licenciado Roberto S. N. Pagés

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR.

Ph. D. Renate Wall Ziegler

Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Chile

Ph. D. Michael F. Sheridan

University at Buffalo, Estados Unidos de América

Ph. D. Vyacheslav Zobin

Universidad de Colima, México

Ph. D. Barry Voight

Sociedad Colombiana de Geotecnia

Ph. D. Fernando Crstancho

Universidad Nacional de Colombia

Ph. D. Gloria Toro

Universidad EAFIT, Colombia

Ph. D. José Ignacio Martínez

Universidad EAFIT, Colombia

Ph. D. Thomas Heinrich Cramer

Universidad Nacional de Colombia

Ph. D. Fernando Etayo Serna

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

Ph. D. Jesús García

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

Ph. D. John Makario Londoño

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

Ph. D. Hans Diederix

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Colombia

CONTENIDO

- 5 Editorial
- Investigación**
- 7 Estructura tridimensional de velocidad de onda P para el volcán Galeras
John Makario Londoño B. y Luisa Fernanda Ospina A.
- 25 Geología de la transecta 8: El Palmor-cerro Corea. Sierra Nevada de Santa Marta
Elizabeth Cortés Castillo y Julián Andrés López Isaza
- 41 Microestructuras asociadas a deformación frágil del relevo Ocaña-Curumaní. Sistema de Fallas de Bucaramanga
Mario Andrés Cuéllar Cárdenas y Julián Andrés López Isaza
- 53 Nivel relativo del mar en la costa pacífica sur de Colombia: variabilidad, tendencias e implicaciones en la dinámica deltaica
Sergio A. López, Héctor Mora Páez, Camilo A. Monroy, Juan D. Restrepo, Juan C. Restrepo y Efraín Rodríguez-Rubio
- 67 Estudio hidrogeoquímico e isotópico en los acuíferos de la zona de Maicao, Colombia
Jean Denis Taupin, Luis Eduardo Toro y María Consuelo Vargas
- Reflexión**
- 77 Metodología para la exploración de impactos meteóricos y depósitos minerales asociados
Sait Khurama
- 97 Evolución de los glaciares en los Andes venezolanos: picos Humboldt y Bonpland
Eduardo Carrillo y Santiago Yépez
- 109 Erupciones del volcán Nevado del Huila, en febrero y abril de 2007, y los cambios en su masa glaciar
Bernardo Pulgarín, Carlos E. Cardona, Cristian C. Santacoloma, Adriana Agudelo, Marta Lucía Calvache y María L. Monsalve
- Revisión**
- 129 Métodos e integración de análisis granulométrico para depósitos volcanoclásticos
Hugo F. Murcia, Gloria P. Cortés y Blanca O. Hurtado



Nuevo impulso a la investigación

Uno de los principales propósitos de una institución dedicada a la investigación, exploración y gestión de proyectos que contribuyen al crecimiento científico, económico y social de un país consiste en presentar a los académicos, investigadores, gobiernos y comunidad en general, los estudios que se están realizando en áreas de su interés. Por esto se decidió reanudar la publicación del *Boletín Geológico*, con el objeto de divulgar los resultados y avances de investigaciones en geología, geoquímica, geociencias, minería, química, aspectos nucleares y ambientales, al igual que en temas relacionados con las ciencias de la Tierra.

En este volumen aparecen varias investigaciones de primer orden, como “Estructura tridimensional de velocidad de onda P para el volcán Galeras”, de los autores John Makario Londoño B. y Luisa Fernanda Ospina A., que consiste en el estudio sísmico del volcán utilizando tomografía sísmica tridimensional, el cual ayuda a comprender el desarrollo de la actividad sísmica eruptiva y explica por qué hay que mantener vigilancia y monitoreo permanentes en el Galeras; “Geología de la transecta 8: El Palmor-cerro Corea. Sierra Nevada de Santa Marta”, de Elizabeth Cortés Castillo y Julián Andrés López Isaza, investigación orientada al

conocimiento de la evolución geohistórica en aspectos estructurales, litológicos, geocronológicos, litogeoquímicos, isotópicos y paleomagnéticos del sector.

Por su parte, Mario Andrés Cuéllar Cárdenas y Julián Andrés López Isaza presentan “Microestructuras asociadas a deformación frágil del relieve Ocaña-Curumaní. Sistema de fallas de Bucaramanga”, resultado de un estudio de campo que les permitió obtener datos litológicos y estructurales, así como recolectar muestras y análisis mesoestructurales, microestructurales, y cinemáticos de la falla; “Nivel relativo del mar en la costa pacífica sur de Colombia: variabilidad, tendencias e implicaciones en la dinámica deltaica”, es el nombre de la investigación efectuada por Sergio A. López, Héctor Mora Páez, Juan C. Restrepo, Juan D. Restrepo y Efraín Rodríguez-Rubio, que trata sobre la identificación de anomalías, comportamientos y procesos climáticos, hidrológicos y oceanográficos que interactúan en el delta del río Mira.

A continuación aparecen “Estudio hidrogeoquímico e isotópico en los acuíferos en la zona de Maicao”, de Denis Taupin, Luis Eduardo Toro y María Consuelo Vargas, trabajo en el que se muestran los avances en el conocimiento, la dinámica y la naturaleza de los acuíferos de

Maicao, y se aportan bases técnicas para el manejo de aguas subterráneas, y “Metodología para la exploración de impactos meteóricos y depósitos”, de Sait Khurama, quien expone una metodología para reconocer los impactos meteóricos y nuevas opciones de prospección geológica, que contribuyen a la explotación de recursos minerales no considerados entre los ambientes de depósitos ortodoxos.

En lo que respecta a glaciares y volcanes hay estudios de gran importancia, como “Evolución de los glaciares en los Andes venezolanos: picos Humboldt y Bonpland”, de los autores Eduardo Carrillo y Santiago Yépez, trabajo en el que se recopila información existente acerca de las recientes observaciones y mediciones hechas en los glaciares de los Andes venezolanos, y “Erupciones del volcán Nevado del Huila, en febrero y abril de 2007, y los cambios en su masa glaciar”, de Bernardo Pulgarín, Carlos E. Cardona, Cris-

tian C. Santacoloma, Adriana Agudelo, Marta Lucía Calvache y María L. Monsalve, investigadores que analizan las erupciones de febrero y abril de 2007, las primeras históricamente registradas, y concluyen que el comportamiento del volcán está acelerando la extinción de la masa glaciar.

Por último, se presenta “Métodos de integración de análisis granulométrico para los depósitos volcanoclásticos”, de los autores Hugo F. Murcia, Gloria P. Cortés y Blanca O. Hurtado, quienes revisan y describen algunos métodos y conceptos empleados en la evaluación granulométrica de depósitos vulcanoclásticos.

Con estos escritos reaparece el *Boletín*, publicación periódica y científica que el instituto ha editado desde 1953, con la esperanza de que los artículos sean de gran interés para la investigación y estudios en geología, recursos del subsuelo y medio ambiente, entre otros. ▀

Mario Ballesteros Mejía

Director General

Estructura tridimensional de velocidad de onda P para el volcán Galeras

THREE DIMENSIONAL STRUCTURE OF THE GALERAS VOLCANO FROM P-WAVE VELOCITIES

JOHN MAKARIO **Londoño B.**¹

LUISA FERNANDA **Ospina A.**²

RESUMEN

Se realizó un estudio sísmico de la estructura interna para onda P en el Volcán Galeras (VG), utilizando tomografía sísmica tridimensional. Fueron invertidos 2.400 sismos de alta calidad, con magnitudes <2, con un total de 14.500 tiempos de arribos de onda P.

Se pudieron definir tres zonas de anomalías con bajos valores de velocidad, y dos zonas con altos valores de velocidad. Las zonas de baja velocidad (<-5%) se localizan al este del cráter activo entre 3 y 4 km de profundidad, al oeste del cráter entre 4 y 6 km, y bajo el cráter activo entre 4 y 8 km de profundidad con una amplia extensión, lo que supondría una gran zona de alimentación magmática con pequeños cuerpos embebidos en diferentes estados de cristalización. Estas zonas se asociarían básicamente a zonas de acumulación de magma o calor. La primera zona de alta velocidad (>5%) se encuentra cubriendo todo el edificio volcánico y hasta una profundidad de 4 km; la otra zona se encuentra a partir de 10 a 12 km de profundidad, que se asociaría con el basamento.

La zona de alta velocidad de 0 a 4 km de profundidad se asocia en superficie a los depósitos de lavas, y posiblemente al trazo de las fallas de Buesaco, Aranda y Romeral; en profundidad, hacia el oeste del volcán Galeras, se aumenta aún más la perturbación de la velocidad y estaría representando la cubierta de un cuerpo magmático antiguo en proceso de enfriamiento, cristalización y desgasificación. Igualmente, se encontró una zona de baja velocidad al este del cráter activo, la que se extiende hasta 5 km de profundidad, aproximadamente. Esta zona se asocia a un cuerpo magmático remanente y en estado más fluido. Las zonas de baja velocidad de gran extensión, encontradas en este trabajo, hacen suponer que el Volcán Galeras posee una extensa cámara magmática con volúmenes que alcanzarían 20 o 25 km³.

Palabras clave

Tomografía sísmica, sismicidad volcánica, actividad volcánica, modelo sísmico, volcán Galeras.

ABSTRACT

A study of the inner structure of the Galeras Volcano was conducted using P-wave velocity first arrivals and 3D seismic tomography. Twenty four hundred high quality earthquakes with local magnitudes less than 2.0 were used in the study and a total of 14,500 P-wave arrivals were inverted.

Three anomalous zones with low P-velocity and two zones with high P-velocity were delimited. The low P-velocity zones (<-5%) are located to the east of the active crater at 3-4 km depth, to the west of the active crater at 4-6 km depth and beneath the active crater at 4-8 km depth with a large extension implying a similarly large magmatic feeding zone with small embedded bodies in different stages of crystallization. The high P-velocity zones (>5%) cover all of the volcanic edifice down to 4 km depth and at 10-12 km depth associated with the basement.

The high Vp zone at 0-4 km depth is associated with lava deposits at the surface and possibly with the Buesaco, Aranda and Romeral faults. The deeper zone to the west may be associated with an old magma body in the process of cooling, crystallization and out-gassing. The low Vp zone to the west of the active crater at approximately 5 km depth may be related with a remnant magma body in the liquid or fluid stage. The low Vp zones delimited in this study suggest that the Galeras Volcano has a very large magmatic body with volumes nearing 20-25 km³.

Key words

Seismic tomography, volcanic seismicity, volcanic activity, seismic model, Galeras volcano

Artículo recibido el 29 de agosto de 2008. Aprobado el 16 de diciembre de 2008.

¹ Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. jmakario@ingeominas.gov.co

² Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. lfospina@ingeominas.gov.co

Introducción

El volcán Galeras fue declarado volcán de los años noventa por la UNDR0, dada su alta actividad y peligrosidad. Hasta la fecha se han realizado diferentes estudios geofísicos, especialmente relacionados con sismos asociados a liberación de gases, tremor volcánico, etc., sin que todavía exista un modelo de la estructura interna del volcán. Para este volcán, se ha estimado una considerable dinámica interna que involucra nuevo material magmático, corroborado en la continua actividad explosiva desde épocas históricas hasta la fecha.

El Galeras se compone principalmente de flujos de lavas, flujos y caídas de piroclastos, ignimbritas, nubes ardientes, avalanchas de escombros y lahares. Entre los estudios petrológicos y vulcanológicos, se destacan los realizados por Murcia & Cepeda (1991), Calvache (1990) y Cortés & Calvache (2002). Cepeda (1985), a partir de estudios de tipo regional, denominó Complejo Volcánico del Galeras (CVG) la región volcánica conformada por una serie de calderas y volcanes de distinta edad, genéticamente relacionados y localizados al norte del Sistema de Fallas El Diviso-Túquerres, entre la Falla del Guáitara al oeste y el Sistema de Fallas de Romeral al este (Cortés & Calvache 2002). Calvache (1995) redefinió el Complejo Volcánico Galeras, lo limitó a las rocas volcánicas emitidas por el Galeras actual y por los focos volcánicos que lo precedieron, e incluye, además de los depósitos de flujos de lodo secundario y de avalanchas de escombros generados en su área de influencia, un cono de escorias. Calvache (1995) y Calvache et ál. (1997) definen diferentes etapas en la evolución del complejo, basado en geología de campo detallada y dataciones ^{14}C y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El Galeras actual es un estrato volcán andesítico, con una actividad caracterizada fundamentalmente por erupciones de tipo vulcaniano. Durante su existencia se han identificado seis periodos de erupciones mayores con generación de flujos piroclásticos, caídas piroclásticas, flujos de lava y flujos de lodo o escombros (Calvache, 1990 & Calvache et ál., 1997). Los flujos piroclásticos son considerados el evento volcánico más característi-

co de este volcán. La actividad más reciente, que se inició en 1989, básicamente ha sido caracterizada por intrusión, extrusión y destrucción de domos, al igual que emisiones de ceniza periódicas.

Uno de los usos principales de los datos derivados de la vigilancia volcánica es la determinación de la estructura interna del volcán con el fin de conocer mejor su comportamiento y sus posibilidades de erupción en el futuro, partiendo del cálculo de posibles tamaños de reservorios magmáticos dentro del mismo. Para conocer la estructura interna de los volcanes y de la corteza, en general, se han desarrollado técnicas y métodos eficientes, como la tomografía sísmica (Thurber, 1983), que utiliza tiempos de viaje de las ondas sísmicas a diferentes estaciones en una red sísmica. Con estos datos se realiza una inversión matemática de los mismos, utilizando modelos de la corteza apropiados. De esta manera, se obtienen perturbaciones de la velocidad que pueden asociarse a rasgos estructurales y a posibles zonas de acumulación de magma o de gas.

En muchas regiones del mundo se han realizado estudios tomográficos en zonas volcánicas. Lees y Crosson (1990) realizaron una inversión tomográfica con la cual hallaron imágenes de variaciones de velocidad en tres dimensiones bajo la región Puget Sound, localizada entre las montañas Olímpic hacia el oeste y las montañas Cascade hacia el este al oeste de Washington, encontrando tres grandes zonas de baja velocidad hacia el centro y el sur de dicha región, las cuales son interpretadas como cuencas sedimentarias profundas. Las rocas del flanco este de Olímpic aparecen como una anomalía de alta velocidad, contrastando con los depósitos sedimentarios presentes. En cercanías al Monte Rainer, aparecen estructuras de alta velocidad correlacionadas con plutones observados en superficie, hacia el este y norte de la zona se encuentran alternancias de anomalías de alta y baja velocidad debido a la compleja geología de la zona.

En el volcán Etna se han realizado varios estudios tomográficos. La gran mayoría coincide con la presencia de zonas de alta velocidad bajo el volcán,

asociadas a cuerpos intrusivos antiguos a través de los cuales asciende nuevo magma (Chiarabba et ál., 2000 & Aloisi et ál., 2002).

En el volcán Redoubt, Benz et ál. (1996) realizaron un estudio tomográfico donde interpretan una estructura en forma de pipa en la parte superficial, y una zona de baja velocidad asociada a un plexo magmático, como soporte a un sistema de diques y conductos magmáticos.

Ohmi & Lees (1995) usaron sismos locales para hacer una inversión de velocidad en el volcán Unzen, Japón. Encontraron una gran zona de baja velocidad bajo el cráter activo del volcán, hasta 15 km de profundidad, y argumentan que un sistema de conductos y diques comprimen la zona de baja velocidad en la parte superficial.

Sobre volcanes colombianos, Londoño & Sudo (2002) realizaron una tomografía sísmica para el volcán Nevado del Ruiz, utilizando sismos locales. Ellos detectaron zonas de baja y alta velocidad bajo el cráter activo. Entre 5 y 10 km encontraron zonas de baja velocidad embebidas en zonas de alta velocidad, las cuales interpretan como fuentes de calor de dicho volcán.

No existe bibliografía publicada en cuanto a estudios relacionados con tomografía sísmica del volcán, aunque se ha realizado un trabajo de pregrado sobre tomografía de Q (Moncayo, 2004), el cual presenta serias inconsistencias y las interpretaciones realizadas no están acordes con la realidad y actividad actual del Galeras. Cardona (2004) realizó un ejercicio de tomografía sísmica, haciendo un estudio temporal de variaciones en imágenes tomográficas, donde propone una anomalía de baja velocidad entre 2 y 10 km. Igualmente, existe un estudio sobre mapeo tridimensional del parámetro b en el Galeras, el cual presenta unas zonas anómalas (altos valores de b) bajo el volcán hasta 5 km de profundidad, asociadas a posibles zonas de almacenamiento de magma (Sánchez et ál., 2005).

Sobre este volcán se han realizado varios estudios sísmicos, no relacionados con tomografía, que pueden ayudar en el entendimiento del comportamiento sísmico del volcán. Gil & Chouet (1997)

realizaron un estudio detallado sobre sismicidad de eventos tipo Largo-periodo, presentes durante el emplazamiento, extrusión y destrucción de domos en dicho volcán. Ellos asocian esta sismicidad a actividad del gas dentro de grietas del orden de 20 a 30 m de longitud y anchos entre 15 y 25 m. Gómez & Torres (1997) estudiaron un tipo de señales sísmicas, denominadas “tornillos”, asociadas a actividad magmática y movimiento de burbujas dentro del magma. Tales señales sísmicas han estado presentes antes de actividad eruptiva en el volcán Galeras.

El conocimiento de la estructura interna del Galeras permitirá comprender el desarrollo de la actividad sísmica eruptiva y servirá como insumo a la vigilancia permanente, dado que se podrá definir un modelo de velocidades 3D para localizar con más precisión los sismos producidos por la actividad del volcán. La obtención de un modelo de velocidades 3D a partir de la aplicación de un método tomográfico se convierte en una oportunidad para potenciar las técnicas de vigilancia y monitoreo continuo efectuado por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP).

Método, datos y procesamiento de datos

En este trabajo se utilizó el método tomográfico de Zhao et ál. (1992), modificado (Zhao et ál., 1994), el cual es muy conveniente para zonas heterogéneas, como los volcanes, sobre todo por el algoritmo de trazado de rayos 3D usado, que permite obtener residuos más pequeños, y por la posibilidad de combinar eventos sísmicos volcano-tectónicos (VT), es decir, asociados a actividad volcánica, y tectónicos locales (TL), asociados a actividad tectónica o fallamiento en cercanías del volcán, lo que permite modelar tanto la estructura superficial como la profunda del área de estudio. Este método posibilita, además, incluir estructuras de velocidad con discontinuidades de velocidad sísmicas de formas complejas y variaciones tridimensionales de la velocidad en el espacio modelado. Igualmente, permite utilizar tiempos de viaje de ondas P y S, al igual que usar fases tardías. Para realizar la inver-

Tabla 1. Modelos mínimos 1D de velocidad de onda P para el VG, obtenidos usando el método de Kissling et ál. (1994). El modelo 1 fue el seleccionado para la tomografía 3D.

MODELO 1. RMS: 0.3		MODELO 2. RMS: 0.40		MODELO 3. RMS: 0.29		MODELO 4. RMS: 0.46	
Vp (km/s)	Profundidad	Vp (km/s)	Profundidad	Vp (km/s)	Profundidad	Vp (km/s)	Profundidad
4,3	0,0	3,93	0,0	2,66	0,0	3,01	0,0
3,0	4,0	4,66	3,0	3,89	3,0	2,87	4,0
5,3	10,0	6,46	5,0	3,62	5,0	3,24	20,00
7,6	40,0	7,30	30,00	4,21	30,00		
		8,30	100,00	8,30	100,00	8,00	100,00

sión, la zona de estudio se divide en pequeñas porciones, mediante la superposición de una retícula tridimensional. En cada uno de los nodos se calcula la perturbación de velocidad, tomando el promedio de los 8 nodos que lo rodean; por último, se obtiene un modelo de corteza con variaciones tanto laterales como verticales de la velocidad, conformándose así las zonas anómalas de velocidad.

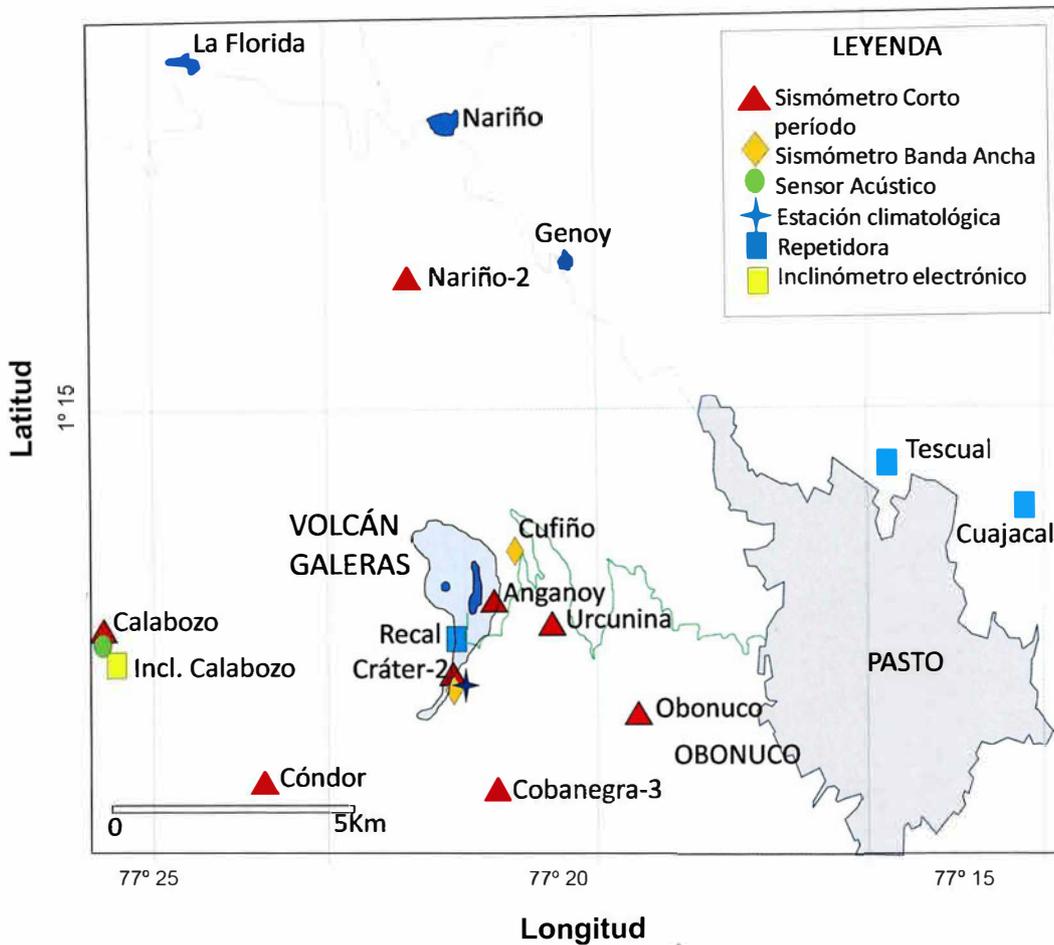
Antes de utilizar el método de Zhao et ál. (1994), se requiere la definición de un modelo unidimensional de velocidades de onda P para la corteza en la zona de estudio. En consecuencia, se usó el método de Kissling et ál. (1994), que permite la determinación de un modelo mínimo 1D de velocidades, el cual estuvo apoyado en la geología superficial, velocidades sísmicas nominales de rocas en laboratorio y estudios geofísicos regionales (Instituto Geofísico Pontificia Universidad Javeriana, 1973). Se definieron inicialmente varios modelos y se aplicó la metodología de Kissling et ál. (1994) hasta obtener el modelo de corteza más apropiado y realista posible. La tabla 1 presenta los resultados. El modelo de velocidad unidimensional generado con menor error (rms, modelo 1, tabla 1) se utilizó para la tomografía 3D.

Las señales sísmicas usadas en este trabajo se seleccionaron de la base de datos del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP) y la base de datos de la Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC). La red sismológica actual del OVSP está compuesta de 7 estaciones de corto periodo y 2 de banda ancha (figura 1). Los sismos

se relocalizaron usando el modelo de velocidades utilizado de modo rutinario en el OVSP. Para este estudio se emplearon solo los tiempos de arribos de onda P, dado que normalmente presentan menor incertidumbre en la lectura que las lecturas de tiempos de arribo de las ondas S, las cuales en su mayoría fueron leídas en estaciones sísmicas de componente vertical. Los errores de las lecturas fueron del orden de 0,05 s para ondas P y entre 0,1 y 0,3 s para ondas S.

De más de 11.000 sismos disponibles, después de varias pruebas fueron seleccionados 2341 sismos volcano-tectónicos (VT) de alta calidad (relación señal: ruido mayor a 10:1) que cumplieron los siguientes criterios: número de lecturas de onda P mayor de 6, por lo menos 2 lecturas de onda S, error de residuos (rms) menor de 0,12 s. Estos criterios garantizan homogeneidad y alta calidad en los datos. En la figura 2 se muestran los sismos VT seleccionados para la inversión, donde se aprecian las fuentes sísmicas más características del volcán Galeras: dos ubicadas al Norte del cráter (las más recurrentes y energéticas), otra al NE, otra al W y otra alrededor del cráter activo. Para el caso de los sismos tectónicos locales, se seleccionaron 60 sismos localizados hasta un radio de 60 km, tomando como centro el cráter activo (figura 3). Un total de 14.500 tiempos de arribo de onda P fueron usados para la inversión.

Además del modelo de velocidad inicial 1-D y de la calidad de los datos, el tamaño de la retícula también afecta la calidad y resolución de la inver-

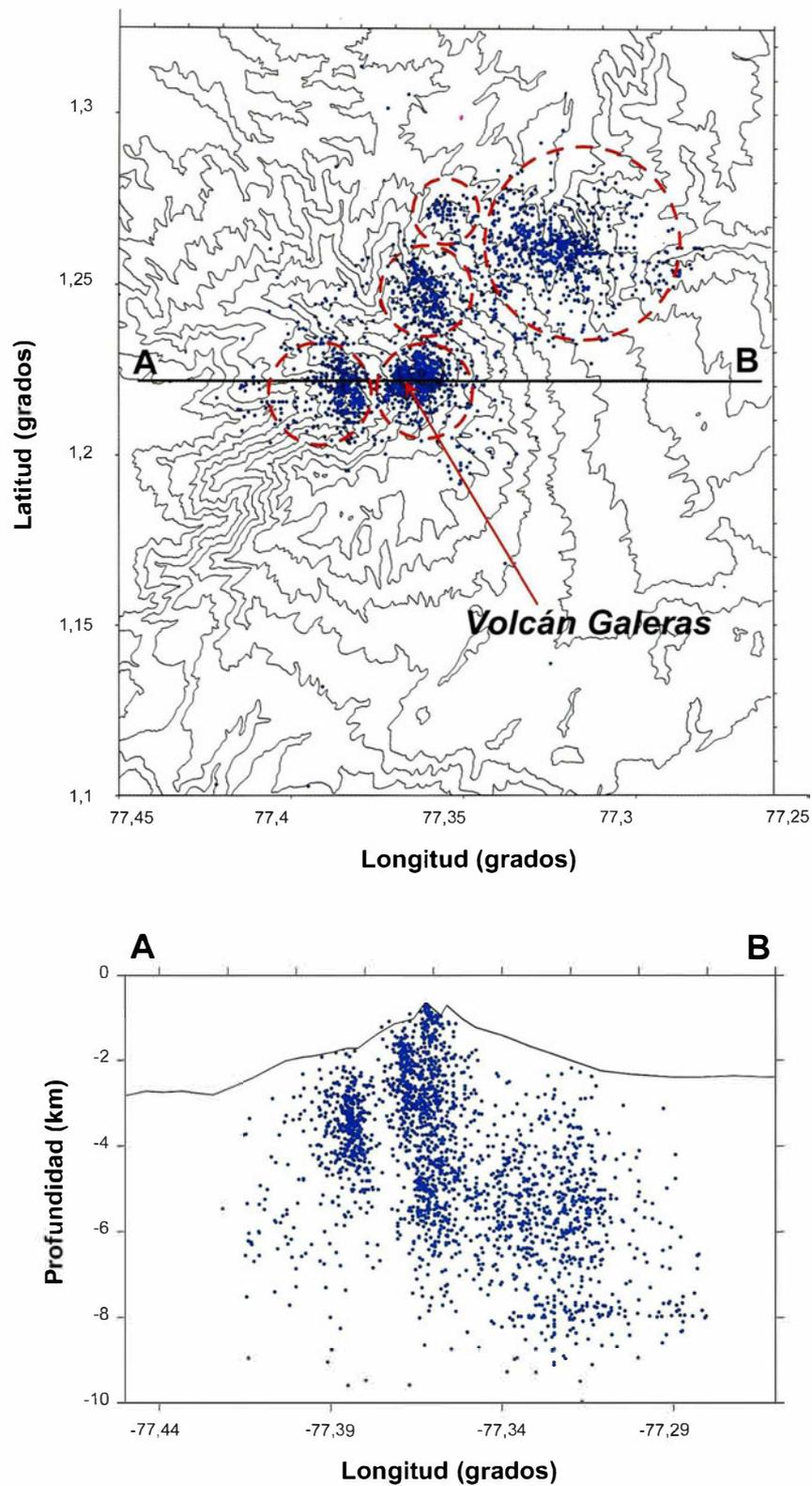


► Figura 1. Mapa de distribución de las estaciones que conforman la red de monitoreo sismológico del volcán Galeras y de otras técnicas de vigilancia (modificado de INGEOMINAS, 2008).

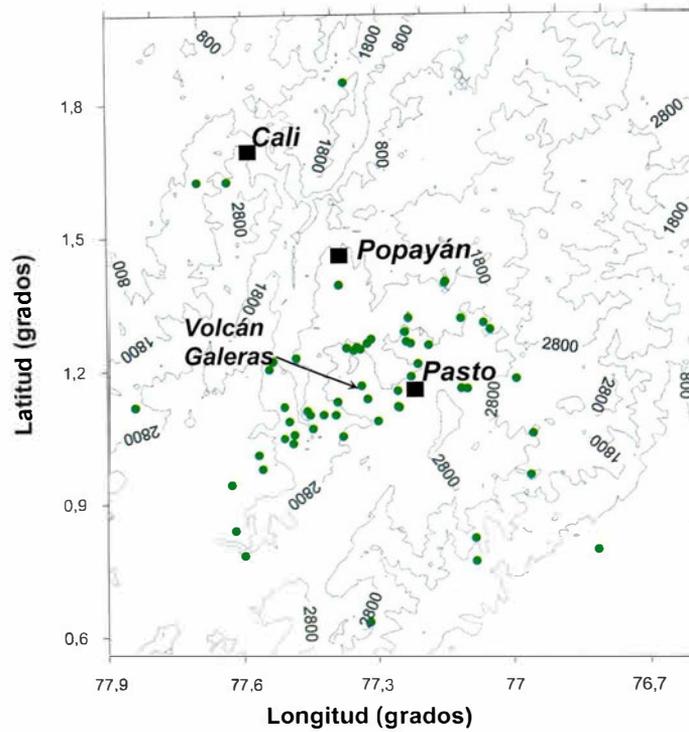
sión (Eberhart-Phillips, 1986). Para este estudio, se usaron diferentes configuraciones de retículas, cambiando el espaciamiento de los nodos hasta encontrar la mejor resolución por medio de la prueba del Checkerboard (Humphreys & Clayton, 1988). Esta prueba de resolución consiste en asignar valores alternados positivos y negativos de perturbación de velocidad para cada nodo. En este caso, se asignaron valores de +5% y -5% de perturbación de velocidad para todas las retículas probadas. La resolución del modelo se determina mediante la creación de un set sintético de datos, los cuales se obtienen calculando los tiempos de arribo teóricos para la configuración de velocidad inicial, usando el método de trazado tridimensional de rayos; luego se adiciona un error a los datos sintéticos similar al

contenido por los datos reales, y se invierten. Así determina la distribución de las anomalías encontradas y se evalúa si los datos sintéticos reconstruyen de manera apropiada la estructura inicial en forma de tablero de ajedrez (*checkerboard*) y los valores iniciales, donde se alternaban perturbaciones positivas de velocidad con perturbaciones negativas de -5% y +5%.

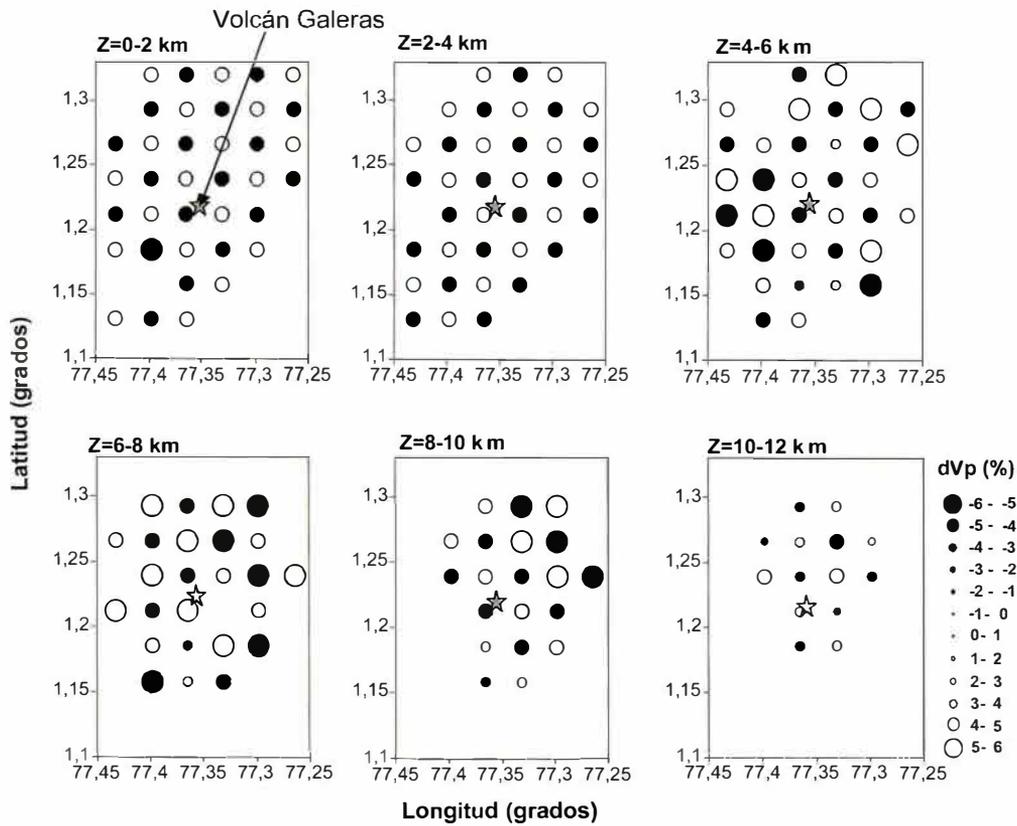
Después de varios ensayos, se seleccionó un tamaño de retícula con nodos espaciados cada 2 km en latitud, longitud y profundidad. La figura 4 muestra los resultados de esta prueba de resolución. Se observa que el tamaño de la retícula seleccionada permite una buena resolución entre 0 y 12 km aproximadamente, ya que reconstruye de modo adecuado los valores iniciales de velo-



► **Figura 2.** Localización epicentral e hipocentral (círculos rellenos) de sismos volcánico-tectónicos (VT) utilizados en la tomografía para el volcán Galeras. Los círculos punteados encierran las fuentes sísmicas características del volcán. Los contornos representan curvas topográficas.



■ Figura 3. Localización epicentral (círculos rellenos) de sismos tectónicos locales (TL) usados para la tomografía 3D en el volcán Galeras (rectángulo relleno). Los contornos representan curvas topográficas.



■ Figura 4. Prueba del *Checkerboard* para la retícula seleccionada (2x2 km). Las zonas con baja resolución fueron blanqueadas. La estrella rellena representa al volcán Galeras.

cidad. La prueba de *checkerboard* muestra buena resolución alrededor y bajo el cráter activo del volcán Galeras en ese rango de profundidades; para profundidades superiores a 12 km, la resolución disminuye.

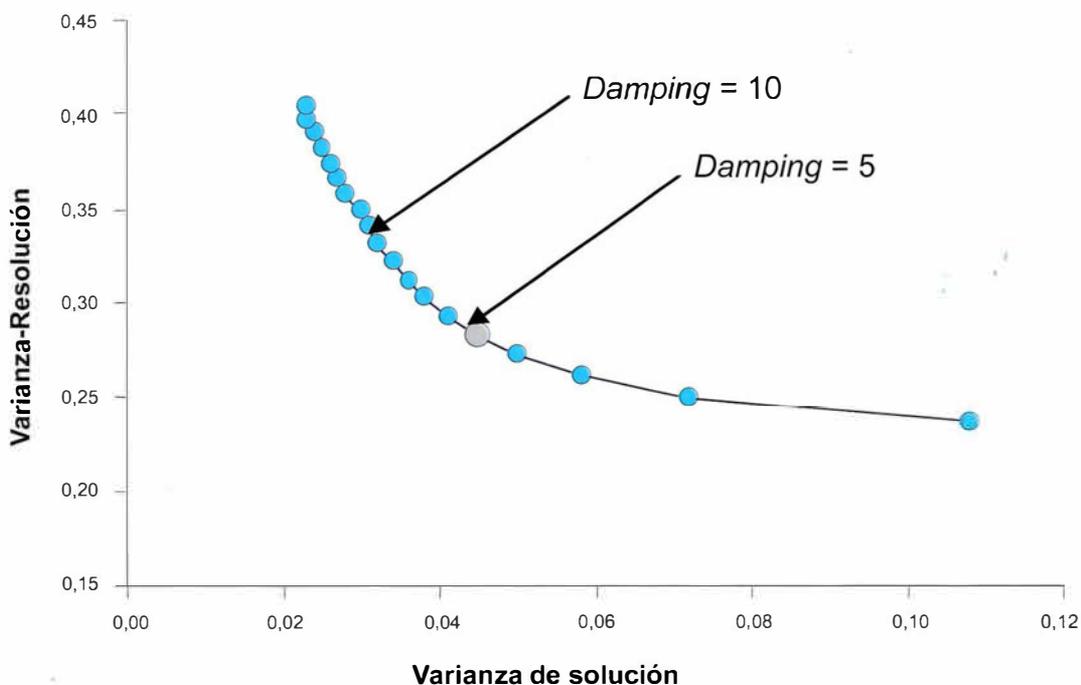
La tomografía sísmica es un problema inverso mixto determinado, ya que partes de la solución están sobredeterminadas (muchos rayos cruzan por un mismo nodo) y otras partes están subdeterminadas (pocos rayos cruzan por un mismo nodo). Por tanto, se requiere realizar un balance o regularización entre el error del modelo y la longitud de la solución. Para lograrlo se realiza, por un lado, la minimización del error de predicción o varianza de solución (parte sobre-determinada) y, por otro, la minimización de la longitud de la solución o varianza de resolución (parte subdeterminada). En este trabajo se realizó esta regularización usando un amortiguador o *damping* (λ), que tiene como objeto fijar la importancia relativa que debe emplearse en la minimización de las partes subdeterminadas del sistema; por consiguiente, es necesario encontrar

un óptimo *damping* que permita la minimización simultánea del error de predicción y de la longitud de la solución. El *damping* se obtiene por ensayo y error, mediante diferentes inversiones de los datos para el modelo, usando diferentes valores de *damping*. Después de varias pruebas se obtuvo como valor óptimo un *damping* de 5 (figura 5).

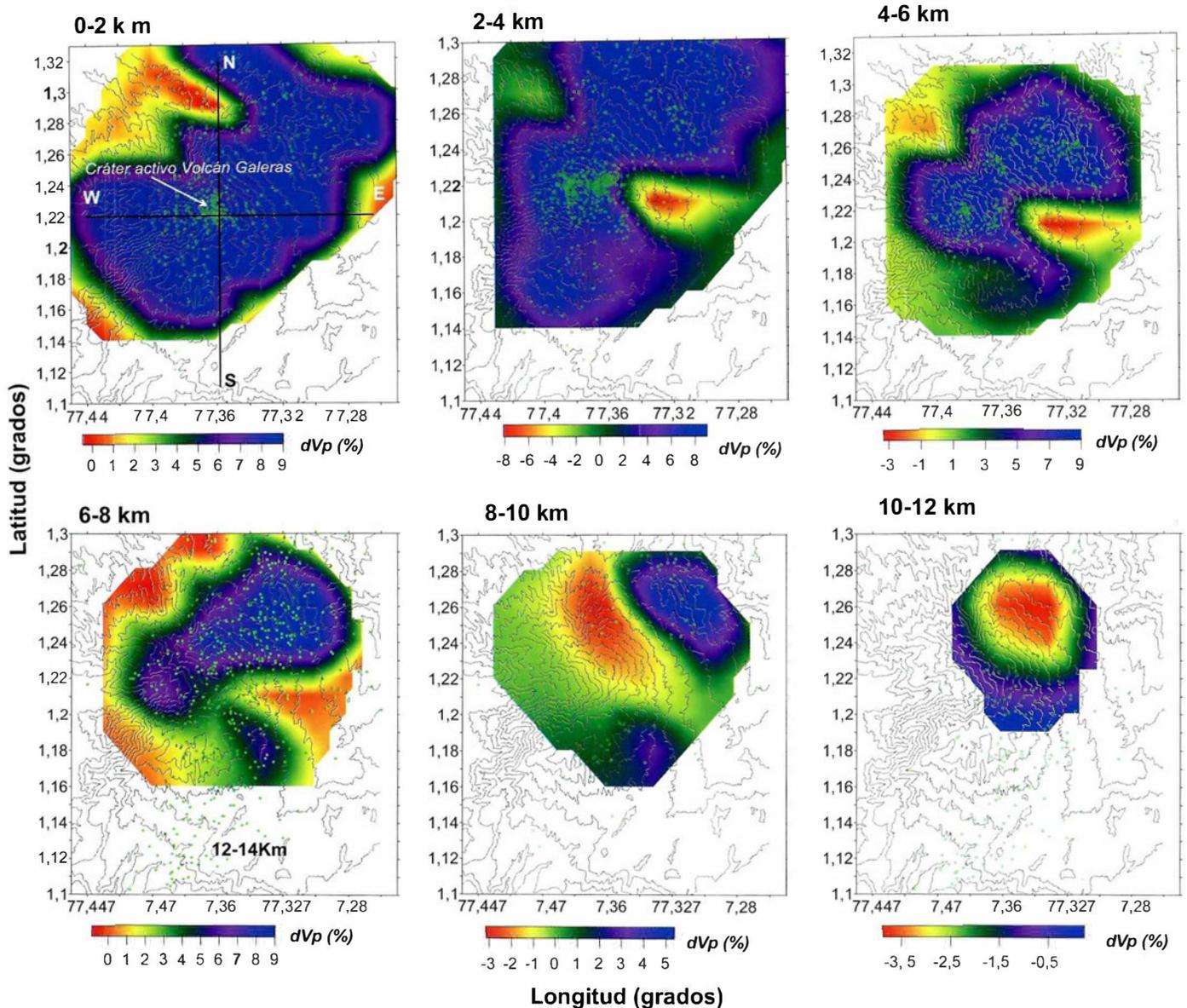
Una vez definidos el modelo 1D inicial de corteza, el tamaño de retícula apropiada y el valor de amortiguador o *damping* apropiado, se puede proceder a realizar la inversión. Antes de la inversión, el rms de los tiempos de viaje fue 0,60 s. Después de invertir los datos, el rms alcanzó un valor de 0,21 s y se alcanzó una reducción de la varianza de 60%. Se realizaron cuatro iteraciones, después de las cuales, el rms y la varianza no presentaron mayores variaciones.

Resultados

La figura 6 muestra la estructura tridimensional para ondas P para una retícula de $2 \times 2 \times 2$ km. Se definieron tres zonas de anomalías con bajos valores de velocidad, y dos zonas con altos valores de velocidad.



► Figura 5. Valor de *damping* (λ) escogido para la inversión. Se obtuvo realizando diferentes inversiones para diferentes valores de λ en el modelo. El *damping* óptimo hallado fue 5.



► **Figura 6a.** Estructura tridimensional para ondas P a diferentes profundidades en una retícula 3D de 2x2x2 km. Los contornos representan el porcentaje de perturbación de la velocidad; las curvas representan la topografía. Los círculos verdes representan epicentros de sismos VT para cada profundidad. Las líneas vertical y horizontal, en el cuadro 0-2 km, representan los sitios donde se realizaron los dos perfiles de la figura 6b.

Las zonas de baja velocidad ($<-5\%$) se localizan al este del cráter activo entre 3 y 4 km de profundidad, al oeste del cráter entre 4 y 6 km y bajo el cráter activo entre 4 y 8 km de profundidad y con una amplia extensión. Estas zonas se asociarían básicamente a zonas de acumulación de magma o flujo anómalo de calor. La primera zona de alta velocidad ($>5\%$) se encuentra cubriendo todo el edificio volcánico y hasta una profundidad de 4 km. Otra zona se encuentra a

partir de 10 a 12 km de profundidad, que se asociaría al basamento. La zona de alta velocidad de 0 a 4 km de profundidad se asocia, en superficie, a los depósitos de lavas, y posiblemente al trazo de las fallas de Romeral, Buesaco y Aranda; en profundidad, hacia el oeste del volcán Galeras, donde aumenta aún más la perturbación de la velocidad, representaría la cubierta de un cuerpo magmático antiguo en proceso de enfriamiento, cristalización y desgasificación.

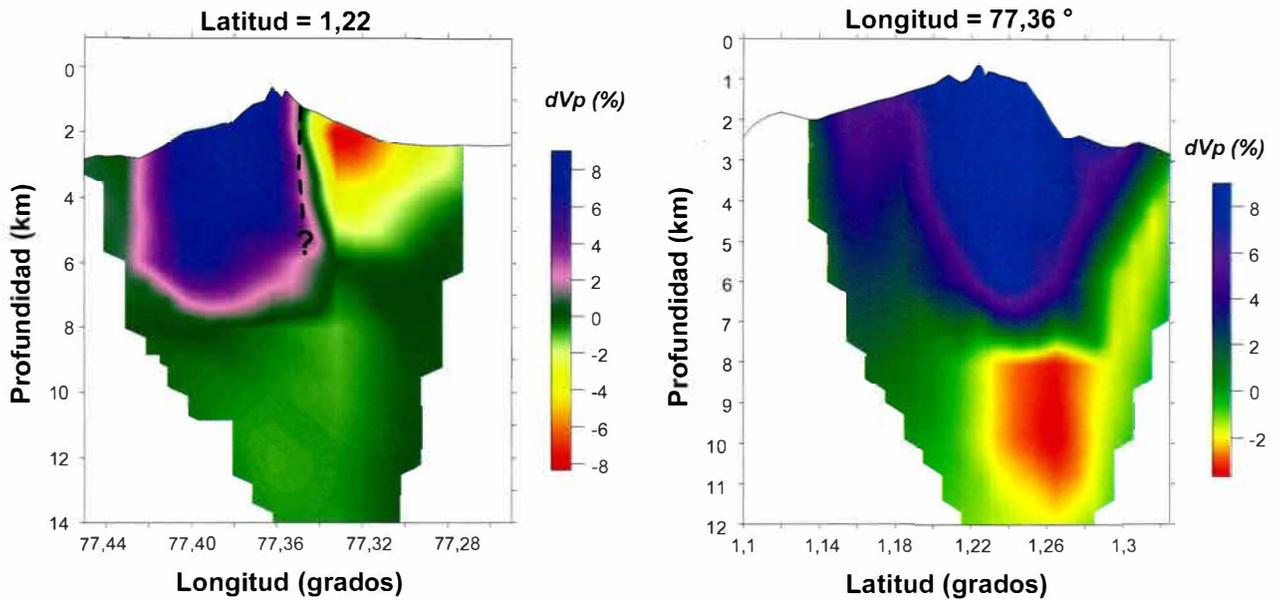


Figura 6b. Perfil EW (arriba) y perfil NS (abajo) de perturbaciones de velocidad V_p . Los cortes corresponden a los representados en la figura 6a (0 a 2 km). La línea punteada representa el cruce de fallas en el volcán Galeras (figura 7).

En la zona de alta velocidad, que va de 0 a 2 km de profundidad, aproximadamente, está ubicado el principal rasgo estructural cartografiado en el área (figura 7), que es el Sistema de Fallas Romeral, cuyo trazo principal pasa por el volcán Galeras con una dirección N45E y N10E hacia el sur. Igualmen-

te, se encuentra la Falla de Buesaco, que forma parte del Sistema de Fallas Romeral (Romero, 2002). Esta zona de alta velocidad se extiende hacia el NE. Aunque no es muy clara la correlación, dada la gran amplitud de la zona de alta velocidad, al menos la forma de la zona de alta V_p y la dirección de las fa-

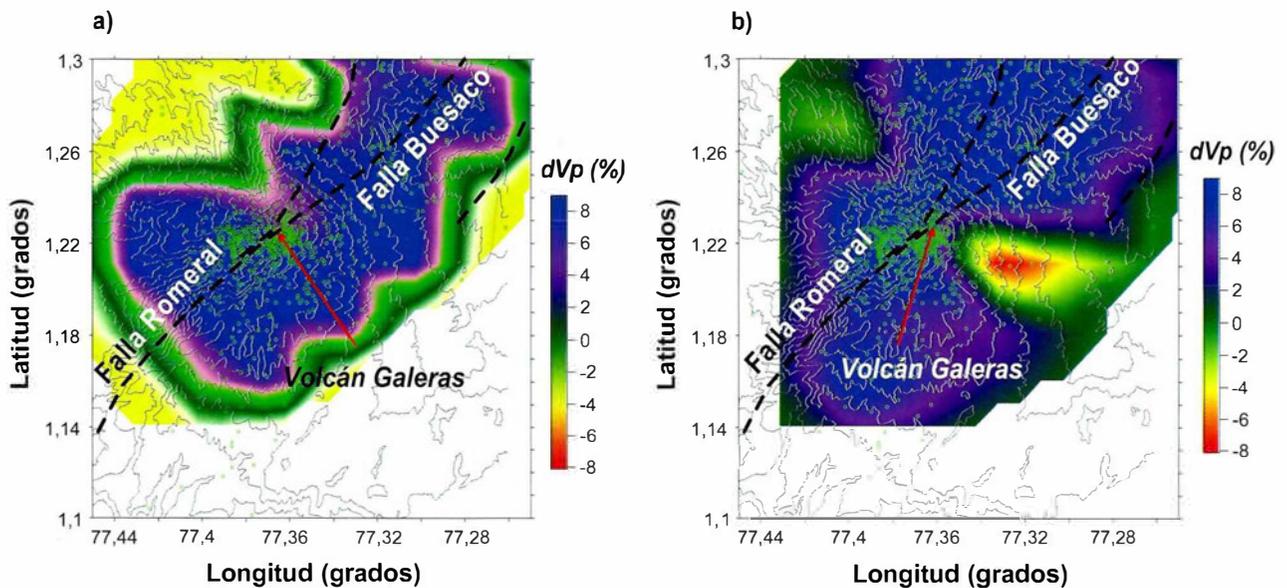


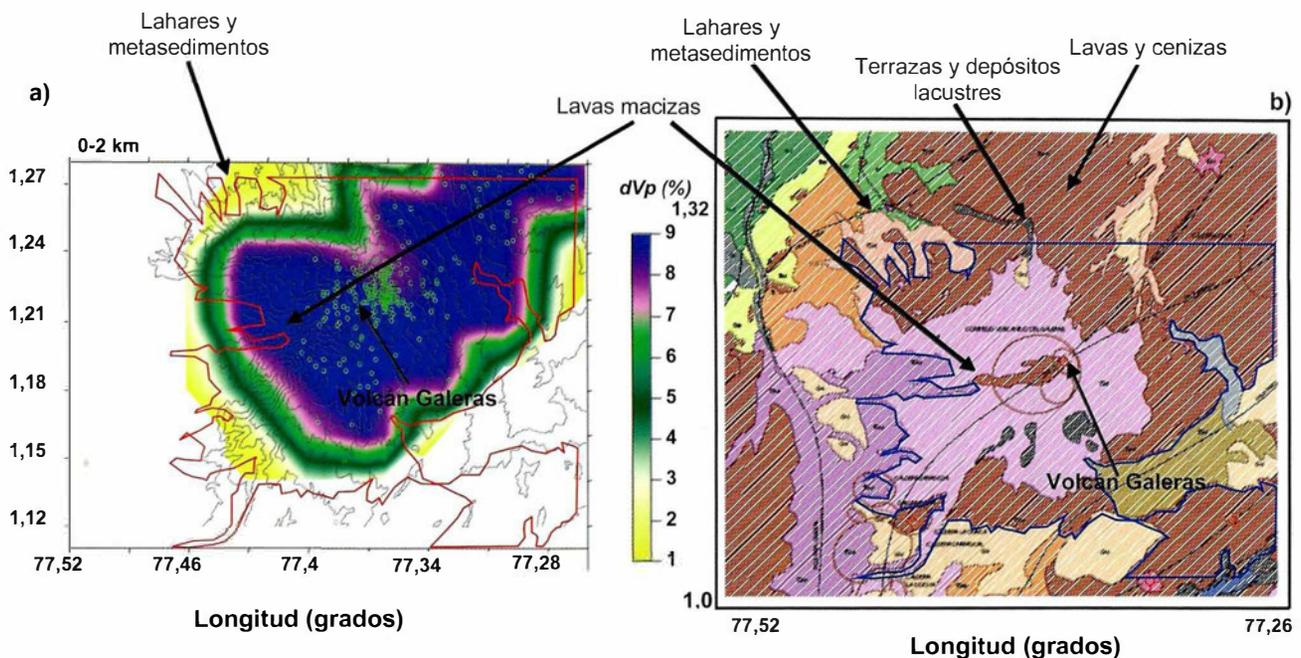
Figura 7. Posible correlación entre la perturbación de velocidad. a. 0 a 2 km. b. 2 a 4 km, con la geología estructural (líneas punteadas) del área del volcán Galeras. Las curvas representan la topografía. Los puntos verdes representan epicentros de sismos VT.

llas parecen tener una tendencia similar, lo que podría sugerir que una parte (superficial) de esta zona de alta V_p puede representar dichos trazos de fallas, pero por la resolución de la tomografía (2 km) no es posible obtener una imagen detallada que permita visualizar mejor esta posible relación. No obstante, en la figura 6b se aprecia un contraste interesante entre una anomalía de alta y una de baja V_p , en el perfil EW, cuyo límite podría corresponder al trazo de las fallas que cruzan el volcán Galeras.

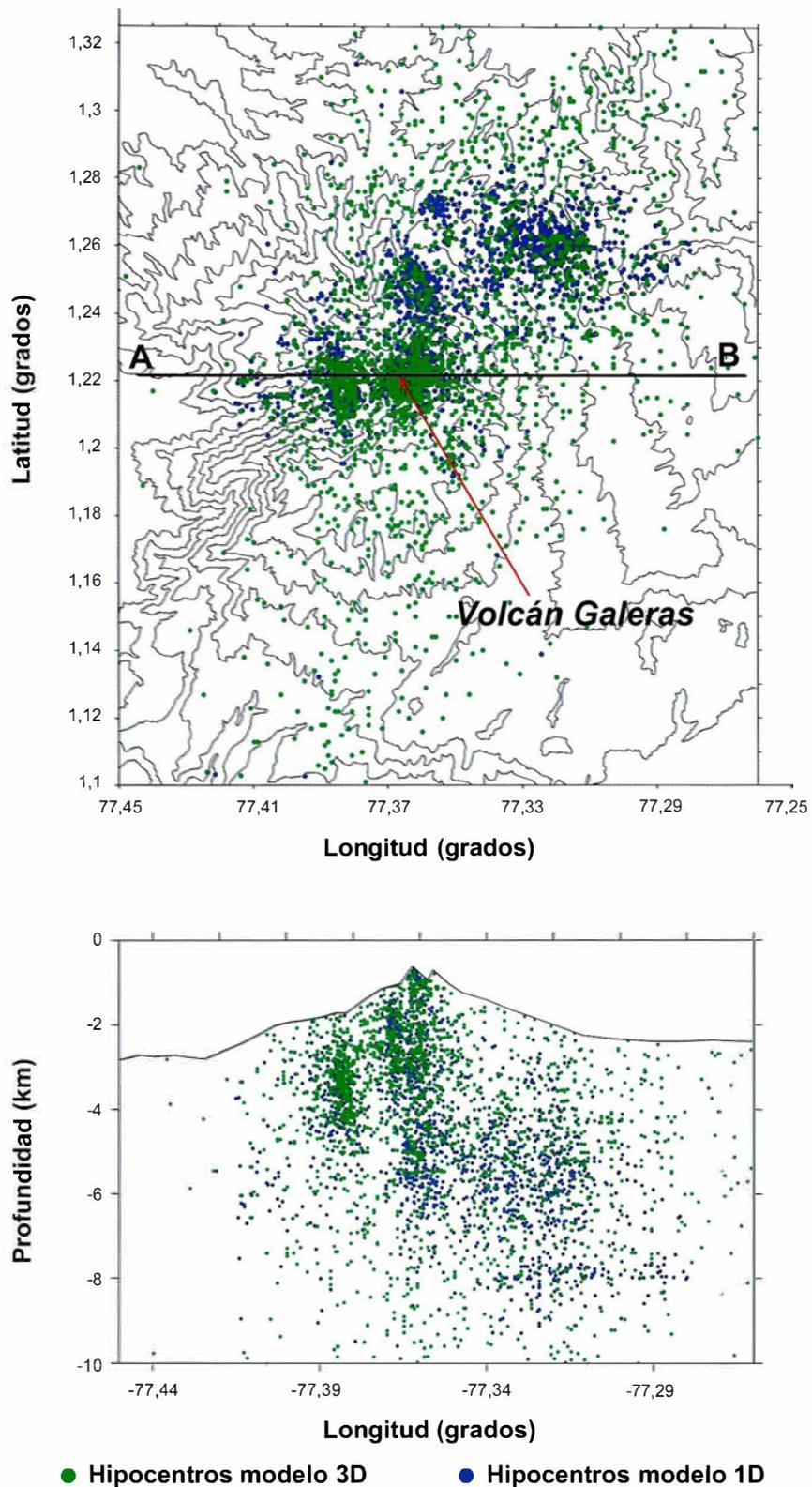
De acuerdo con los estudios geológicos realizados, la zona en general se encuentra conformada por una sucesión de lavas masivas y depósitos piroclásticos de composición predominantemente andesítica, emitidos durante el último millón de años, en seis etapas diferentes de actividad del Complejo Volcánico del Galeras, los cuales están intercalados con depósitos de flujos de lodo secundarios y avalanchas de escombros (Cortés & Calvache, 2002). La zona de alta velocidad entre 0 y 2 km podría estar correlacionada también con la geología de superficie, dada la presencia de lavas masivas que con-

forman esta parte, cuyos valores de velocidad para onda P encontrados en este estudio (>5 km/s), son similares a los hallados en laboratorio en rocas de esta composición a presiones atmosféricas y hasta 10 kb (Christensen & Mooney, 1997). Además, las zonas de más baja velocidad ($<4,2$ km/s) podrían corresponder a terrazas lacustres y metasedimentos (figura 8).

Haciendo una comparación de la localización de los sismos utilizados en la tomografía, entre el modelo 1D inicial y el modelo 3D encontrado después de la inversión, se puede apreciar mayor dispersión para los sismos localizados fuera de la red con el modelo tridimensional, mientras que se concentran más los localizados dentro de la red (figura 9). La profundidad no varió de manera importante. Este comportamiento es muy común en estudios tomográficos. Esto sugiere que el modelo 3D, o la generalización del mismo a un modelo 1D, permite mejorar las localizaciones de los sismos, lo que puede ayudar en el procesamiento rutinario de localización hipocentral en el volcán Galeras.



■ Figura 8. Correlación de la tomografía sísmica con la geología superficial. El contorno en color rojo, en a, y el azul, en b, representan parte del área cartografiada como lavas. Mapa geológico, tomado de Cortés & Calvache (2002).



► **Figura 9.** Comparación de la localización de los sismos utilizados en la inversión con el modelo 1-D inicial y el tridimensional obtenido en la tomografía sísmica. Los sismos más cercanos a la red tienden a concentrarse más con el modelo 3D, mientras que los lejanos se dispersan.

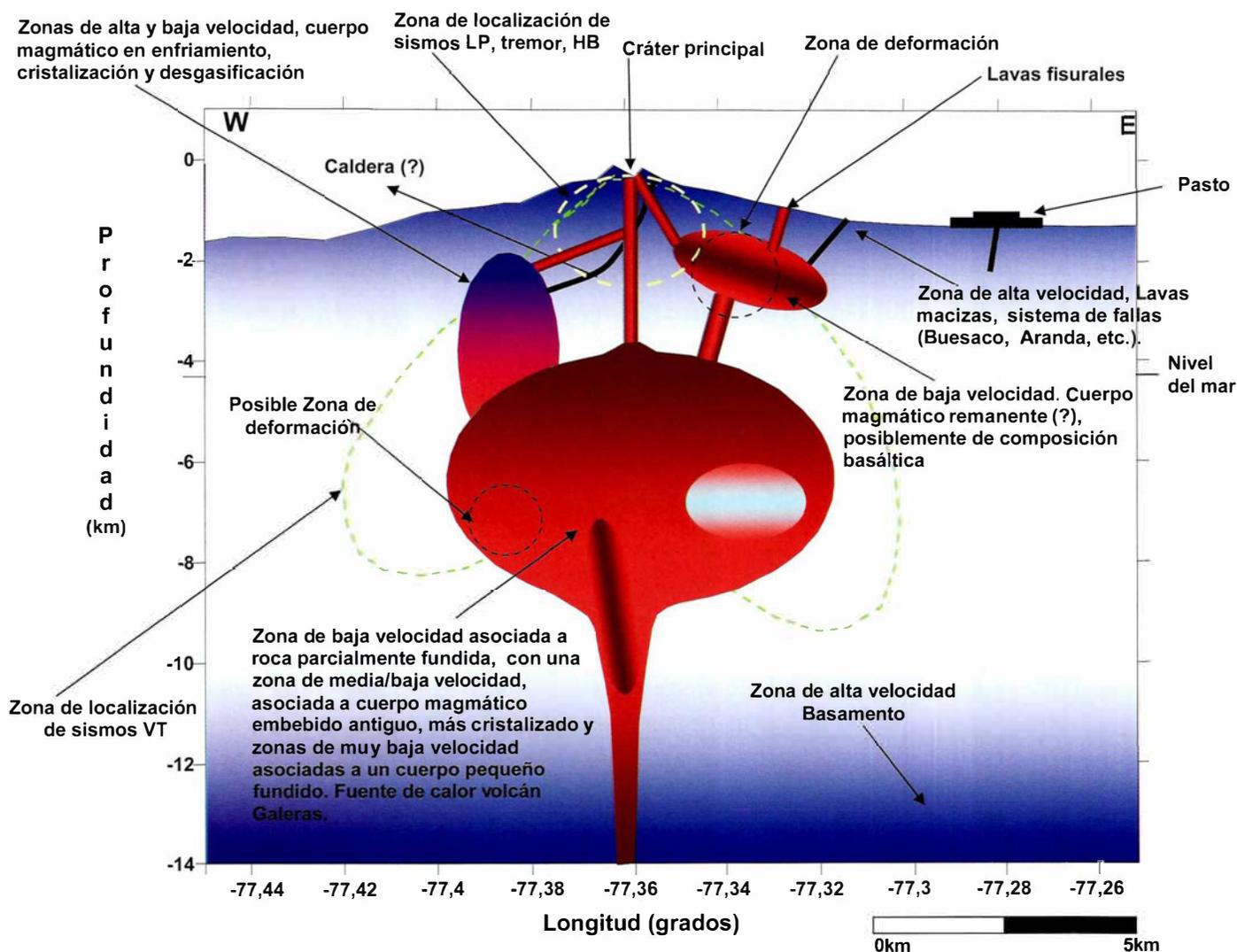
Discusión y modelo sísmico

Las configuraciones de anomalías de velocidad encontradas en el volcán Galeras, son muy similares a las encontradas en otros volcanes en el mundo. Una estructura similar se encontró en el volcán Nevado del Ruiz (Londoño & Sudo, 2002), donde zonas de alta velocidad están en la parte superior del volcán; a profundidad, se hallan zonas de baja velocidad embebidas o rodeadas de zonas de alta velocidad. Igualmente, en el volcán Kilauea (Haslinger et ál., 2001), el monte Etna (Aloisi et ál., 2002), el volcán Tungurahua (Molina et ál., 2005) y el volcán Santa Helena (Lees, 1992) se han encontrado estructuras similares a las encontradas en el volcán Galeras. Esto sugiere que existen, al parecer, ciertas condiciones termodinámicas que posibilitan que la parte superior de algunos volcanes permanezca más rígida que la de otros, donde es notoria la presencia de zonas de baja velocidad en gran parte del edificio volcánico, como el Pinatubo (Mori et ál., 1996) y el Unzen (Ohmi y Lees, 1995). Es posible que estas configuraciones de anomalías de velocidad reflejen estados de enfriamiento, desgasificación y cristalización de cuerpos magmáticos.

Existen varias líneas de evidencia sobre la posible presencia de una gran cámara magmática bajo el volcán Galeras. La primera es la existencia de enjambres de sismos VT muy energéticos con sismos cuyas magnitudes locales (M_L) son mayores de 4, y fuertes eventos asociados a tránsito de fluidos (sismos LP y “tornillos” de gran tamaño, con desplazamientos reducidos mayores de 60 cm^2). La segunda línea de evidencia es la deformación que ha sufrido el volcán recientemente. El inclinómetro electrónico denominado Calabozo (figura 1), localizado en las partes más lejanas al cráter activo ($>7 \text{ km}$), ha mostrado importantes variaciones en la deformación (>250 microradianes) desde que fue instalado a mediados de 2006, lo que refleja aportes de magma a profundidad y de extensión considerable, ya que para obtener deformaciones a esa distancia, se requieren fuentes profundas y de gran volumen. Igualmente, el vector corto, denominado La Quebrada, localizado cerca al inclinómetro Calabozo

(figura 1), también ha mostrado cambios importantes. Además, el volcán Galeras presenta grandes deformaciones (<500 microradianes) asociadas a la intrusión de domos, las cuales han ocurrido en las partes altas (Ordóñez & Rey, 1997). Aunque los volúmenes calculados son pequeños, son otra evidencia de que existe una fuente más profunda que alimenta los reservorios más superficiales o que los perturba para que el magma se movilice hacia la superficie. Estas evidencias se pueden correlacionar con la tomografía sísmica de este trabajo, que sugiere grandes zonas de acumulación magmática debajo del volcán Galeras, y que implicarían decenas de kilómetros cúbicos de magma. Esta suposición está en concordancia con estudios realizados en el monte Pinatubo, donde se han encontrado grandes zonas de acumulación de magma mediante métodos tomográficos de onda P, que alcanzan incluso más de 100 km^3 (Mori et ál., 1996).

La figura 10 presenta un esquema de lo que podría ser la estructura interna del volcán Galeras. El esquema está basado en datos sísmicos (incluida la tomografía de este trabajo), geoquímicos, petrológicos, geológicos y de deformación, entre otros. Los límites de las zonas de alta y baja velocidad se definieron usando los contornos de mayor perturbación de velocidad obtenidos en la tomografía sísmica. En este modelo se aprecia que los sismos LP, tornillos e híbridos, se localizan básicamente en la zona de alta velocidad superficial, la cual representaría en profundidad un antiguo cuerpo magmático en enfriamiento, que puede, en algunos sectores, tener manifestaciones de liberación de gases, lo que produciría eventos LP. Igualmente, esta zona, en general de alta velocidad, puede presentar zonas de baja velocidad internamente, asociadas a acumulación de gases o grietas, de tamaño pequeño (uno a varios metros) que no se pueden reconocer con la resolución usada en esta tomografía. Esto explicaría por qué aparecen localizados los eventos LP en zonas de alta velocidad. Un caso similar ocurre en el volcán Nevado del Ruiz (Londoño & Sudo, 2002), donde se realizó una tomografía con resolución similar a la de este trabajo y una tomografía



► Figura 10. Esquema de la estructura interna del volcán Galeras. Perfil pasando por el cráter activo.

de detalle, con nodos espaciados menos de 500 m para las zonas cercanas al cráter activo y en la parte superficial. Se hallaron pequeñas zonas de baja velocidad inmersas en zonas de alta velocidad más extensas.

La gran zona de baja velocidad localizada entre 4 y 8 km, aproximadamente, bajo el cráter activo, presenta zonas con más altas velocidades y zonas con más bajas velocidades que ella. Esto podría interpretarse como pequeños cuerpos magmáticos embebidos; unos más cristalizados y otros más fluidos.

Estudios petrológicos y geoquímicos sugieren la ubicación de una cámara magmática a 10 km de profundidad (Calvache & Williams, 1997) y una cámara más superficial que se recargaría periódicamente desde una más profunda (Calvache, 1995), consistente con los resultados de este trabajo. Así mismo, es posible correlacionar la mezcla de magmas, evidenciada en el volcán Galeras (Calvache & Williams, 1997), con las zonas embebidas dentro de la gran zona de baja velocidad. Desde el punto de vista geoquímico, es interesante la ausencia de un sistema hidrotermal de grandes proporciones en

el volcán. Básicamente, el principal sistema hidrotermal del Galeras se restringe a las partes cercanas al cráter activo, hacia el norte del mismo. No hay evidencias de fuentes termales o campos fumarólicos en zonas alejadas del cráter activo (Alfaro & Zapata, 1997). Estudios de Rn y CO₂ sugieren que el volcán posee poca difusividad de gases en los flancos y partes alejadas del mismo (Heiligmann et ál., 1997). Fisher et ál. (1997) realizaron análisis geoquímicos de fuentes termales localizadas alrededor del volcán. Dicho estudio mostró bajas temperaturas e inmadurez del sistema hidrotermal del Galeras y sugieren que este sistema es muy pequeño, comparado con los de otros volcanes, como el del volcán Nevado del Ruiz (Sturchio et ál., 1988).

Esta línea de evidencias relacionadas con un sistema hidrotermal restringido concuerda con los resultados tomográficos obtenidos en este trabajo. Estos indican que, en la parte superficial del volcán, se localizan zonas de alta velocidad, en lugar de zonas de baja velocidad que podrían representar fuentes termales (*hot springs*) o un gran sistema hidrotermal superficial. Es muy probable que la zona de alta velocidad superficial represente una especie de sello o caparazón que impide que material más fluido y caliente, localizado a mayores profundidades (representado por una zona de baja velocidad entre 4 y 10 km), se manifieste en superficie en forma de campos fumarólicos o fuentes termales distantes del cráter activo. La resolución de este estudio tomográfico no permite diferenciar pequeñas zonas de acumulación de gas en la parte superficial y cercana al cráter activo del volcán Galeras, donde se concentra básicamente el sistema hidrotermal. Un estudio de tomografía de detalle de onda S o Vp/Vs ayudaría a definir las zonas con posible acumulación de gas en superficie o a profundidades someras en los alrededores del cráter activo, relacionadas con el relativamente pequeño sistema hidrotermal del Galeras.

Por último, se hizo una aproximación a la cantidad de magma que puede estar involucrado, por lo menos en los últimos 500 años, haciendo una extrapolación de los datos registrados con la red ins-

trumental que opera actualmente, en los que efectivamente se han detectado intrusiones magmáticas recientes. Luego se llevaron a las épocas históricas donde ha habido reporte de fuertes sismos sentidos en las poblaciones alrededor del volcán Galeras (Espinosa, 2001). Una vez se estimó una cantidad razonable de ese tipo de sismos, se calculó el volumen usando las expresiones de McGarr (1976) y se obtuvo un volumen aproximado de lo que podría ser el magma involucrado en los procesos intrusivos, asumiendo que para cada erupción histórica del volcán ha habido una intrusión previa que desequilibra el sistema.

Los resultados muestran que, por lo menos, el volumen de magma intruido, involucrado en los últimos 500 años, sería del orden de 3 o 4 km³, cifra muy inferior al volumen que puede haber en el interior del volcán, estimado con la tomografía sísmica. Esta diferencia de valores puede explicarse argumentando que lo observado en la tomografía sísmica es una imagen instantánea de un proceso que ha durado miles de años, lo cual sugeriría que puede existir material magmático muy antiguo (varios miles de años o incluso decenas de miles de años) que esté observándose en estos momentos y que ya esté muy desgasificado o cristalizado, pero todavía puede afectar las velocidades de las ondas sísmicas, reduciéndolas, sin que sea un magma que pueda salir con facilidad. Estos aspectos son complicados de evaluar, aunque analizándolos en un contexto general, podría decirse que los volúmenes calculados con el método descrito y los obtenidos por la tomografía sísmica son del mismo orden de magnitud. Lo que si parece quedar claro, con uno u otro método, es que el volumen de material magmático contenido en el volcán Galeras es considerable.

Conclusiones

Se realizó una tomografía 3D para la onda P, en el volcán Galeras, combinando sismos locales con regionales (2400 sismos con 14.500 tiempos de arribos de onda P). Se definieron, básicamente, tres zonas de anomalías con bajos valores de velocidad, y dos zonas con altos valores de velocidad. Las zo-

nas de baja velocidad ($<-5\%$) se localizan al este del cráter activo entre 3 y 4 km de profundidad, al oeste del cráter entre 4 y 6 km y la última bajo el cráter activo entre 4 y 8 km de profundidad con una amplia extensión. Estas zonas se asociarían básicamente a zonas de acumulación de magma o flujo de calor. La primera zona de alta velocidad ($>5\%$) se encuentra cubriendo todo el edificio volcánico y hasta una profundidad de unos 3 a 4 km; la segunda zona se encuentra a partir de 10 a 12 km de profundidad, que se asociaría al basamento.

La zona de alta velocidad de 0 a 4 km de profundidad se asocia en superficie a los depósitos de lavas y, posiblemente, al trazo de las fallas de Buesaco, Aranda y Romeral; en profundidad, hacia el oeste del volcán, aumenta aun más la perturbación de la velocidad y representaría la cubierta de un cuerpo magmático antiguo en proceso de enfriamiento, cristalización y desgasificación. Igualmente, se encontró una zona de baja velocidad al este del cráter activo, la que se extiende hasta 5 km de profundi-

dad, aproximadamente, y se asocia con un cuerpo magmático remanente y en estado más fluido. Las zonas de baja velocidad, de gran extensión, encontradas en este trabajo hacen suponer que el volcán Galeras posee una extensa cámara magmática con volúmenes que alcanzarían 20 o 25 km³.

Agradecimientos

Los autores desean expresar los más sinceros agradecimientos a las personas que de una u otra forma colaboraron en el desarrollo de este trabajo. Entre ellas se destacan los compañeros del Observatorio Vulcanológico de Manizales, por las constantes discusiones y apoyo; los compañeros del Observatorio Vulcanológico de Pasto, en especial Diego Gómez y Roberto Torres por su permanente colaboración, aporte de los datos originales y otra serie de información requerida para el desarrollo de este trabajo, así como por sus aportes y discusiones. Un revisor anónimo y John Jairo Sánchez hicieron importantes aportes al mejoramiento del manuscrito. ▀

Referencias bibliográficas

- Alfaro, C. M. & Zapata, J. A. (1997). Acid gas emissions from Galeras Volcano, Colombia, 1989-1994. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 209-228.
- Aloisi, M., Cocina, O., Neri, G., Orecchio, B. & Privitera, E. (2002). Seismic tomography of the crust underneath the Etna Volcano, Sicily. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 134(3-4), 139-155.
- Benz, H. et ál. (1996). Three-dimensional P and S-wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 101(4), 8111-8128.
- Calvache, M. L. (1990). *Geology and volcanology of the recent Evolution of Galeras Volcano*. Master thesis, Louisiana State University.
- Calvache, M. L., Cortés, G. P. & Williams, S. N. (1997). Stratigraphy and chronology of the Galeras Volcanic complex, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 21-38.
- Calvache, M. L., (1995). *The geological evolution of Galeras volcanic complex*. Ph. D. thesis. Arizona State University.
- Calvache M. L., Williams, S. N. (1997). Geochemistry and Petrology of the Galeras Volcanic Complex, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 21-36.
- Cepeda, H. (1985). Anotaciones acerca de la geología del volcán Galeras (Colombia). *Memorias. VI Congreso Latinoamericano de Geología*. Bogotá, pp. 339-383.
- Cardona, C. (2006). *Determinación de la estructura de velocidades en 3D mediante un ejercicio de tomografía sísmica local pasiva y tomografía sísmica telesísmica para el Volcán Galeras*. Tesis de maestría. Geociencias. Universidad Nacional de Colombia.
- Chiarabba, C., Amato, A., Boschi, E. & Barberi, F. (2000). Recent seismicity and tomographic mode-

- ling of the Mount Etna plumbing system. *J. Geophys. Res.*, 105(5), 10923-10938.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.*, 100, 9761-9788.
- Cortés, G. P. & Calvache, M. L. (2002). *Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. Neógeno. Formación Los Pastos*. Bogotá: INGOEMINAS, pp. 1-43.
- Eberhart-Phillips, D. (1986). Three-dimensional velocity structure in Northern California Coast from inversion of local earthquake arrival times. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 74(4), 1025-1052.
- Espinosa, B. A. (2001). Erupciones históricas de los volcanes colombianos. 1500-1995. Bogotá: Publicaciones de la Academia Colombiana de las Ciencias.
- Fisher, T. P., Surchio, N. C., Stix, J., Arehart, G. B., Counce, D. & Williams, N. S. (1997). The chemical and isotopic composition of fumarolic gases and spring discharges from Galeras Volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 229-253.
- Gil, F. & Chouet, B. A. (1997). Long period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras volcano, Colombia, in 1991. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 121-158.
- Gómez, D. M. & Torres, R. A. (1997). Unusual low frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 731-193.
- Haslinger, F., Thurber, C. H., Mandernach, M., Okubo, P. G. (2001). Tomographic image of P-velocity structure beneath Kilauea's East Rift Zone and South Flank; seismic evidence for a deep magma body. *Geophysics. Res. Lett.*, 28(2), 375-378.
- Heiligmann, M., Sticks, J., Williams-Jones, G., Sherwood, B. & Garzón, G. (1997). Distal degassing of radon and carbon dioxide on Galeras volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 267-283.
- Humphreys, E. D. & Clayton, R. W. (1988). Clayton, Adaptation of tomographic reconstruction to seismic travel-time problems. *J. Geophys. Res.*, 93, 1073-1085.
- Ingeominas. (2008). *Boletín de la actividad de los volcanes activos colombianos*. Segundo semestre 2007. Informe Interno. Bogotá: INGEOMINAS.
- Instituto Geofísico Pontificia Universidad Javeriana. (1973). Proyecto cooperativo internacional Nariño Gran Proyecto Multinacional. Proyecto Nariño primera parte. Estudio de transición océano-continenté, subducción en Colombia, Cuenca de Panamá, Perfiles sísmicos: Tumaco-Isla de Malpelo-Buenaventura-Neiva-Quito-Rocas de Suesca-Cundinamarca.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D. & Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 99, 19635-19646.
- Lees, J. M. (1992). The magma system of Mount St. Helens: non-linear high resolution P-wave tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53(1-4), 103-116.
- Lees, J. M. & Crosson, R. S. (1989). Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data. *J. Geophys. Res.*, 94(B5), 5716-5728.
- Lees, J. M. & Crosson, R. S. (1990). Tomographic imaging of local earthquake delay times for 3-D velocity variation in western Washington. *J. Geophys. Res.*, 95 (B4), 4763-4776.
- Londoño, J. M. & Sudo, Y. (2002). Velocity structure and a seismic model for Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 119, 61-87.
- McGarr, A. (1976). Seismic moments and volume changes. *J. Geophys. Res.*, 81(8), 1487-1494.
- Molina, I., Kumagai, H., Le Pennec, J. L., Hall, M. (2005). Three-dimensional P-wave velocity structure of Tungurahua Volcano, Ecuador. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 147(1-2), 144-156.
- Moncayo, G. E. (2004). *Tomografía por coda Q en el volcán Galeras, Nariño*. Tesis de pregrado. Universidad Nacional de Colombia.
- Mori, J. J., Eberhart-Phillips, D., Harlow, D. H. (1996). Three-dimensional velocity structure at Mount Pinatubo; resolving magma bodies and earthquake hypocenters. In Newhall, C. G. & Punongbayan, R. S. (Eds.). *Fire and Mud; Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, pp. 371-382.
- Murcia, A. & Cepeda H. (1991). Memoria explicativa plancha 429 Pasto (departamento de Nariño). *Mapa Geológico de Colombia*. Bogotá: INGEOMINAS.
- Ohmi, S. & Lees, J. M. (1995). Three-dimensional P and S-wave velocity structure below Unzen Volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 65, 1-26.

- Ordóñez M. I. & Rey C. A. (1997). Deformation associated with the extrusion of a dome at Galeras volcano, Colombia, 1990-1991. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77, 115-20.
- Romero, J. A. (2002). *Sismotectónica de la Región del Volcán Galeras Colombia*. Tesis de Doctorado. Universidad de Barcelona.
- Sánchez, J. J., Gómez, D. M., Torres, R. A., Calvache, M. L., Ortega, A., Ponce, P. A., Acevedo, A. P., Gil-Cruz, F., Londoño, J. M., Rodríguez, S. P., Patiño, J. J. & Bohórquez, O. P. (2005). Spatial Mapping of the b-value at Galeras Volcano, Colombia, using earthquakes recorded from 1995 to 2002. *Earth Sci. Res. J.*, 9(1), 30-36.
- Sturchio, N. C., Williams, N. S., García, N. P. & Londoño, A. C. (1988). The hydrothermal system of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Bull. of Volcanol.*, 50, 399-412.
- Thurber, C. H. (1983). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *J. Geophys. Res.*, 88, 219-232.
- Zhao, D., Hasegawa, A. & Horiuchi, S. (1992). Tomographic Imaging of P and S wave Velocity Structure beneath Northeastern Japan. *J. Geophys. Res.*, 97 (B13), 19909-19928.
- Zhao, D., Hasegawa, A. & Kanamori, H. (1994). Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events. *J. Geophys. Res.*, 99, 22313-22329.

Geología de la transecta 8: El Palmor-cerro Corea. Sierra Nevada de Santa Marta

GEOLOGY OF TRANSECT 8: EL PALMOR-CERRO COREA, SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA

ELIZABETH **Cortés Castillo**¹
JULIÁN ANDRÉS **López Isaza**²

RESUMEN

La transecta 8, El Palmor-cerro Corea, realizada dentro de la programación establecida para el desarrollo del proyecto Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta, en el marco del Convenio de Cooperación Tecnológica 006 de 2005, entre el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS)-Empresa Colombiana de Petróleos (ECOPETROL)-Instituto Colombiano del Petróleo (ICP), y el Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (INVE-MAR), tiene como objetivo fundamental, mediante resultados del trabajo de campo con énfasis en las características texturales y estructurales de las unidades, mostrar parte de la geología general aflorante en el costado occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM), a lo largo del río Sevilla y por las carreteras que la cruzan en sentido este-oeste en algunos sectores y noreste-suroeste, paralela al río Sevilla (carretera que conduce al corregimiento El Palmor).

ABSTRACT

Transect 8, El Palmor-cerro Corea, was studied within the program established to understand the geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM). This study was conducted within the framework of the Agreement of Technological Cooperation 006 of 2005 between Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS), Instituto Colombiano de Petróleo (ICP), Empresa Colombiana de Petróleos (ECOPETROL) and Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (INVE-MAR) and has one fundamental objective: to describe, based on field studies which emphasized the textural and structural characteristics of the units present, the general geology of the outcrops on the western flank of the SNSM, along the Sevilla River and along the highways that traverse east-west and northeast-southwest.

Palabras clave

Sierra Nevada, transecta, granulitas, anortositas, granito

Key words

Sierra Nevada, section, granulites, anorthosites, granites

Artículo recibido el 3 de diciembre de 2008. Aprobado el 16 de diciembre de 2008.

¹ INGEOMINAS, Colombia. elcortes@ingeominas.gov.co

² INGEOMINAS, Colombia. jllopez@ingeominas.gov.co

Introducción

El Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, el Instituto Colombiano del Petróleo (ICP)-Empresa Colombiana de Petróleos (ECOPETROL), y el Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (INVEMAR), en el marco del convenio de cooperación tecnológica 006 de 2005 llevan a cabo actualmente el proyecto Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta. Los alcances del proyecto están orientados hacia el avance del conocimiento de la evolución de la Sierra Nevada de Santa Marta, (SNSM), y cuencas adyacentes continentales y marinas, a partir de transectas en las que se adquiere la información en campo a escala 1:25.000, con el fin de resolver problemas específicos relacionados con aspectos estructurales, litológicos, geocronológicos, litogeoquímicos, isotópicos y paleomagnéticos para las unidades que conforman la SNSM. Específicamente para cada una de las unidades involucradas en los recorridos programados, se colectó la información de campo suficiente para el análisis y se efectuó el muestreo específico de roca, mediante el levantamiento de secciones estratigráficas con descripciones detalladas de afloramientos y relaciones entre las diferentes litologías, control de los rasgos estructurales regionales y locales y muestreo de rocas para análisis petrográficos, geoquímicos, isotópicos y paleomagnéticos.

En este documento se presentan los resultados del trabajo de campo realizado en la transecta 8, El Palmor-cerro Corea, a lo largo del trayecto comprendido entre el río Sevilla-La Bodega, en el que se hace énfasis en las características texturales y estructurales de las unidades. Esta transecta está contenida en las planchas topográficas 18-IV-D y 19-III-C a escala 1:25.000, publicadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, tiene una longitud de 48 km lineales y se encuentra localizada en el flanco occidental de la SNSM, en el departamento del Magdalena, entre las coordenadas planas de Gauss: X: 1.680.000, Y: 996.000 a X: 1.710.000, Y: 1.017.000 (figura 1).

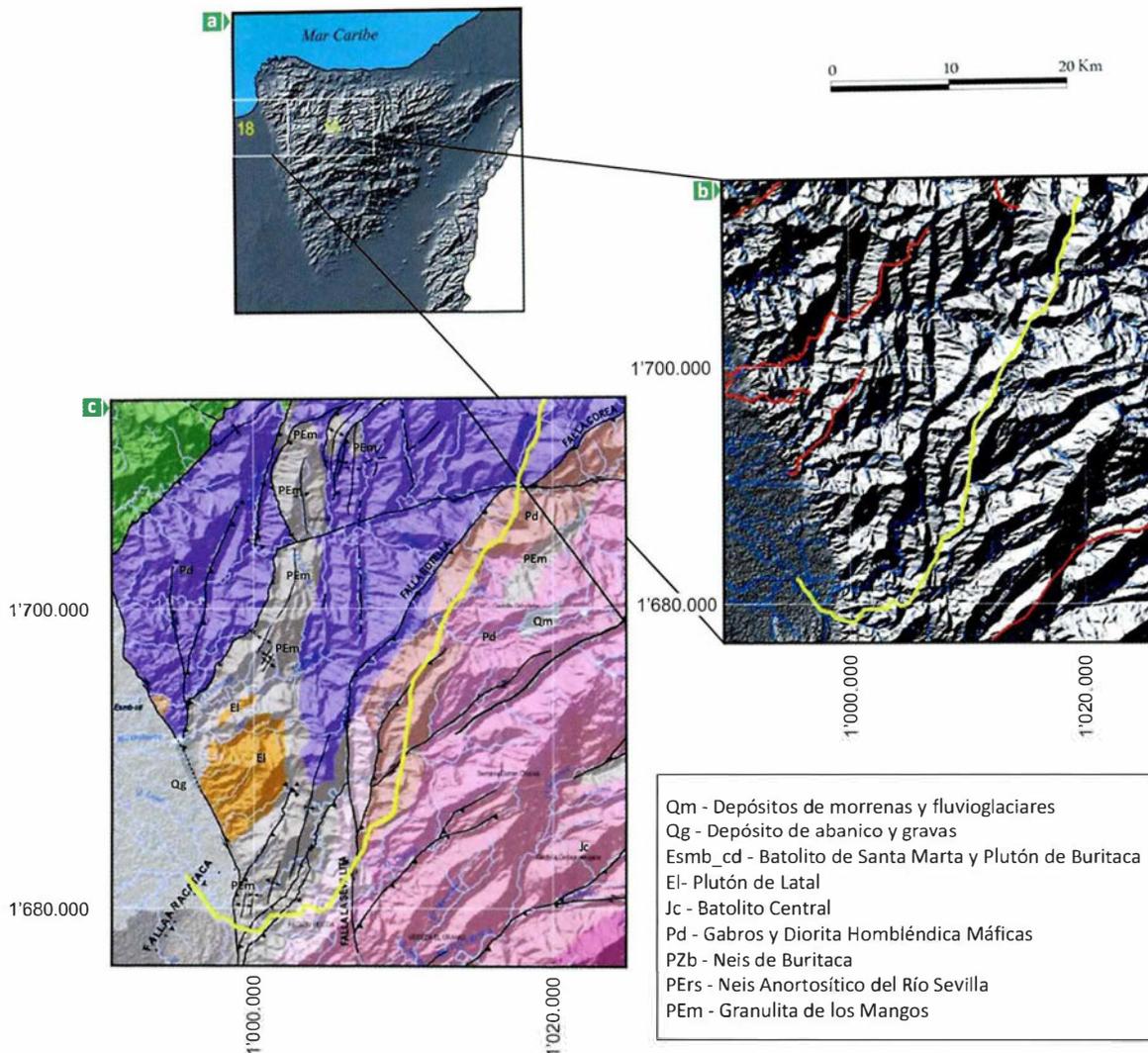
Antecedentes

La Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM), ha sido objeto de diferentes estudios encaminados a diferenciar las unidades litoestratigráficas y sus recursos minerales y a determinar los diversos procesos operados en el transcurso de la evolución geológica. Los primeros fueron los de Gansser (1955) y Radelli (1957), quienes describen algunas características de las unidades aflorantes. Más tarde, Wokittel (1957) hace una descripción general de las características geológicas, mientras que Campbell (1965) enfoca su estudio en las características tectónicas y estructurales del área, afectada por el sistema de fallas Bucaramanga-Santa Marta y plantea sus efectos en la Evolución Geológica del extremo norte de Colombia.

Posteriormente, los estudios de Tschanz et ál. (1969a), quienes cubren la mayor parte del territorio de la SNSM, presentan descripciones litológicas y datos petrográficos, litogeoquímicos y geocronológicos, además de algunas interpretaciones estructurales, lo que hace que este trabajo sea el principal referente geológico de la SNSM. De igual manera, han sido realizados algunos estudios orientados a la determinación de edades radiométricas de las unidades litológicas y los procesos relacionados con la génesis y evolución geológico-estructural de la SNSM, entre los cuales se destacan Dooland & McDonald (1969), Álvarez (1983), Restrepo-Pace et ál. (1997), Ordóñez (2002). Otros estudios, enfocados en la valoración del potencial mineral de la SNSM, reportan ocurrencias minerales. Entre estos trabajos se hallan Alfonso & González (1990), Alvarado & Solano (1995) e INGEOMINAS (2000).

Metodología

En una sucesión de etapas secuenciales, se llevó a cabo la compilación y revisión de la información técnica, revisión cartográfica generalizada en campo, a escala 1:25.000, con el fin de verificar y hacer un control litológico y estructural de las unidades, definiendo las texturas y estructuras características de cada unidad y sus contactos, realizando simultáneamente el muestreo de roca. Una vez finalizada la



► **Figura 1.** Localización de la Transecta 8, El Palmor-cerro Corea. a. Ubicación de las planchas 18 (Ciénaga) y 19 (Sierra Nevada de Santa Marta). b. Localización de la Transecta 8, línea en amarillo, en el Modelo de Elevación de la Nasa de 30 m de resolución. c. Mapa geológico del sector del río Sevilla. Tomado del informe Geológico generado en el Convenio INGEOMINAS-INVEMAR-ICP (2007).

etapa de campo, continuó la etapa de laboratorio, en la cual se elaboraron las secciones petrográficas orientadas de roca según el plano X–Z, para definir las características microscópicas, texturales y mineralógicas de cada unidad.

Para la denominación de los minerales en las imágenes mostradas se usaron las abreviaturas de Siivola & Schmid (2007).

Marco geológico

La SNSM presenta en conjunto unidades litoestratigráficas de diferentes edades, agrupadas en cuatro grandes provincias, dispuestas a lo largo de cinturones con características litológicas y estructurales

particulares, de noroeste a sureste: 1. Provincia Cinturón Orogénico Eoceno cercano a Santa Marta; 2. Provincia Complejo Polimetamórfico del Arco de Sevilla; 3. Provincia Granulita Precámbrica; y 4. Provincia Perijá (Tschanz et ál., 1969a)

Provincia Cinturón Orogénico Eoceno cercano a Santa Marta: constituida por esquistos y filitas intruidas por o en contacto fallado con plutones de composición cuarzodiorítica y diorítica.

Provincia Complejo Polimetamórfico del Arco de Sevilla: conformada por esquistos, neises, neises anortosíticos, granulitas retrogradadas a facies esquistos

verdes, después del último metamorfismo regional de grado anfíbolita. Está intruida por plutones cuarzodioríticos, dioríticos y gabroides.

Provincia Granulita Precámbrica: incluye un núcleo metamórfico de granulitas suprayacido por rocas sedimentarias y volcánicas, las cuales en conjunto están intruidas por plutones cuarzodioríticos y cuarzomonzoníticos.

Provincia Perijá: constituida principalmente por rocas metamórficas y sedimentarias.

Estructuralmente, la SNSM se encuentra limitada al occidente por la Falla de Santa Marta, perteneciente al Sistema de Fallas de Santa Marta-Bucaramanga, al norte por la Falla de Oca, y al este por la cuenca del Cesar-Ranchería. Está atravesada por trenes estructurales rumbodeslizantes con tendencia principal noreste y este-oeste, e inversos, con rumbos noreste con vergencias al norte y al sur, principalmente, los cuales sirven de límite entre las diferentes provincias que la conforman.

Resultados

Las unidades litoestratigráficas aflorantes a lo largo de la transecta 8 corresponden a rocas metamórficas e ígneas con edades que varían entre el Proterozoico y el Mesozoico, representadas por Granulita de Los Mangos, Neises anortosíticos, Stock de El Socorro, gabros y dioritas hornbléndicas y Neis de Buritaca.

Granulita de Los Mangos (Pem)

Esta unidad corresponde a una sucesión metamórfica de alto grado, originalmente denominada por Tschanz et ál. (1969), la cual conforma el basamento metamórfico Precámbrico de la SNSM, constituida en términos generales por una variación de granulitas máficas de colores oscuros hasta granulitas félsicas de colores claros (Alvarado & Solano, 1995) con bandeamiento composicional (Tchandz et ál., 1969a) y textura néisica (Convenio INGEOMINAS-INVEMAR-ICP, 2007).

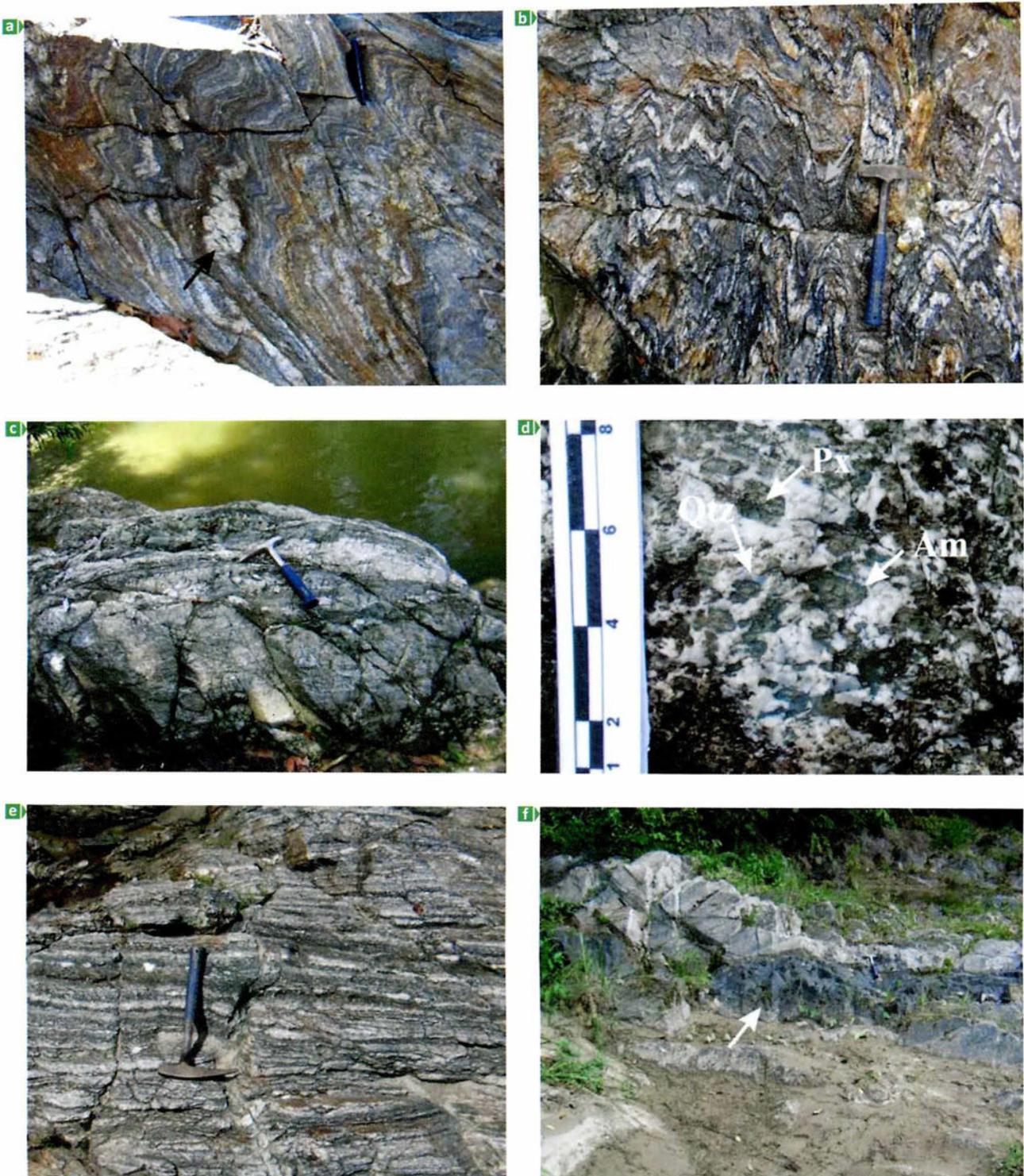
En la transecta 8, El Palmor-cerro Corea, esta unidad corresponde a rocas con textura néisica blastosamítica, definida por la presencia de bandas félsicas constituidas de cuarzo color blanco azulado de 2 cm de espesor, donde se observan cuarzos granulares elongados, menores de 1 cm (3 a 4 mm en promedio), y bandas máficas con espesor variable de color marrón, constituidas por niveles biotíticos con granates rojizos menores de 1 mm, plagioclasa alterada de color amarillo y cuarzo. Se observan migmatitas con leucosomas cuarzo-feldespáticos a manera de bandas con bordes de melanosomas biotíticos que los separan de los mesosomas (figura 2b).

Estructuralmente, esta unidad presenta pliegues asimétricos y ptigmáticos con plunge al sur, principalmente (figura 2), en los que se observa el desarrollo de una foliación con tendencia general variable entre 10° noroeste y 3° noreste en rumbo, buzando entre 26° y 35° al oeste, que involucra orientación y elongación de cristales paralela al plano de charnela de los pliegues.

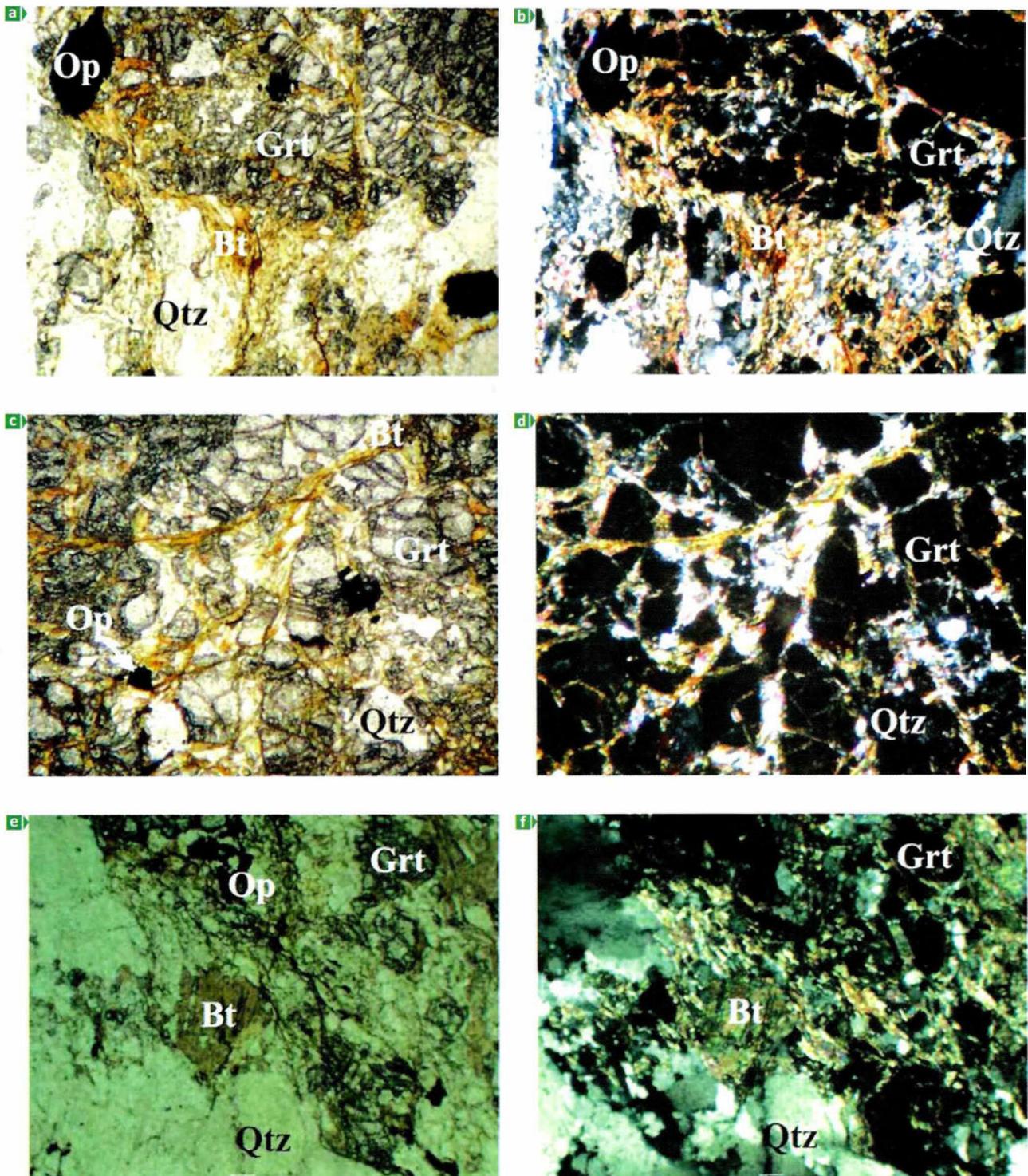
Petrografía

Microscópicamente, las rocas de la Unidad Granulita de Los Mangos se caracterizan por bandas monominerálicas de cuarzo granoblástico de espesores máximos de 20 mm y bandas de cuarzo, plagioclasa y biotita con arreglos granolepidoblásticos de 30 mm espesor, donde se observan dominios de mica biotita roja, parcialmente alterada a clorita, y granate muy fracturado (figura 3). Se observan dos foliaciones: una relacionada con el evento metamórfico que originó la textura néisica (S_{n+1}) y otra sobrepuesta con la misma orientación del plano de charnela (S_{n+2}) del plegamiento asimétrico.

Las paragénesis típicas de esta unidad son plagioclasa + cuarzo + biotita + clorita y plagioclasa + cuarzo + granate + biotita. Estas sugieren que el protolito de la roca es una arenisca y que la roca alcanzó la facies granulita, la cual se encuentra retrogradada a facies esquisto verde de acuerdo con la paragénesis cuarzo + plagioclasa + biotita + clorita ± moscovita.



► **Figura 2.** Características de las rocas aflorantes en el río Sevilla a la altura del sector conocido como Pozo de la Danta. a. y b. Plegamiento asimétrico y ptygmático (saeta negra en figura 2a) en neis migmatítico perteneciente a la Granulita de Los Mangos. Note la presencia de melanosomas que separan el leucosoma del mesosoma. c. Aspecto general de la unidad Neises Anortosíticos. d. Detalle de la figura 2c, en la que se puede diferenciar la presencia de cuarzo (Qtz) con tonalidades grises y azules, feldspatos y anfíboles (Am) de color negro, que envuelven piroxenos (Px) color verde a manera de textura coronaria o en corona, escala en centímetros. e. Neis anfibólico. f. Dique de composición máfica que corta la sucesión metamórfica.



► **Figura 3.** Características petrográficas de la unidad Granulita de los Mangos. a. y b. Granate (Grt), biotita (Bt) y cuarzo (Qtz). Note los dominios de foliación de cuarzo (Qtz) intercalados con dominios de policristalinos de biotita y cuarzo. Nícoles paralelos y cruzados respectivamente. Objetivo de 4x; c. y d. Detalle de granate (Grt) fracturado con moscovita y biotita, parcialmente alterada a clorita. Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Objetivo de 4x; e. y f. Note la paragénesis granate + cuarzo ± biotita. Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Objetivo de 1x.

Contactos

La Granulita de Los Mangos aflora tanto sobre la carretera que conduce al corregimiento de El Palmor como en el cauce del río Sevilla, donde evidencias como intenso fracturamiento de la roca y desarrollo de texturas augen en porfiroblastos que indican deformación en estado plástico, insinúan un contacto fallado con la unidad Neises anortosíticos, asociado al Sistema de Falla de Sevilla (Tschanz et ál., 1969a). De igual manera, el contacto entre la Granulita de Los Mangos y el Stock de El Socorro es de tipo fallado.

Edad

De acuerdo con las dataciones realizadas por McDonald & Hurley (1969), Tschanz et ál. (1974), Restrepo-Pace (1995), Restrepo-Pace et ál. (1997) y Ordóñez et ál. (1999), se puede definir una edad Mesoproterozoico para la Granulita de Los Mangos (tabla 1), con una serie de eventos tectonotermiales sobrepuestos, ocurridos durante el Neoproterozoico y el Paleozoico inferior.

Tabla 1. Dataciones radiométricas reportadas para la unidad Granulita de Los Mangos.

Litología	Tipo de Análisis	Autor	Material Analizado	Edad millones de años (M.a.)	Edad
Neis hornblenda-plagioclasa	Rb-Sr	McDonald & Hurley, 1969	Roca total	1400 ±?	Mesoproterozoico
Neis cuarzo pertítico	Rb-Sr	Tschanz et ál., 1974	Roca total	752 ± 70	Neoproterozoico
Neis cuarzo pertítico	Rb-Sr	Tschanz et ál., 1974	Roca total	1300 ± 100	Mesoproterozoico
Neis hornblenda-piroxeno-granate-plagioclasa	K-Ar	Tschanz et ál., 1974	Hornblenda	940 ± 30	Neoproterozoico
Granulita	Ar-Ar	Restrepo-Pace, 1995	Biotita	561 ± 6	Neoproterozoico
Neis cuarzo pertítico	Ar-Ar	Restrepo-Pace, 1995	Biotita	845 ±?	Neoproterozoico
Granulita	Sm-Nd	Restrepo-Pace, 1995		1720 ±?	Paleoproterozoico
Neis	U-Pb	Restrepo-Pace et ál., 1997	Circón	1513 ± 35	Paleoproterozoico
Neis cuarzo pertítico	U-Pb	Restrepo-Pace et ál., 1997	Circón	456 ± 60	Paleozoico
Anfibolitas, neises y granulitas	Sm-Nd	Ordóñez et ál., 1999	Granate-roca total	971 ± 8	Neoproterozoico

Modificado del informe geológico generado en el Convenio INGEOMINAS-INVEMAR-ICP (2007).

Neis anortosítico del río Sevilla (Pers)

Esta unidad, denominada Anortosita del río Sevilla por Tschanz et ál. (1969a) corresponde a rocas bandeadas muy claras constituidas por cristales de tamaño grueso, foliación bien desarrollada y de tonalidades grisáceas y rosadas.

En la transecta 8 (El Palmor-cerro Corea), la unidad Neis Anortosítico del río Sevilla se encuentra como una sucesión de rocas bandeadas, con alternancia de franjas claras y oscuras, textura granoblástica y néisica, de grano medio a grueso, compuesta principalmente por feldespatos, anfíboles y

piroxenos. Por la carretera que conduce del caserío La Bodega al corregimiento de El Palmor, se observan anortositas a manera de paquetes o bancos color blanco con tonalidades grisáceas y rosadas, constituidas principalmente por cristales de plagioclasa de tamaño grueso, asociadas a concentraciones de piroxenos de tamaño menor de 0,3 mm, de color verde oscuro, anfíboles tabulares hasta de 0,4 mm, de color verde oscuro y clorita producto de alteración. Este cuerpo de anortositas se intercala con neises anfibólicos de grano grueso y bandas leucocráticas constituidas esencialmente por plagioclasa

y, en menores cantidades, cuarzo, micas, anfíboles y trazas de calcita.

En el río Sevilla, los neises anortosíticos (figuras 2c-f y 4) además de presentar bandeamiento, van cambiando de manera transicional a neises anfíbólicos. Localmente, se observa predominio de bandas melanocráticas discontinuas, constituidas principalmente por anfíboles (>45%), plagioclasa (>60%), clorita, epidota y trazas de magnetita, de espesores de 5 hasta 20 cm. Las bandas leucocráticas, constituidas predominantemente por cristales gruesos de plagioclasa (>70%) y cuarzo azulado (5%), anfíboles (>5%), clorita ($\leq 10\%$), epidota, magnetita y trazas de sulfuros, van aumentando de espesor hasta alcanzar más de 50 cm en algunos sectores. Estructuralmente, la foliación presenta una tendencia con orientación preferencial noreste y buzamientos al oeste.

A lo largo del río Sevilla, un rasgo tectónico importante de esta unidad es la presencia de cizallas discretas que evidencian una cinemática dextral cuya composición mineralógica es epidota+anfíbol (hornblenda)+plagioclasa. En algunos sectores, dentro de la anortosita, se observan estructuras coronarias (*White socket*) en que la plagioclasa rodea los anfíboles y piroxenos, al igual que leucosomas cuarzo feldespáticos en venas, de espesores milimétricos a centimétricos; en otros afloramientos, aparecen lentes de piroxeno y anfíbol con magnetita asociada. Por último, presenta metasomatismo debido a infiltración de fluido probablemente rico en CO_2 a través de fracturas, que aunado al aumento en la temperatura, provoca el paso de anfíbol (hornblenda) a piroxeno mediante una reacción progradada (figura 4f).

Petrografía

Petrográficamente, las rocas que conforman la unidad de Neises Anortosíticos están constituida por niveles ricos en cristales gruesos de hornblenda y piroxeno con porcentajes menores de plagioclasa ligeramente sauritized, epidota, magnetita (algunas ricas en Ti), biotita (rica en hierro), apatito de tamaño de grano grueso y titanita; y niveles ricos en cristales de plagioclasa ($\text{An} > 70$), ligeramente sauritized

con sauritized con maclamiento polisintético, con contactos rectos entre cristales que desarrollan puntos triples, asociados en algunos casos a cristales gruesos de feldespato potásico tipo pertita, epidota de grano fino, alrededor de los cristales de plagioclasa, muy poco cuarzo, calcita, y moscovita secundaria a partir de una probable alteración de tipo hidrotermal (figura 5).

Contactos

Como se enunció, el contacto entre los Neises Anortosíticos y la Granulita de Los Mangos es de tipo fallado, evidenciado por un alto fracturamiento y la presencia de porfiroblastos con texturas augen, desarrollados en el estado plástico.

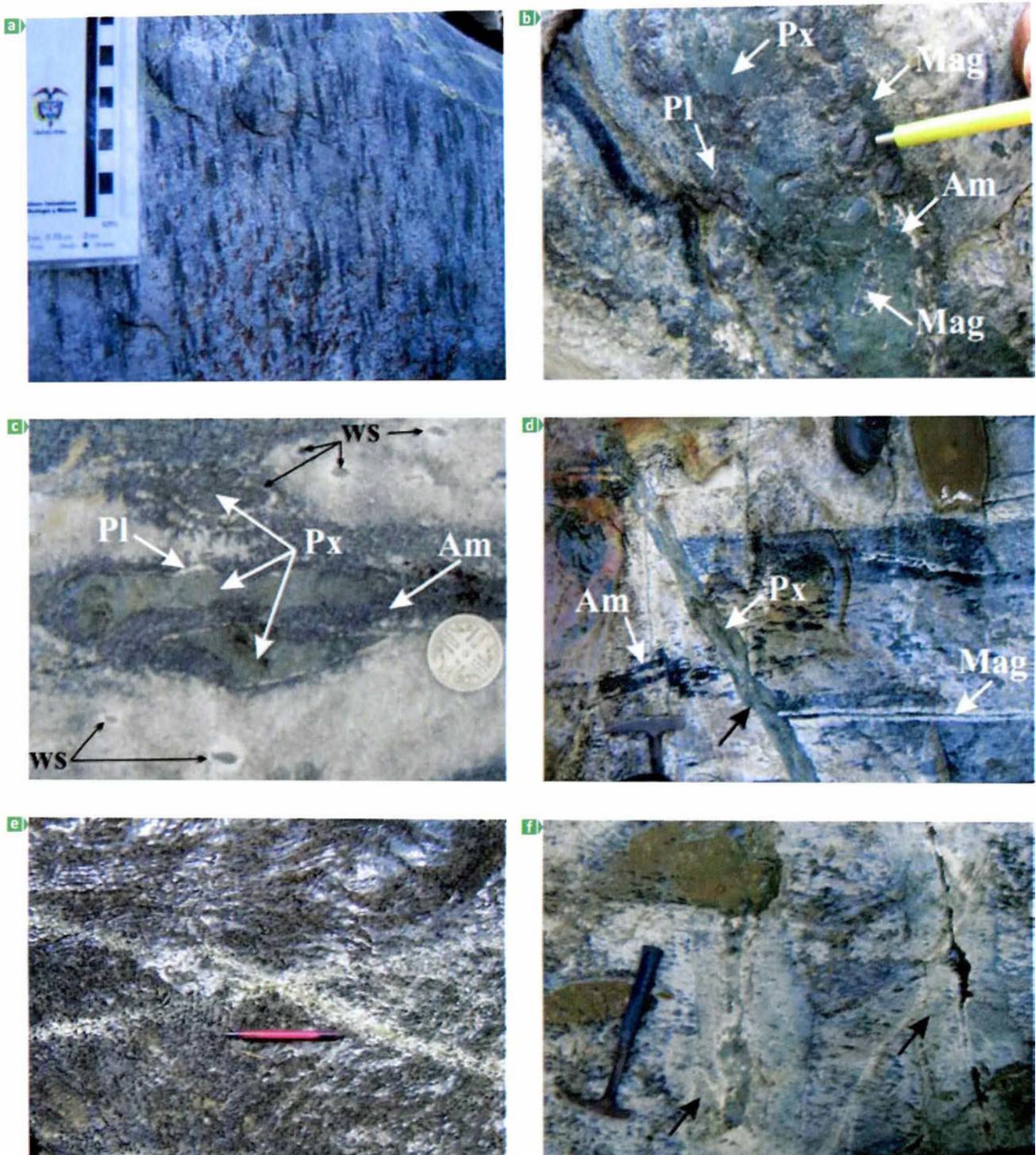
Edad

Esta unidad de neises anortosíticos es reportada por Tschanz et ál. (1969a), como la segunda serie Precámbrica presente en la SNSM, y aunque no se conocen dataciones radiométricas, son aparentemente de más bajo grado de metamorfismo y más jóvenes que las granulitas.

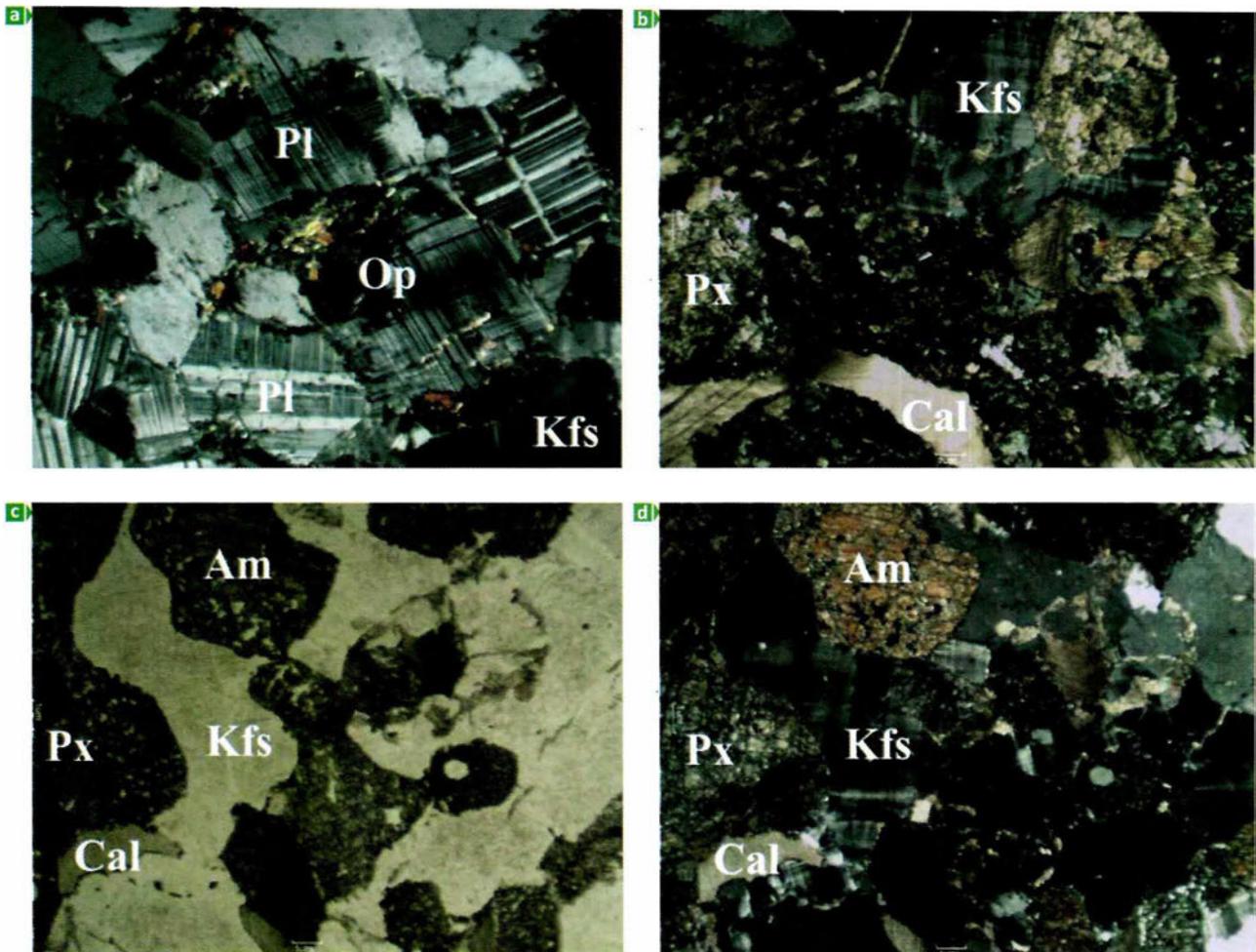
Stock de El Socorro

El Stock de El Socorro fue descrito originalmente por Tschanz et ál. (1969a) como granodiorita biotítica con pequeñas cantidades de hornblenda en algunos sectores. En la transecta 8 (El Palmor-cerro Corea), corresponde a un cuerpo plutónico alargado en sentido noreste, de composición intermedia a máfica, que aflora en los alrededores del corregimiento El Palmor, sobre la vía a El Palmor y La Bodega, y en los cerros El Socorro y Azul, localizados respectivamente al norte y al sur del corregimiento El Palmor.

El Stock de El Socorro corresponde a rocas intrusivas de composición granodiorítica a diorítica, con textura fanerítica, cristales de tamaño de grano medio a grueso (1 a 5 mm), con fábrica anisotrópica, de color gris con tonalidades levemente rosadas. En algunos sectores está afectada por tectonismo –evidenciado por fallamiento–, presencia de texturas cataclásticas asociadas y orientación incipiente de biotita y anfíbol (figura 6). Se observan enclaves elongados, con bordes redondeados, de composi-



► **Figura 4.** Características de los neises anortosíticos del río Sevilla a la altura de La Conquista. **a.** Aspecto general de los neises amortosíticos; **b.** Lente de piroxeno (Px) con borde de magnetita (Mag), se diferencian anfíboles (Am) color negro a partir de piroxenos, color verde, y plagioclasa (Pl) dispuestos a manera de textura coronarias. **c.** Retrogresión de piroxeno (Px) a anfíbol (Am) a manera de coronas o textura *White Socket* (ws), definida por la presencia de coronas de plagioclasa alrededor de piroxeno y anfíbol. **d.** Zona de cizalla discreta con cinemática dextral; **e.** Leucosomas, y **f.** Reacción progradada de hornblenda a piroxeno (saetas negras), debida a metasomatismo. La foliación original de la roca se conserva.



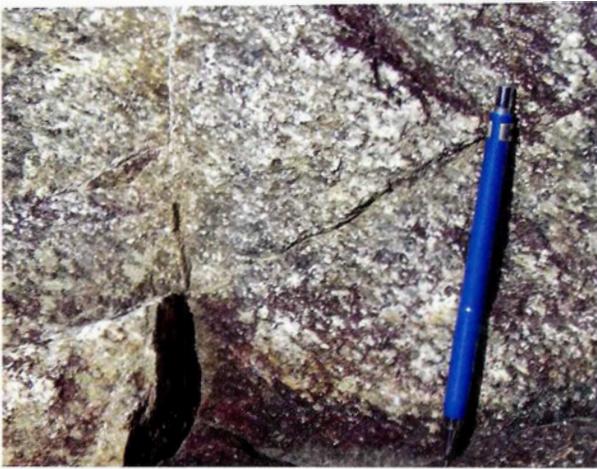
► **Figura 5.** Características petrográficas de la unidad Neises Anortositicos. a. Cristales de plagioclasa (Pl) con maclas de periclina y polisintética. Note la presencia de feldespato potásico (Kfs) y opacos (Op). Nícoles cruzados. Objetivo de 1x. b. Cristales de piroxeno (Px) alterando a calcita (Cal). Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Note la presencia de feldespato potásico (Kfs). Objetivo de 1x; c. y d. Se observa la paragénesis piroxeno ± anfíbol ± calcita ± feldespato potásico. Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Objetivo de 1x.

cion predominantemente máfica (hornblenda y biotita), cristales de tamaños que alcanzan 4,5 cm; y diques pegmatíticos de 5 a 12 cm de espesor, de composición monzogranítica, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, anfíbol, escasa biotita y algunos granates rojos de 0,5 mm de diámetro.

Petrografía

La roca presenta textura fanerítica, holocristalina, hipidiomórfica granular con cristales de tamaño fino a medio; contiene plagioclasa (50%), feldespato potásico (14%) y cuarzo (25%), hornblenda (4%), biotita (7%). Esta se presenta con mayor con-

tenido en porcentaje que el anfíbol y minerales de alteración, como epidota y clorita, formada a partir de anfíbol y biotita. De acuerdo con la mineralogía reportada, el Stock de El Socorro está constituido por rocas de composición granodiorítica a diorítica. Petrográficamente, la deformación a la que ha sido sometido este cuerpo plutónico se evidencia no solo por el desarrollo de una fábrica anisotrópica planar, sino por la deformación registrada en los cristales de biotita, los cuales se doblan y presentan bandas *kink*; y por los cristales de cuarzo, que presentan fracturamiento, extinción ondulante y desarrollo de subgranos (figura 7).



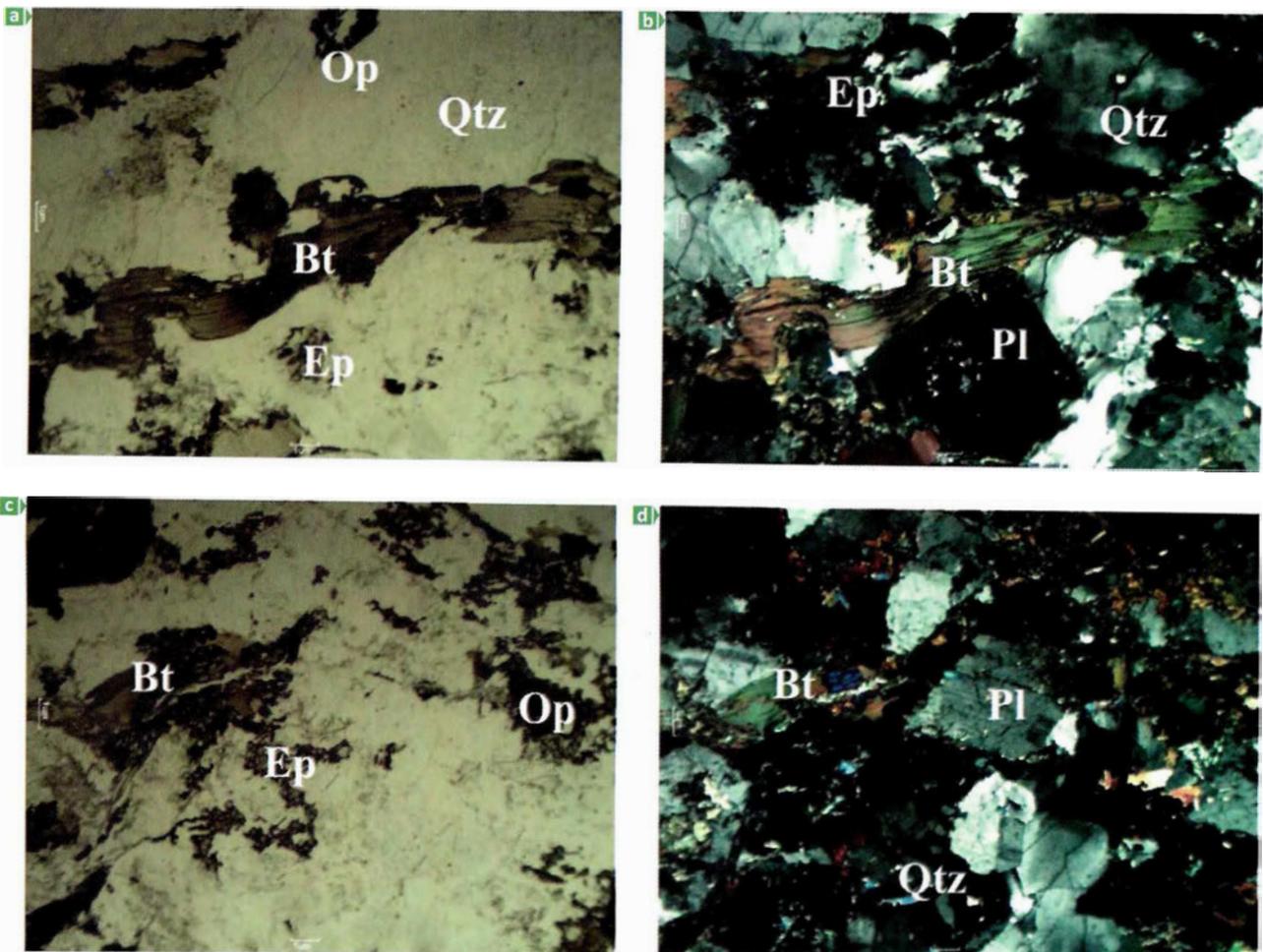
► **Figura 6.** Aspecto general de las rocas de la unidad Stock de El Socorro en los alrededores del corregimiento El Palmor. Se observa orientación preferencial de los cristales.

Contactos

El Stock de El Socorro se encuentra en contacto fallado con la Granulita de Los Mangos, evidente en algunos sectores de la carretera que conduce al corregimiento El Palmor, donde se observa cizallamiento y desarrollo de milonitas en la zona de contacto. El contacto con la unidad de Gabros y dioritas hornbléndicas máficas al noreste del corregimiento de El Palmor es definido como un contacto fallado; en otros sectores es muy difícil determinarlo debido a las similitudes litológicas que presentan estas dos unidades.

Edad

Tschanz et ál. (1974) reportan dos dataciones radiométricas de 131 ± 5 M.a. y $37,8 \pm 1,7$ M.a., obtenidas a



► **Figura 7.** Características petrográficas de las rocas del Stock de El Socorro. a. y b. Aspecto general en sección delgada. Se puede observar el efecto de la deformación sobreimpuesta en biotita (Bt) y cuarzo (Qtz). Nícoles paralelos y cruzados respectivamente. Objetivo de 1x. c. y d. Presencia de epidota (Ep). Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Objetivo de 1x.

partir de análisis isotópicos K-Ar en biotitas. Sin embargo, estos datos pueden corresponder a edades mínimas y no absolutas; por esta razón se le ha asignado una edad más antigua que el Cretácico inferior.

Gabros y dioritas hornbléndicas máficas

Los Gabros y dioritas hornbléndicas máficas fueron descritos originalmente por Tschanz et ál. (1969a) como una unidad informal de apariencia diorítica o gabroide, que puede estar foliada. Posteriormente, Hernández (1996) asignó el nombre a una secuencia que se encuentra en la quebrada La Cristalina o Espíritu Santo y al lado suroriental del río Toribio, denominándola “rocas híbridas que forman una facies marginal o de transición al Batolito de Santa Marta, al parecer originadas por contaminación del magma silíceo por la incorporación y la asimilación de los esquistos”.

En la transecta 8 (El Palmor-cerro Corea), esta unidad se alarga en sentido noreste y presenta una composición predominantemente máfica, conformada por anfíbol, biotita, plagioclasa y cuarzo, con fábrica anisotrópica planar dada por la orientación de anfíboles, biotitas, y algunos feldespatos. Además, se reconocen diques pegmatíticos de composición cuarzo-feldespática asociados a biotita y diques máficos de textura afanítica junto con enclaves máficos y félsicos, alargados y orientados en sentido de la fábrica anisotrópica (figura 8).



► **Figura 8.** Cuerpo diorítico alterado con diques pegmatíticos de composición cuarzofeldespática que evidencian la acción de fallas que afectan la roca.

Petrografía

Las rocas de esta unidad se caracterizan por una textura fanerítica (figura 9), fina a mesogranular; microscópicamente es holocristalina, hipidiomórfica, con cristales euhedrales de plagioclasa (36 a 65%), anfíbol (20 a 35%), biotita (4 a 35%), cuarzo (<5%) y flogopita (<2% cada uno). Como minerales de alteración clorita y epidota (<4%).

Contactos

Los Gabros y dioritas hornbléndicas máficas en el sector de El Palmor-La Bodega (Transecta 8), se encuentran en contacto con el Stock de El Socorro, pero no se pudo determinar la naturaleza de este contacto.

Edad

Tschanz et ál. (1974) reportan que la edad mínima de estas rocas es 170 ± 6 M.a., de acuerdo con una datación por el método K-Ar realizada en hornblenda, de una muestra de metadiorita colectada cerca del Lineamiento Sevilla.

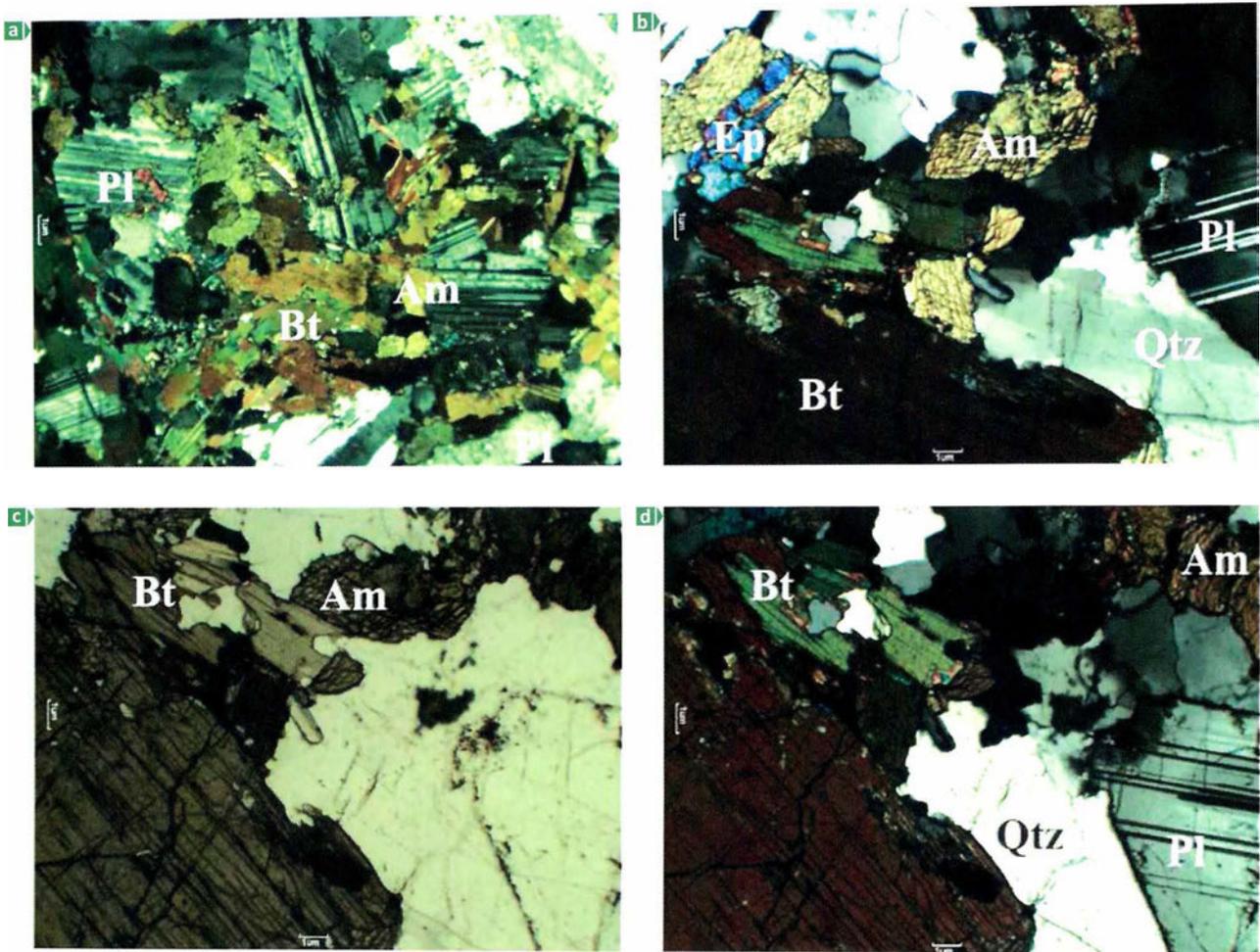
Batolito de Borde Occidental

Este cuerpo plutónico está ubicado en la zona del borde occidental del Batolito de Aracataca. Tiene una forma alargada con una dirección NE y se extiende por unos 40 km a lo largo del contacto con los batolitos de Aracataca, Bolívar y Central.

Está constituido por una gradación de rocas ígneas plutónicas híbridas que varían hacia el oriente desde dioritas máficas a granodioritas, cuarzodioritas y a rocas ígneas graníticas.

Petrografía

Las rocas tienen textura fanerítica, holocristalinas, hipidiomórficas, fino a mesogranular, con plagioclasa (50%) y cuarzo (<15%); minerales máficos (35%), donde la biotita se presenta con mayor porcentaje que el anfíbol. La deformación a que ha sido sometido este cuerpo plutónico se evidencia no solo por el desarrollo de una fábrica anisotrópica planar sino por la deformación registrada por los cristales de biotita –los cuales presentan bandas



► **Figura 9.** Características petrográficas de la unidad Gabros y dioritas hornbléndicas máficas. a. Roca con textura inequigranular constituida por cristales de plagioclasa (Pl) con maclas de periclina y polisintética, anfíboles (Am) y biotita (Bt). Nícoles cruzados. Objetivo de 1x. b. Cristales de anfíbol (Am) con epidota (Ep), biotita (Bt), plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qtz) deformado, evidenciado por el desarrollo de subgranos. Nícoles cruzados. Objetivo de 1x. c. y d. Anfíbol alterado a clorita (adyacente al cristal de cuarzo (Qtz)). Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Objetivo de 1x.

kink- y por los cristales de cuarzo, que presentan fracturamiento, extinción ondulante y desarrollo de subgranos (figura 10).

Contactos

El Plutón de borde occidental intruye las Granulitas de Los Mangos, los cuerpos de Gabro y diorita hornbléndicas y a su vez, está intruido por los batolitos de Aracataca, Bolívar, Central y por el Stock de El Socorro.

Edad

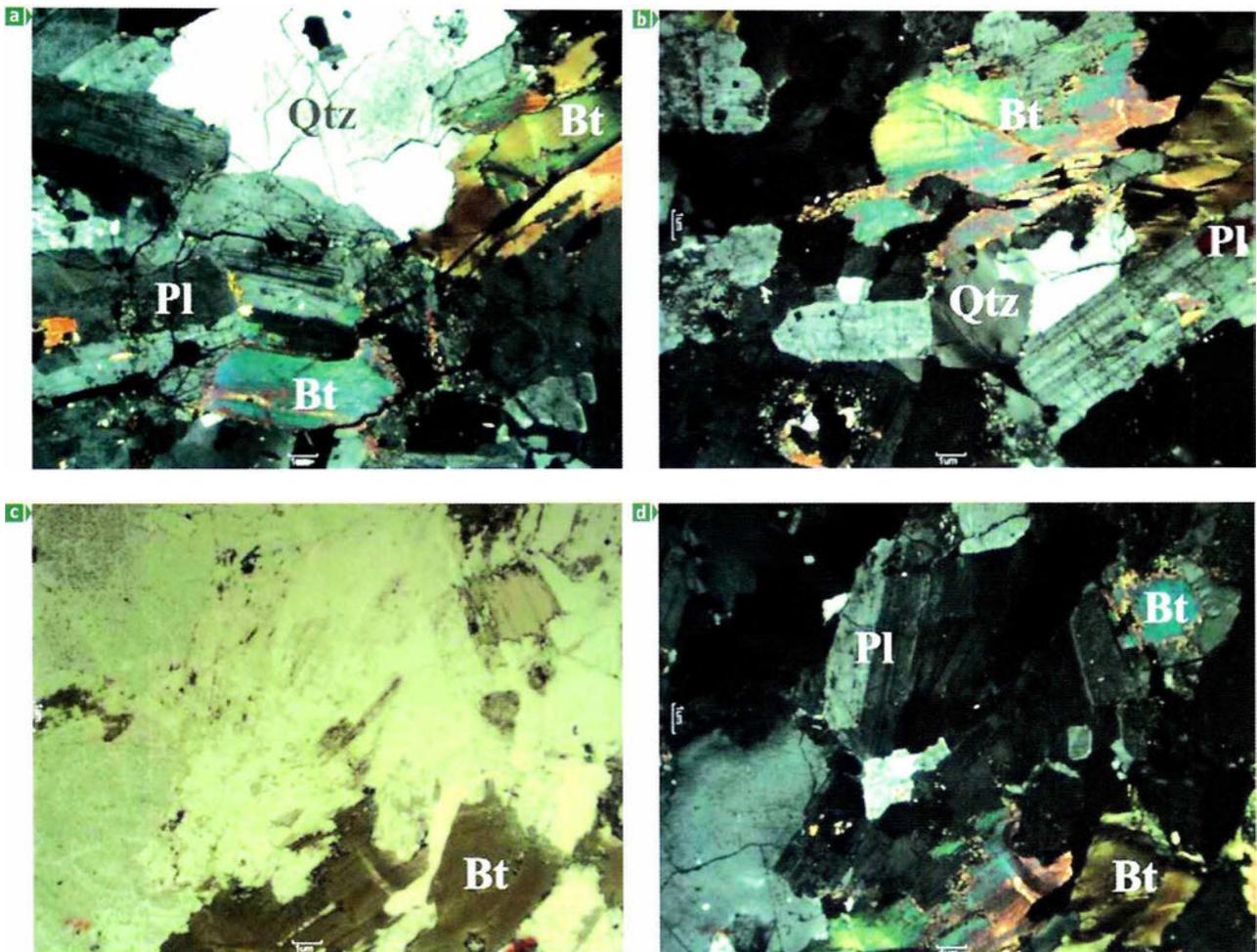
Tschanz et ál. (1974) reportan que la edad de esta unidad es incierta porque, al aplicar el método de K/Ar en una biotita, dio una edad de 135 +/-5

M.a, mientras que en un grano de hornblenda de la misma muestra dio una edad de 202 +/- 12 M.a., lo cual indicaría que las edades reportadas no corresponderían a la edad de cristalización del cuerpo, sino posiblemente a algún evento de deformación o metasomático.

Neis de Buritaca

Esta unidad litoestratigráfica, descrita originalmente por Tschanz et ál. (1969a), se encuentra bien expuesta en la carretera de San Pedro de la Sierra, en la región de los ríos Buritaca y Guachaca, en la cuchilla de Guachaca y en el cerro Corea.

En la transecta 8 (El Palmor-cerro Corea), corresponde a neises cuarzo-feldespatícos, anfíbo-



► **Figura 10.** Características petrográficas de la unidad Batolito de Borde Occidental. a. Textura inequigranular con cristales de plagioclasa (Pl) con maclas de albita y Carlsbad, cuarzo (Qtz), y biotita (Bt). En el extremo superior derecho, se observa un cristal de biotita (Bt) deformada con desarrollo de bandas Kink. Nícoles cruzados. Objetivo de 1x. b. Cristales de biotita (Bt), plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qtz). Note la deformación evidenciada por la extinción ondulante y subgranos en cuarzo (Qtz). Nícoles cruzados. Objetivo de 1x. c. y d. Deformación registrada en la formación de bandas kink en biotita (Bt). Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Objetivo de 1x.

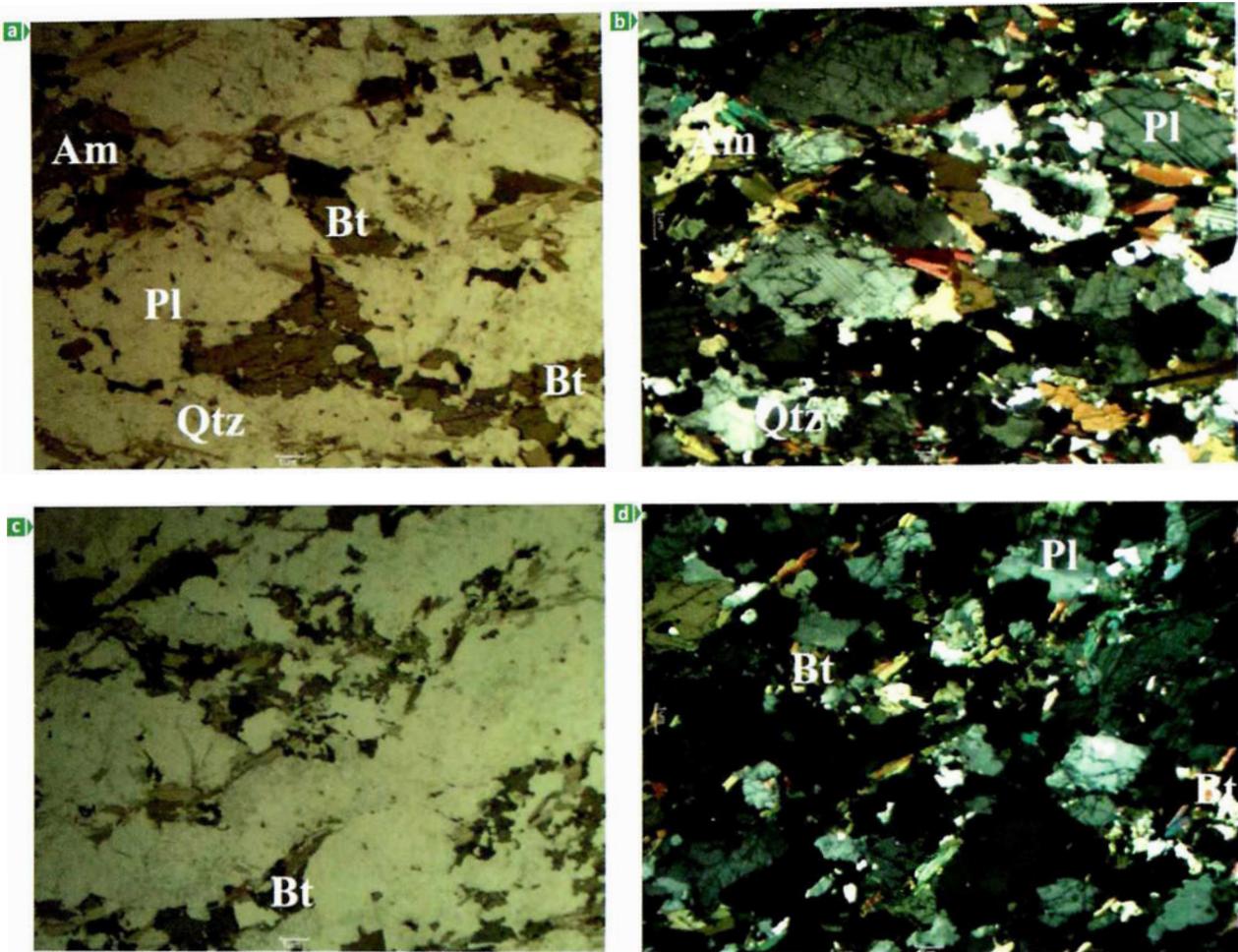
líticos y biotíticos, con anfíbolitas restringidas a algunos sectores con un ligero bandeamiento y esquistos cuarzo-feldespáticos fuertemente epidotizados. Se presentan con rumbos al noreste y buzamientos al este; además, se encuentran plegados de manera asimétrica y disarmónica, principalmente, aunque en algunos sectores se observan pliegues ptigmáticos asociados a leucosomas.

Petrografía

El Neis de Buritaca presenta un carácter migmatítico en afloramiento. Las rocas de esta unidad se caracterizan por presentar plagioclasa, biotita, cuarzo,

anfíbol, en algunos casos, con epidota, titanita, granate, moscovita, feldespato potásico. Las texturas son granoblástica, lepidoblástica, nematoblástica, granolepidoblástica y granonematoblástica (figura 11). Es común observar el desarrollo de bandas mono y poliminerálicas enriquecidas tanto en plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico como en anfíbol hornblenda, biotita, moscovita y granate, que definen además una textura néisica.

Las paragénesis minerales cuarzo + plagioclasa + biotita + moscovita ± granate ± anfíbol (hornblenda) ± feldespato potásico sugieren una facies metamórfica anfíbolita para esta unidad.



► **Figura 11.** Características petrográficas de la unidad Neis de Buritaca en sección delgada. a. y b. Se observa anfíbol hornblenda (Am), biotita (Bt), plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qtz). Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Objetivo de 1x. c. y d. Textura granolepidoblástica en arreglos poliminerálicos de cuarzo (Qtz), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt). Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Objetivo de 1x.

Contactos

Esta unidad se encuentra en contacto fallado con el Gabro y diorita hornbléndica y con el metamórfico no diferenciado.

Edad

Tschanz et ál. (1974) reportan una edad mínima de metamorfismo de 152 ± 11 M.a., realizada en hornblenda por el método de K/Ar, que corresponde al Jurásico superior.

Conclusiones

El trabajo cartográfico y petrográfico realizado en la transecta 8 en el área de El Palmor-cerro Corea, a través del río Sevilla y la carretera principal que conduce al corregimiento El Palmor, así como en

caminos y trochas que conducen hasta el cerro Corea en la SNSM, permitió:

1. Determinar que, asociados al Sistema de Falla de Sevilla, los neises anortosíticos del río Sevilla y el Stock de El Socorro se encuentran en contacto fallado con la Granulita de Los Mangos que aflora tanto sobre la carretera que conduce al corregimiento del Palmor como en el cauce del río Sevilla.
2. Evidenciar en las Granulitas de Los Mangos un fracturamiento intenso y desarrollo de texturas augen en porfiroblastos de cuarzo que indican que esta unidad fue deformada en estado plástico.
3. Definir una cinemática dextral en el área mediante un rasgo tectónico importante: la presen-

cia de cizallas discretas dentro de las unidades aflorantes a lo largo del río Sevilla.

4. Determinar que el protolito de las rocas de la Granulita de Los Mangos es una arenisca a partir del análisis del arreglo mineralógico (bandeamiento) y la paragénesis mineral encontrada (plagioclasa + cuarzo + biotita), y se sugiere una facies granulita como pico metamórfico, según la paragénesis de plagioclasa + cuarzo + granate + biotita, y que también se encuentra retrogradada a facies esquistoso verde de acuerdo con la paragénesis cuarzo + plagioclasa + biotita + clorita ± moscovita.

Referencias Bibliográficas

- Alvarado, L. E. & Solano, F. (1995). *Evaluación preliminar de las mineralizaciones entre los ríos Don Diego y Ancho, al norte de la Sierra Nevada de Santa Marta (departamentos de Magdalena y Guajira)*. Tesis de Grado. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia-INGEOMINAS.
- Gansser, A. (1955). *Contribución a la geología y petrografía de la Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia*. Traducido por Fabio Cediell (1966). Inventario Minero Nacional (Zona III). Bucaramanga.
- Hernández, M. (2003). *Geología de las planchas 11 Santa Marta y 18 Ciénaga, escala 1:100 000. Memoria Explicativa*. Bogotá: INGEOMINAS.
- Ingeominas. (2007). Geología de las planchas 11, 12, 13, 14, 18, 19, 20, 21, 25, 26, 27, 33 y 34. Proyecto Evolución Geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta. Bogotá: INGEOMINAS.
- Julivert, M. (1968). Lexique stratigraphique International. Amerique Latine, Colombie (première partie). Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque et intrusions d'âge Mésozoïque-Tertiaire, 5(4a), 1-651. París: Centre Nationale de la Recherche Scientifique.
- MacDonald, W. D. & Hurley, M. (1969). Precambrian Gneisses from Northern Colombia, South America. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 1867-1872.
- MacDonald, W., Doolan, B. L. & Cordani, G. (1971). Cretaceous–Early Tertiary Metamorphic K-Ar age values from the South Caribbean. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1381-1388.
- Ordóñez, O., Pimentel, M. & De Morales, R. (2002). Granulitas de Los Mangos, un fragmento Grenvilliano en la parte oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 6(99), 169-179.
- Restrepo-Pace, P. A. (1995). *Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, Based on new geochronological, geochemical and isotopic Data*. Ph. D. Thesis. Tucson: The University of Arizona.
- Restrepo-Pace, P., Ruiz, J., Gehrels, G. & Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 427-441.
- Siivola, J. & Schmid, R. (2007). List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.
- Tschanz, Ch. M., Jimeno, A. & Vesga, C. (1969a). Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta. Área Colombia. Informe 1829. Bogotá: INGEOMINAS.
- Tschanz, Ch. M., Jimeno, A. & Vesga, C. et ál. (1969b). Mapa geológico de reconocimiento de la Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia, Instituto Nacional de Investigaciones Geológicas y Mineras & U.S. Geol. Serv., 1 mapa a escala 1:200.000. Bogotá.
- Tschanz, Ch. M., Marvin R., Cruz J., Mehnert, H. et ál. (1974). Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, North Eastern Colombia. *Bulletin Geological Society of America*, 85(2), 273-284.

Agradecimientos

Los autores del presente trabajo agradecen a INGEOMINAS por su apoyo logístico y humano, compromiso, soporte, eficiencia y desarrollo del proyecto; a Uwe Altenberger de la Universidad de Posdam, Alemania, por sus aportes y discusiones en campo; a Ana Elena Concha y Gloria Rodríguez de la Universidad Nacional de Colombia, por sus comentarios y sugerencias; a INVEMAR y el ICP por su apoyo y colaboración en las distintas etapas del proyecto; y a todas aquellas personas que han estado relacionadas de una u otra manera con el desarrollo de este trabajo. 📌

Microestructuras asociadas a deformación frágil del relevo Ocaña-Curumaní. Sistema de Fallas de Bucaramanga

MICROSTRUCTURES ASSOCIATED WITH BRITTLE DEFORMATION OF THE OCAÑA-CURUMANI RELIEF, BUCARAMANGA FAULT SYSTEM

MARIO ANDRÉS **Cuéllar Cárdenas**¹

JULIÁN ANDRÉS **López Isaza**²

RESUMEN

El relevo Ocaña-Curumaní del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB) distribuye de manera asimétrica sus diferentes fases deformativas desde alto grado (milonitas) al oeste, cerca de la falla principal, hasta sistemas de cizalla cataclástica más al occidente. La deformación es definida por rocas de la serie cataclasita con protolitos cuarzofeldespáticos asociados al Neis de Bucaramanga, cartografiadas en la Plancha 55 El Banco, con composición mineralógica que comprende ortoclasa, microclina, cuarzo, plagioclasa, biotita, epidota, apatito, esfena y minerales opacos. La cataclasis se demuestra por la acumulación de deformación intracrystalina combinada con reducción en el tamaño de grano, donde las microestructuras que presentan los minerales registran la deformación a la que ha sido expuesta la roca y sugieren flujo cataclástico en sitios de dislocación tangencial por la generación y distribución de arreglos ortogonales de fracturas, además de microfracturas intragranulares, transgranulares y circungranulares, cizallas *Riedel*, estructuras de tipo extensional y microfallas.

Palabras clave

Sistema de Fallas de Bucaramanga, rocas de falla, cataclasitas, deformación frágil.

ABSTRACT

The Ocaña-Curumani relief of the Bucaramanga Fault System is distributed asymmetrically through different deformative phases: high degree (mylonites) near the main fault; shear cataclastic systems to the west. The deformation is defined by a cataclastic series of rocks with quartzfeldspathic protoliths associated with the Bucaramanga Gneiss (mapped in sheet 55 El Banco) with a mineralogical composition that includes orthoclase, microcline and plagioclase feldspars, quartz biotite epidote apatite sphene and opaque minerals. The cataclastic texture is demonstrated by the accumulation of combined intracrystalline deformation along with grain size reduction where the microstructures that display the minerals register the deformation to which the rock has been exposed. This suggests cataclastic flow in sites of tangential breakup by the generation and distribution of orthogonal adjustments of fractures, in addition to intragranular, transgranular and circumgranular microfractures, Riedel shears, extensional structures and microfaults.

Key words

Bucaramanga Fault System, fault rocks, cataclasites, brittle deformation.

Artículo recibido el 24 de noviembre de 2008. Aprobado el 16 de diciembre de 2008.

¹ macuellar@ingeominas.gov.co INGEOMINAS, Colombia.

² jlopez@ingeominas.gov.co INGEOMINAS, Colombia.

Introducción

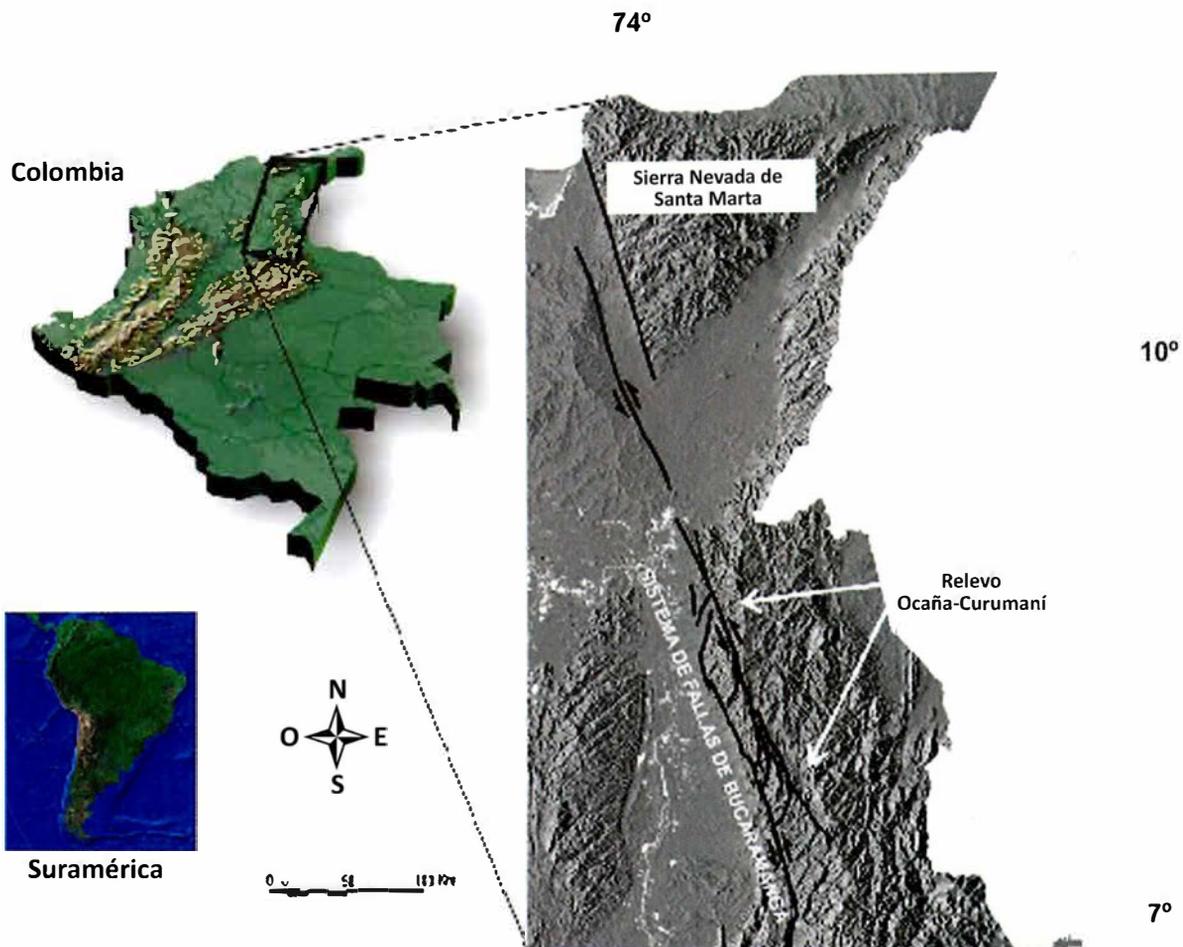
El Instituto Colombiano de Geología y Minería y la Universidad Industrial de Santander (2006) presentan la cartografía de la Plancha 55 El Banco, en la que se plantea un modelo estructural basado en consideraciones de campo y observaciones particulares de secciones delgadas de muestras de las unidades aflorantes. En este modelo resaltan dos puntos esenciales: el primero se relaciona con la caracterización de la zona de deformación del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), en el relevo Ocaña-Curumaní; en el segundo, en que la zona de daño, de aproximadamente 5 km de ancho, limita las fases deformativas asociadas a la exhumación de rocas de la unidad litoestratigráfica Neis de Bucaramanga, a manera de lomos de presión dentro de rocas miloníticas relacionadas con la Formación La Virgen. A partir de esta zona, hacia el oriente, se definieron estructuras graduales que se caracterizan por un mayor espaciamiento de las foliaciones y la transición a fracturas y pliegues con una longitud de onda de decenas de centímetros hasta metros.

En este trabajo se realizó el recorrido sistemático del terreno aprovechando los cortes de los drenajes principales y algunos carretables, a escala 1:25.000, con el fin de obtener los datos litológicos y estructurales, diferenciar unidades geológicas cartografiables y coleccionar muestras de mano orientadas. De igual manera, se realizaron análisis mesoestructurales, microestructurales y cinemáticos de las rocas de falla, con el fin de caracterizar eventos tectónicos superpuestos con base en las condiciones de deformación involucradas, los sentidos de cizalla registrados y su compatibilidad cinemática y las relaciones de superposición presentes. Las condiciones de deformación fueron establecidas teniendo en cuenta la microestructura de los cristales de cuarzo, feldespatos y micas, las fases mineralógicas neoformadas y los sistemas de deslizamiento intracristalino activos (Tullis et ál., 1982; Knipe, 1989; Passchier & Trouw, 1996, 2005).

Antecedentes

En Colombia, son pocos los trabajos realizados con el fin de describir las rocas de falla y su relación con las fases deformativas. Para el sector afectado por el relevo Ocaña-Curumaní del SFB (figura 1), se ha reportado la presencia de rocas de falla (INGEOMINAS-UIS, 2006) y se han descrito las características de estas y su significado estructural (Cuéllar, 2007).

Las fallas están marcadas generalmente por el desarrollo de una variedad de tectonitas macro a microscópicas denominadas rocas de falla, caracterizadas por la reducción del tamaño de grano debida a procesos tectónicos. Muchos trabajos establecen que estas rocas pueden ser subdivididas en dos grupos o series: cataclasitas y milonitas (Spray, 1969; Sibson, 1977; Wise et ál., 1984). La serie cataclástica se origina en condiciones frágiles, típicas de la corteza superior (deformación por ruptura), en la zona sismogénica (Swanson, 1992). El principal criterio usado para la distinción entre cataclasitas y milonitas es la presencia de una foliación o estructura de flujo *fluxion structure* (Higgins, 1971), que refleja una fábrica cristalina preferencial en las últimas. Sin embargo, este criterio no es totalmente uniforme, dado que existen en la literatura casos reportados de cataclasitas foliadas a escalas microscópicas (Chester et ál., 1985). Algunas investigaciones han mostrado que las zonas de falla frágiles están conformadas por varios tipos de rocas (Higgins, 1971; Sibson, 1977) que, según Davis & Reynolds (1996), pueden clasificarse como incohesivas (brechas y gouge de falla) y cohesivas (cataclasitas y pseudotaquilas). Geológicamente, el fallamiento frágil está acompañado de actividad hidrotermal (Higgins, 1971; Wise et ál., 1984), y dado que las rocas de falla frágiles comúnmente muestran zonas de neomineralización y de alteración (Passchier & Trouw, 1996, 2005), destacan la importancia en el conocimiento de estas áreas como distribuidoras y hospedantes de mineralizaciones o modificadores de los cuerpos de mena (Killick, 2003).



► Figura 1. Mapa de localización del relevo Ocaña-Curumani.

Marco geológico

De acuerdo con INGEOMINAS-UIS (2006), las unidades litoestratigráficas identificadas en la zona de estudio presentan edades desde el Proterozoico Superior hasta el Cuaternario, y están constituidas por rocas metamórficas, volcanoclásticas, ígneas y sedimentarias con algunas discontinuidades regionales y depósitos fluvio-lacustres. Las rocas de edad Precámbrico, asociadas al Neis de Bucaramanga (Ward et ál., 1973), incluyen neises de alto grado metamórfico que se distribuyen entre los municipios de Pailitas y Curumani. El Paleozoico Inferior, representado por la Formación La Virgen (INGEOMINAS-UIS, 2006), está caracterizado por rocas metasedimentarias que afloran hacia la parte central del área de estudio. El Jurásico está relacionado con la Unidad Volcanoclástica de Noreán (Clavijo,

1994), representada por una sucesión volcánica y volcanosedimentaria de tobas y lavas de composición riolítica, dacítica y riodacítica que cubren la parte nororiental y suroccidental de la zona. El Jurásico Superior se encuentra expresado por la unidad denominada, informalmente, Granitoides de San Lucas, caracterizada por intrusiones de tipo ácido a intermedio, acompañadas por episodios tardíos de inyecciones dacíticas, riodacíticas y riolíticas. El Cretácico Temprano, asociado a la Formación Río Negro (Julivert, 1968), de edad Aptiano Inferior a Barremiano-Neocomiano, está representado por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas en la región oriental y norte del área. El Cretácico Superior está relacionado con el Grupo Cogollo (Miller, 1960), que consta de calizas biomicríticas y micríticas con abundante contenido de conchas



► Figura 2. Afloramiento en la margen sur de la quebrada La Raya. Desplazamiento centimétrico del bandeamiento macroscópico de la unidad litoestratigráfica Neis de Bucaramanga.

de bivalvos, serpúlidos y lamelibranquios aflorantes en la parte nororiental. Depósitos Cuaternarios clasificados por su dinámica fluvial y de acumulación, se agrupan en abanicos aluviales y terrazas, llanuras de inundación y depósitos de canal, de espesores y composiciones variables, que afloran en la parte noroccidental de la zona.

Petrografía

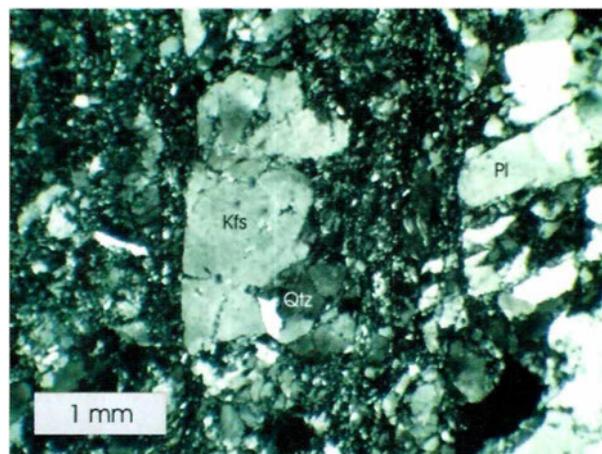
La unidad litoestratigráfica Neis de Bucaramanga (Ward et ál., 1973) registra evidencias de deformación frágil relacionadas con la actividad tectónica del relevo Ocaña-Curumaní del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB). Macroscópicamente, la unidad presenta bandeamiento por sectores y sobreimposición de sistemas frágiles menores con desplazamientos centimétricos (figura 2). En general, la composición mineralógica comprende feldespato potásico (ortoclasa y microclina), cuarzo, plagioclasa, biotita, epidota, apatito, esfena, y opacos. En la escala de afloramiento, presenta diques de composición félsica y máfica en menor proporción, con espesores de 3 a 15 cm, al igual que venas félsicas extensionales.

Características petrográficas y mecanismos de deformación

La zona de cataclasitas presenta un ancho discontinuo aproximado de 5 a 15 m en afloramiento, y

se caracteriza por incluir un material con aspecto brechoide, en el que se observan porfiroclastos de feldespato de forma *augen*, incluidos en una textura de flujo. Microscópicamente, las cataclasitas constan de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo y, en menor proporción, epidota, magnetita, clorita y biotita, dispersos en una matriz cuarzofeldespática con tamaño de grano fino a muy fino (figura 3).

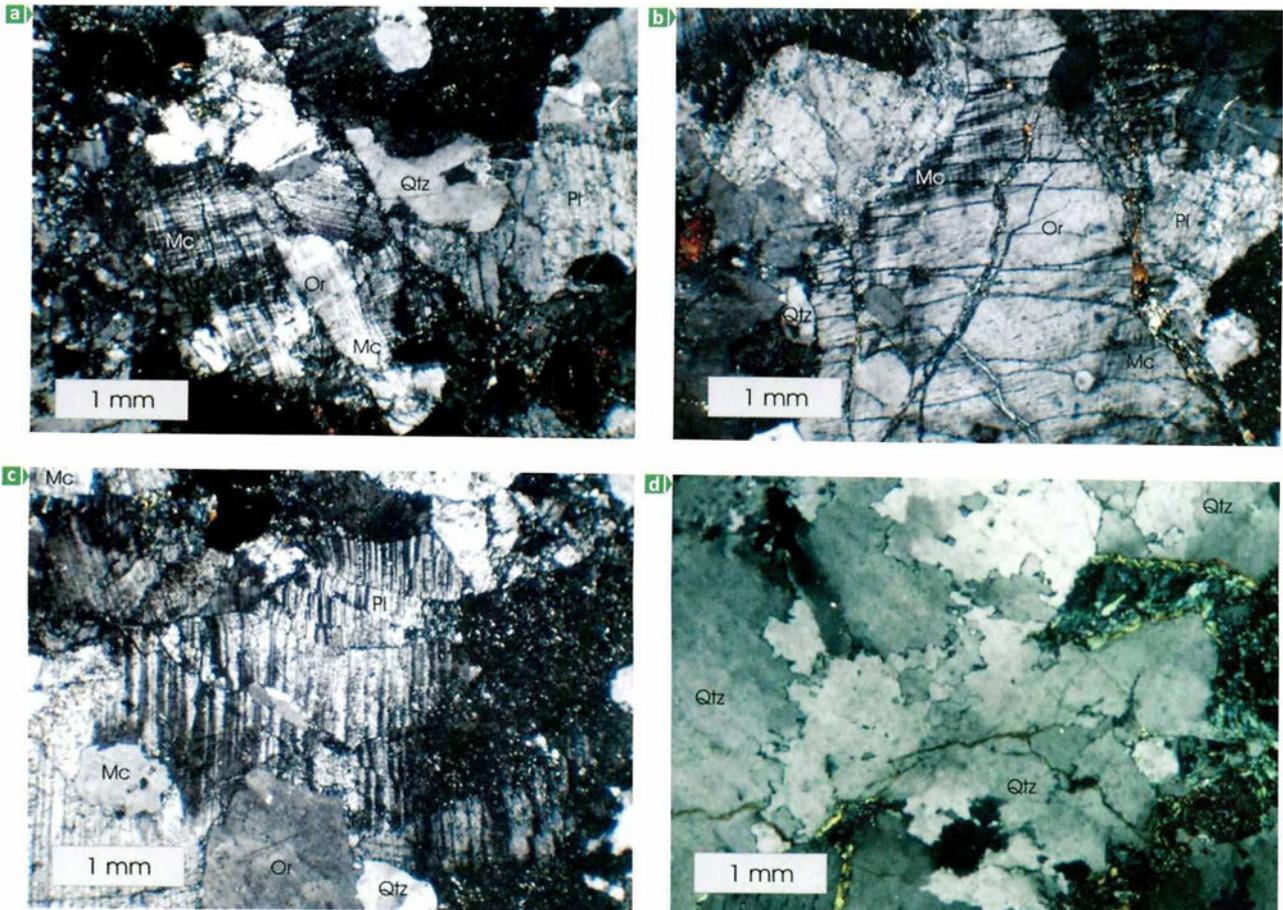
Los feldespatos pueden encontrarse como cristales relictos o neoblastos. Los cristales relictos corresponden a plagioclasa y feldespato potásico, fracturados y recristalizados en asociación con cuarzo



► Figura 3. Cataclasita constituida por porfiroclastos de cuarzo (Qtz), feldespato (Kfs) y plagioclasa (Pl), dispersos en una matriz cuarzofeldespática con tamaño de grano fino a muy fino. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201083 H↑T→.

(figura 4b), los cuales se identifican como ortoclasa (no maclada), con tamaño de grano grueso a fino (menor a 8 mm), contactos interlobulados, extinción ondulante, alto fracturamiento, y texturas de desmezcla (pertitas) y de inversión a microclina (figura 4a); la microclina (maclada), con tamaño de grano variable de medio a muy fino (menor a 3 mm), presenta maclas deformadas, dobladas y *kinking*. La plagioclasa (oligoclasa y andesina) se observa maclada siguiendo la ley de la albita, albita-carlsbad, carlsbad y periclina, alterada a sericita, tamaño de grano variable de medio a muy fino (menor a 3 mm), cristales fracturados, maclas dobladas, *kinking* y maclas de deformación (figura 4c).

El cuarzo se presenta en agregados policristalinos monominerálicos con tamaño de grano medio a muy fino (menor a 3 mm), con bordes interlobulados, recristalización por migración de borde de grano (figura 4d), desarrollo de subgranos, pinado (*pinning*), extinción ondulante y lamellas de deformación (figura 5a). De igual manera, se presentan fracturados por sectores, y como agregados monominerálicos recristalizados en los bordes de los feldespatos a manera de textura manto-núcleo. La biotita se observa en agregados policristalinos poliminerálicos, con tamaño de grano medio a fino, evidencias de deformación (cristales doblados y *kinking*); en algunos casos está totalmente alterada



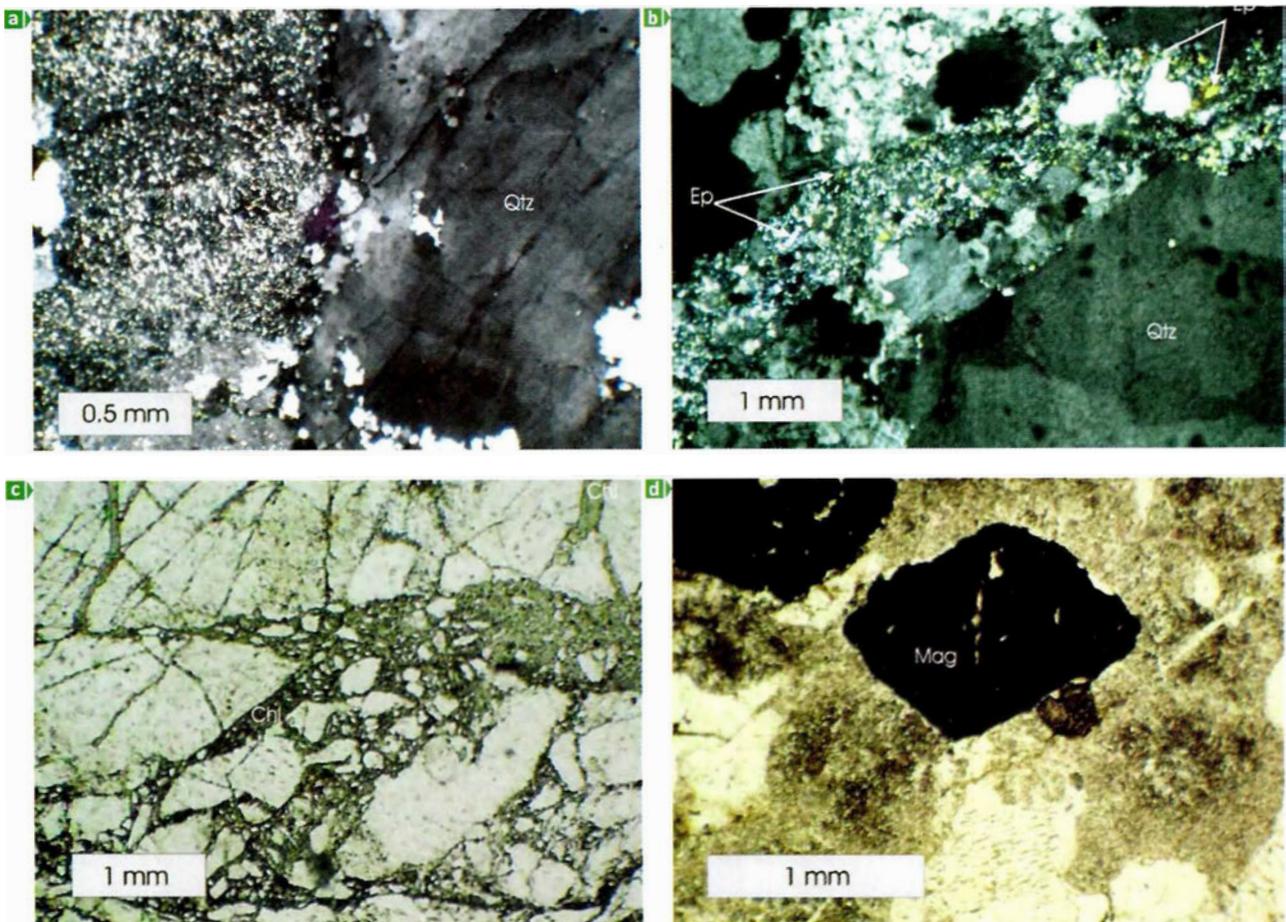
► Figura 4. a. Ortoclasa (Or) con texturas de inversión a microclina (Mc). Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201074 H←B↑. b. Microclina (Mc) como producto de inversión de ortoclasa (Or). Se presenta *kinking* y fracturamiento en el feldespato potásico y la plagioclasa y recristalización de cuarzo. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201074 B→. c. Plagioclasa (Pl) con fracturamiento, “*kinking*” y maclas de deformación. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201074 H←B↑. d. Cristales de cuarzo (Qtz) con bordes interlobulados y evidencias de deformación dinámica caracterizada por recristalización por migración de borde de grano. Luz polarizada cruzada.

a clorita. Es común observarla asociada a epidota y opacos. Así mismo, se presenta como un mineral neocristalizado con tamaño de grano muy fino, en agregados cristalinos asociados a venas de pseudotaquilita (Cuéllar, 2007; López et ál., 2008). El apatito se presenta como cristales aislados euhedrales a anhedrales con formas redondeadas, asociados a biotita-clorita y opacos (magnetita). La epidota se presenta diseminada en la roca asociada principalmente a minerales opacos (magnetita) y biotita-clorita, rellenando venas, que sugieren temperaturas de fusión por encima de la temperatura de la epidota. De acuerdo con Takagi et ál. (2000), las venas de la epidota sugieren actividad de fluidos durante la deformación (figura 5b). La clorita se observa como

producto de desvitrificación de la pseudotaquilita (figura 5c). La magnetita se presenta como cristales aislados con desarrollo de lamellas de deformación, y se asocia a epidota, clorita y biotita (figura 5d). Además, es común observar esfena, rutilo y circón como minerales accesorios.

Microestructuras

La cataclasis se encuentra evidenciada por la generación y distribución de arreglos ortogonales de fracturas y microfracturas intragranulares, transgranulares y circungranulares (Blenkinsop, 2000), las cuales pueden presentar desplazamiento que originan microfallas que producen la fragmentación de los cristales.



► **Figura 5.** a. Cuarzo (Qtz) con recrystalización por migración de borde de grano, desarrollo de subgranos, pinado (*pinning*), extinción ondulante y lamellas de deformación. Luz polarizada cruzada. 1201076 T. b. Venas de epidota (Ep). Luz polarizada cruzada. c. Clorita (Chl) como producto de alteración de pseudotaquilita. Luz polarizada plana. 1201074 B→. d. Magnetita (Mag) con desarrollo de lamellas de deformación. Luz polarizada plana. 1201070 T.

Las *microfracturas intragranulares*, esencialmente debidas a mecanismos de deformación que obedecen a choques y defectos de los cristales (dislocaciones y clivajes pre y sindeformacionales), son inducidas por microfallas (Blenkinsop, 2000), las cuales afectan los cristales de feldespato y cuarzo en menor grado. Para las muestras analizadas, es común encontrar estas microfracturas realzadas por alteración de los feldespatos (figura 6a) o generando diferenciación y desplazamiento de bloques similares a estructuras en dominó (figura 6b), debido a la acción de cizalla no coaxial (figura 6c).

Las *microfracturas transgranulares*, donde los mecanismos de deformación obedecen a inducción por microfallas y por defectos (Blenkinsop, 2000), en las muestras analizadas se observa que afectan la unidad Neis de Bucaramanga casi en su totalidad y están asociadas comúnmente a microfracturas de extensión (figura 6d), relacionadas con cizalla.

Las *microfracturas circungranulares*, donde los mecanismos de deformación obedecen a defectos preexistentes y contactos intergranulares (Blenkinsop, 2000), afectan la unidad Neis de Bucaramanga y están asociadas comúnmente a microfracturas de extensión (figura 6e), en las que es común observar una reducción en el tamaño de grano.

Estos tipos de mecanismos de deformación, con el aumento progresivo del esfuerzo que actúa sobre los cristales, es el responsable de la reducción en el tamaño de grano de las cataclasitas, dando origen a fragmentación de cristales y texturas tipo mortero (figura 6f) a partir de fracturas de tipo extensional y cizallas *riedel* (figura 7a).

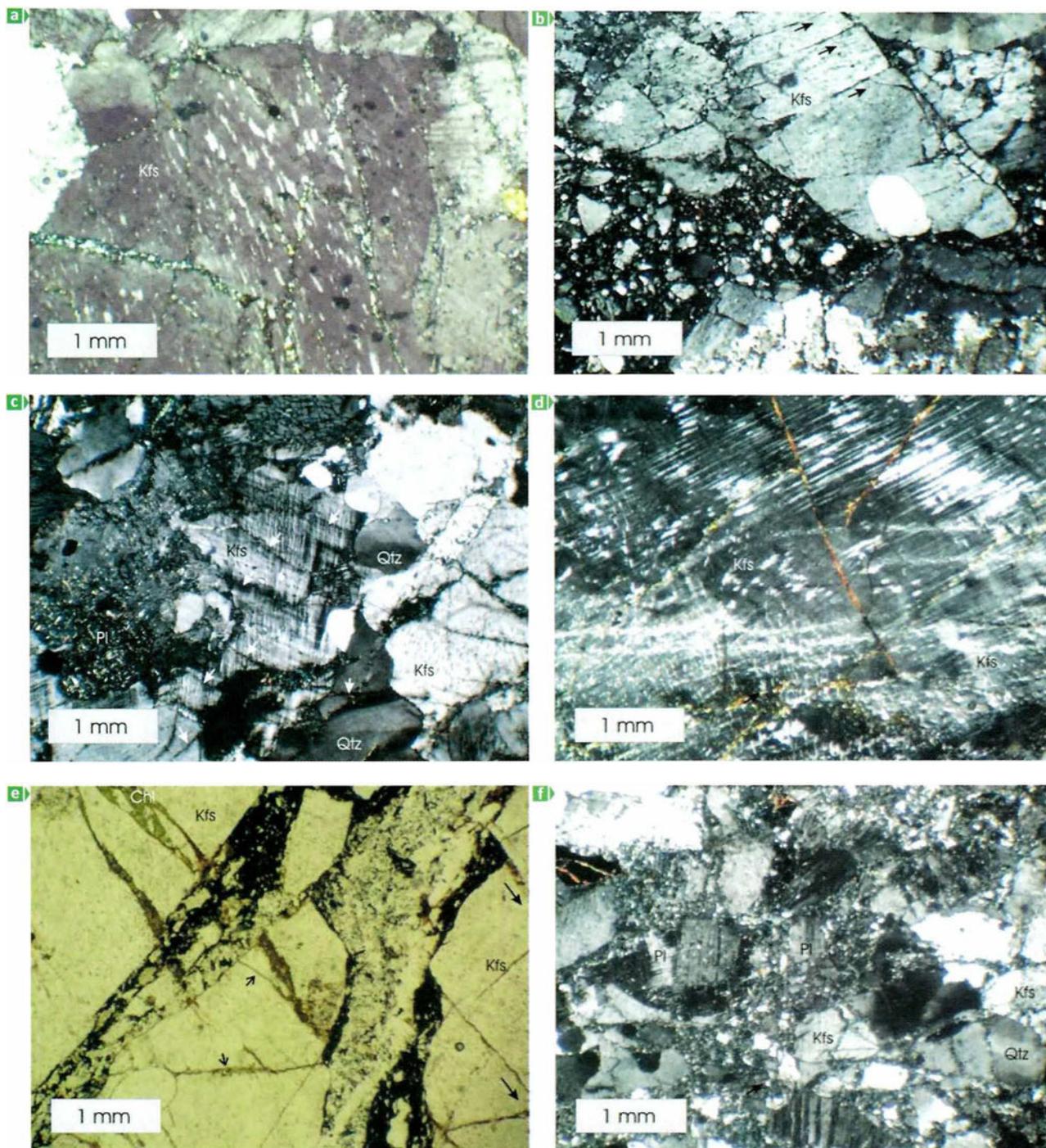
Además de las microfracturas analizadas, la fábrica interna de las cataclasitas contiene microestructuras usadas para determinar sentidos de cizalla, las cuales corresponden a conjuntos de fracturas subsidiarias con distinta orientación y sentido de movimiento, subdivididas en cizallas tipo *Riedel* como: R, R', P y Y (figura 7a), y permiten inferir una orientación del sentido de cizalla de las zonas de deformación frágil. La cinemática sinextral se establece por la deflexión de cizallas antiguas y de las foliaciones (S) en cataclasitas o gouge de falla.

También es común observar estructuras tipo extensional (figura 7b), asociadas a fallas en las que existen arreglos paralelos de defectos *en-écheleon*, aprovechados para la neomineralización.

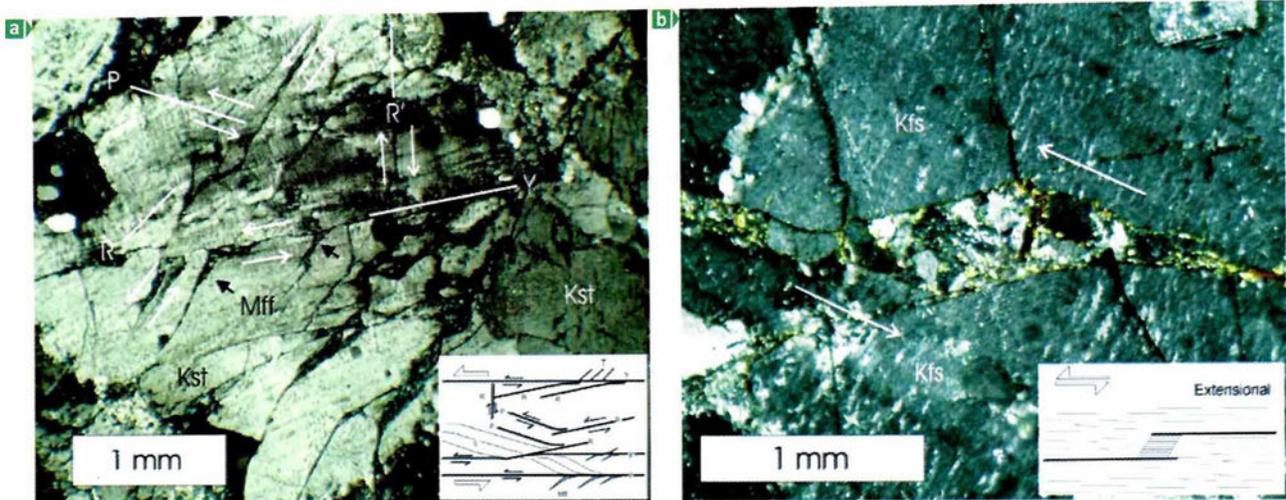
Las microfallas están relacionadas con el desplazamiento de venas, límites de grano, fragmentos de cristales (figura 8a), y la presencia de fragmentos de cristales deformados por flujo cataclástico embebidos en cemento precipitado (figura 8b). Los fragmentos cristalinos de cuarzo y feldespato presentan formas angulares, pobremente seleccionados, y varían en tamaño de grano desde micras hasta grueso en algunos casos. Se observan texturas en rompecabezas (figura 8c) y texturas en la que los fragmentos cristalinos se encuentran embebidos en la matriz, aislados (figura 8d). Las bandas de deformación observadas a escala de granos (figura 8e) se relacionan con mecanismos que obedecen a defectos en los cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (ortoclasa), como dislocaciones, bandas *kink*, lamellas de deformación y microfracturas plásticas mal unidas.

Discusión

La microestructura analizada para las rocas de la unidad litoestratigráfica Neis de Bucaramanga se caracteriza por acumulación en la deformación intracristalina combinada con procesos de reducción en el tamaño de grano. En general, las microestructuras desarrolladas en los minerales estudiados registran la deformación a la que ha sido expuesta esta unidad y sugieren como mecanismo generador la ocurrencia de flujo cataclástico en sitios de dislocación tangencial asociada a deformación frágil, similar a la encontrada para otros lugares (Tullis & Yund, 1985; Pryer, 1993). El desarrollo de subgranos en bloques en cuarzo, recristalización por migración de límite de grano, recristalización de borde de grano, y reducción en el tamaño de los cristales de cuarzo, sugiere la ocurrencia de abrasión durante el fallamiento, lo que concuerda con lo encontrado por Pryer (1993). Microfracturas debidas a transcurrencia (transpresión) y extensión sugieren una orientación del tensor de esfuer-



► **Figura 6.** a. Feldespato potásico (Kfs) con desarrollo de microfracturas intragranulares. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201083 H \uparrow T \rightarrow . b. Feldespato potásico con desarrollo de bloques similares a estructuras en dominó. Las flechas indican los desplazamientos de los bloques de feldespato potásico. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201076 T. c. Cristales de feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qtz), con desarrollo de microfracturas de cizalla intragranular (flechas blancas). Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201074 H \leftarrow B \uparrow . d. Feldespato potásico con desarrollo de microfracturas transgranulares. Luz polarizada cruzada. e. Microfracturas de extensión donde se aprecia reducción del tamaño de grano. Las flechas de mayor longitud representan el movimiento del bloque de feldespato potásico (Kfs) que da origen a las fracturas de extensión. Las flechas de menor extensión muestran límites de grano generados por fracturas circungranulares, en algunos casos rellenas por clorita (Chl). Luz polarizada plana. f. Microfotografía que muestra deformación frágil de feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qtz), con desarrollo de textura tipo mortero. Luz polarizada cruzada.



► **Figura 7.** a. Cizallas tipo riedel y extensionales en feldespato potásico (Kfs). Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201076 T. Recuadro cizallas tipo *Riedel* (cizallas R, R', P, Y y T). Mff- microfracturas. Fuente: Tomado de Passchier and Trouw (1995). b. Desarrollo de estructuras tipo extensional. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201070 T.

zos en ángulos menores de 45° con respecto al plano de cizalla principal, mientras que la presencia de extinción ondulante y lamellas de deformación en cuarzo manifiestan la presencia de recristalización dinámica, lo que concuerda con lo encontrado por Shelley (1993) y Passchier & Trouw (1996, 2005).

Las pertitas en flama con formas elipsoidales, encontradas en los feldespatos potásicos, se presentan orientadas de manera paralela a subparalela a la dirección de aplastamiento, formando parte de cristales rotados por efectos de la deformación cataclástica. Estas pertitas, correspondientes a texturas debidas a desmezcla, formadas durante el rápido enfriamiento del feldespato potásico (ortoclasa) de alta temperatura (Spry, 1969; Bard, 1985; Barker, 1994), aprovechan para su emplazamiento sitios de deformación intracristalina (Pryer, 1993; Pryer & Robin, 1995; Passchier y Trouw, 1996; 2005) y vacíos dejados por esfuerzos menores que los requeridos para que los feldespatos se deformen de forma frágil (Pryer & Robin, 1995; Passchier & Trouw, 2005). Además de las pertitas en flama descritas, es común observar otros tipos de pertitas con formas interpenetradas, en manchas, tablero y vara, las cuales evidencian un protolito ígneo para

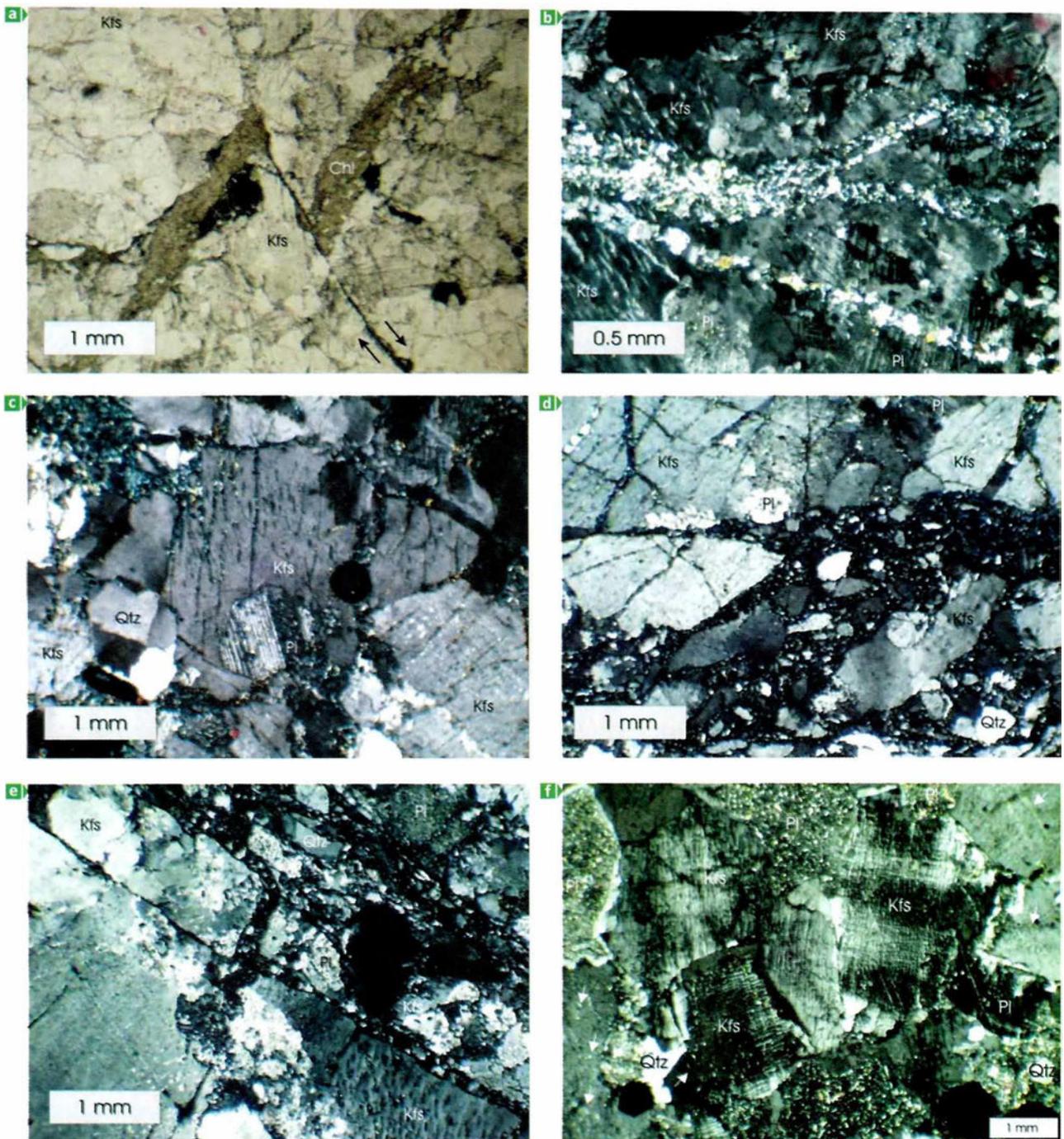
los feldespatos junto con las microclinas producidas a partir de la inversión de la ortoclasa.

Las microestructuras analizadas para los feldespatos sugieren recristalización de borde de grano que genera estructuras de tipo núcleo y manto, mientras que el desarrollo de bordes aserrados, *microkinking* y microfracturamiento, maclas dobladas, maclas de deformación, y la desmezcla de feldespato potásico (ortoclasa) sugieren temperaturas inferiores a 450°C , por debajo del rango de deformación frágil del feldespato de acuerdo con lo reportado por Pryer (1993).

Conclusiones

Las rocas de la serie cataclasita asociadas a la unidad litoestratigráfica Neis de Bucaramanga se caracterizan por:

1. Se desarrollan en protolitos cuarzofeldespáticos del Neis de Bucaramanga.
2. Microscópicamente, consiste en profiroclastos de feldespato, plagioclasa y cuarzo, epidota, magnetita, clorita y biotita, dispersos en una matriz cuarzofeldespática con tamaño de grano fino a muy fino.
3. La generación y distribución de los arreglos ortogonales de las fracturas y microfracturas in-



► **Figura 8.** a. Microfallamiento dextral de una vena de clorita (Chl). Luz polarizada paralela. Muestra IGM 1201074 H←B↑. b. Fragmentos de cristales deformados por cataclasis embebidos en un cemento precipitado. Luz polarizada cruzada. Kfs: Feldespato potásico; Pl: Plagioclasa. c. Desarrollo de texturas tipo rompecabezas en cristales de cuarzo (Qtz), feldespato (Kfs) y plagioclasa (Pl). Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201076 T. d. Flujo cataclástico. Fragmentos cristalinos de feldespato, cuarzo y plagioclasa embebidos en una matriz. Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201074 B→. e. Desarrollo de bandas de deformación cristalina en feldespato potásico (Kfs) y cuarzo (Qtz). Luz polarizada cruzada. Muestra IGM 1201076 H↑T→. f. Desarrollo de pertitas en flama elipsoidales, feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Pl). Qtz: Cuarzo. Luz polarizada cruzada.

trgranulares, transgranulares y circungranulares (Blenkinsop, 2000) dan origen a microfallas que producen fragmentación en los cristales.

4. Hospedan pseudotaquilitas emplazadas por inyección aprovechando microfracturas y microfallas.
5. Confirman que la cinemática dominante para el SBF es sinextral.

Referencias bibliográficas

- Bard, J. P. (1985). *Microtexturas de rocas ígneas y metamórficas*. Masson S.A.
- Barker, A. J. (1994). *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. Oxford: Blackie Academic and Professional.
- Blenkinsop, T. (2000). *Deformation microstructures and mechanism in mineral and rocks*. Norwel, USA: Kluwer Academic Publishers.
- Chester, F. M., Friedman, M. & Logan, J. M. (1985). Foliated cataclases. *Tectonophysics*, 111, 139-146.
- Clavijo, J. (1994). Mapa geológico de la Plancha 75, Aguachica. En proceso de publicación. Bucaramanga: INGEOMINAS.
- Cuéllar, M. A. (2007). *Análisis estructural del segmento sur de la traza de la Falla Santa Marta-Bucaramanga (FSMB), municipios de Pailitas y Curumaní Departamento del Cesar*. Tesis de Maestría. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.
- Davis, G. H. & Reynolds, S. J. (1996). *Structural geology of rocks and regions*. New York: Wiley & Sons.
- Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to petrogenesis*. New Jersey: Prentice Hall.
- Higgins, M. W. (1971). Cataclastic rocks. *Geological Survey Professional Paper*, 687.
- INGEOMINAS-UIS. (2005). *Compilación y levantamiento de la información cartográfica, geológica, geoquímica y geofísica de la Serranía de San Lucas*. Acuerdo Específico 004, complementario al Convenio Marco de Cooperación 005 de 2005. Bogotá: INGEOMINAS.
- INGEOMINAS-UIS. (2006). Mapa Geológico de la Plancha 55. El Banco. Bogotá: INGEOMINAS.
- Julivert, M. (1968). Lexique stratigraphique international Amerique Latine, Colombie (premiere partie). Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.
- Killick, A. M. (2003). Fault rock classification: An aid to structural interpretation in mine and exploration geology. *South African Journal of Geology*, 106, 395-402.
- Knipe, R. J. (1989). Deformation mechanism recognition from natural tectonics. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 81-92.
- López, J. A., Cuéllar, M. A., Osorio, J. A., Bernal, L. E., & Cortés, E. (2008). Pseudotaquilitas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del municipio de Pailitas, departamento del Cesar, Colombia. *Boletín de Geología*. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander.
- Miller, J. B. (1960). Directrices tectónicas en la Sierra de Perijá y partes adyacentes de Venezuela y Colombia. *Bol. Geol. Minist. Min. Hidroc.*, publ. esp. n.º 3. 3er Congr. Geol. Venezuela, *Memoria*. Tomo 2. Caracas, pp. 685-718.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. (1996). *Microtectonics*. Berlín: Springer-Verlag.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. 2nd edition. Berlín: Springer-Verlag.
- Pryer, L. L. (1993). Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, 15, 21-36.

Agradecimientos

Los autores manifiestan sus más sinceros agradecimientos a INGEOMINAS, en especial al Proyecto G1-05 Modelo Geológico Integral y Potencial de Recursos en el Territorio Colombiano, por el apoyo económico y logístico del mismo, y a la geóloga Elizabeth Cortés de INGEOMINAS por el apoyo técnico. ■

- Pryer, L. L. & Robin, P. Y. F. (1995). Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of the flame perthite. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 645-658.
- Shelley, D. (1993). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Londres: Chapman and Hall.
- Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, 133, 191-213.
- Spry, A. (1969). *Metamorphic textures*. Oxford: Pergamon Press.
- Swanson, M. T. (1992). Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte generation. *Tectonophysics*, 204, 223-242.
- Takagi, H., Goto, K. & Shigematsu, N. (2000). Ultramylonite bands derived from cataclasite and pseudotachylyte in granites, northeast Japan. *Journal of Structural Geology*, 22, 1325-1339.
- Tullis, R. J., Snoke, A. W. & Todd, V. R. (1982). Penrose conference report. Significance and Petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, 10(5), 227-230.
- Tullis, J. & Yund, R. A. (1985). Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13, 238-241.
- Vernon, R. H. (2004). *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., Jaramillo, L. & Vargas, R. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 21(1-3), 1-32.
- Winter, J. D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Londres: Prentice Hall.
- Wise, D. V., Dunn, D. E., Engelder, J. T., Geiser, P. A., Hatcher, R. D., Kish, S. A., Odem, A. L. & Scharnel, S. (1984). Fault related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12, 391-394.

Nivel relativo del mar en la costa pacífica sur de Colombia: variabilidad, tendencias e implicaciones en la dinámica deltaica

RELATIVE SEA LEVEL ON THE SOUTHERN PACIFIC COAST OF COLOMBIA: VARIABILITY, TRENDS AND IMPLICATIONS ON DELTA DYNAMICS

SERGIO A. López¹
HÉCTOR Mora Páez¹
CAMILO A. Monroy²

JUAN D. Restrepo²
JUAN C. Restrepo³
EFRAÍN Rodríguez-Rubio⁴

RESUMEN

De acuerdo con el análisis de la serie del nivel relativo del mar (NRM) de Tumaco entre 1953 y 2006, las anomalías positivas del NRM muestran una buena coherencia con la curva del Índice de Oscilación del Sur (IOS) en el periodo de 54 años. Las variaciones en el IOS explican 61% de la variabilidad estacional en el nivel del agua ($r^2 = 0,61$, $p < 0,05$); los picos de mayor anomalía ocurrieron en los años El Niño de 1982-1983 y 1997-1998, alcanzando hasta 30 cm por encima de los promedios mensuales interanuales. También se estimó la tasa general de descenso del NRM en 0,60 mm año, y se identificaron dos subgrupos de datos con altas tasas de cambio y tendencias diferentes: el primero entre 1953 y 1979, con descenso de 4,7 mm año⁻¹; el segundo, de ascenso, entre 1984 y 2006, con 4,7 mm año⁻¹. El punto de quiebre de la serie coincide con ocurrencia del terremoto de Tumaco de 1979 ($M_w = 8,2$), por lo que este cambio en la tendencia del NRM se explicó mediante el modelo teórico de dislocación para la acumulación y liberación de la deformación en zonas de subducción. Las variaciones en la curva de diferencias integrales (CDI) para la serie del caudal del río Mira 1981-2002 sugieren el paso de un incremento de la humedad en la cuenca fluvial (1981-1987) a otro que corresponde a una disminución en la capacidad hidrológica (1988-2002). La dinámica reciente del delta mostró un proceso continuo de progradación entre 1958 y 1987. Después del sismo de 1979, el ascenso del nivel relativo del mar, los eventos El Niño de 1982 y 1983, y la inflexión de la curva de aporte fluvial pueden explicar el cambio a una fase de erosión marina lenta en el frente deltaico.

Palabras clave

Nivel del mar, delta del Mira, deformación, subducción, morfodinámica.

ABSTRACT

According to the relative sea level (RSL) data series from Tumaco 1953-2006, the positive sea-level anomalies show a good coherence with the Southern Oscillation Index (SOI). The variability of the SOI explains 61% of the seasonal variability in the water level data ($r^2 = 0.61$, $p < 0.05$). Maximum peaks appear in the 1982-1983 and 1997-1998 El Niño years, which were approximately 30 cm above the interannual monthly mean. The long term sea-level trend was decreasing at 0.60 mm/yr. Two subgroups of sea-level data with changing trends were identified: first (1953-1979), a decreasing trend of 4.7 mm/yr; second, an increasing trend rising at a rate of 4.7 mm/yr. The break of the series coincides with the occurrence of the 1979 great Tumaco earthquake ($M_w = 8.2$). That rate of change in the RSL subgroups could be explained through the theoretical dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. Moreover, anomalies in water discharge of the Mira River (1981-2002) show an incrementally higher discharge in the drainage river basin between 1981 and 1987 and a diminishing trend in the discharge between 1988 and 2002. Recent delta dynamics show a continuous progradation proceeding between 1958 and 1987. After the 1979 earthquake, relative sea level rise, the 1982-1983 El Niño events and decreased river input may explain the change to a slow coastal erosion stage at the delta front.

Key words

Sea-level, Mira delta, deformation, subduction, morphodynamics.

Artículo recibido el 19 de diciembre de 2008. Aprobado el 30 de diciembre de 2008.

INGEOMINAS, Proyecto GEORED. Bogotá, Colombia. slopez@ingeominas.gov.co, hmora@ingeominas.gov.co

Universidad EAFIT, Programa de Maestría en Ciencias de la Tierra. Medellín, Colombia. cmonroy@eafit.edu.co, jdrestre@eafit.edu.co

³ Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas, CIOH, Área de Manejo Integrado de Zonas Costeras. Cartagena, Colombia. jrestrepo@dimar.mil.co

⁴ Centro de Control de Contaminación del Pacífico, CCCP, Área de Oceanografía Operacional. Tumaco, Colombia. erodriguez@dimar.mil.co

Introducción

El nivel del mar es una función de la superficie oceánica y está controlado por el volumen de agua de los océanos, el volumen de las cuencas oceánicas y la distribución del agua en los océanos. Otros procesos geológicos, como la deformación de la corteza terrestre y la compactación de los sedimentos, controlan la elevación de las zonas costeras y, por tanto, el nivel del mar. Las diversas causas de la variabilidad en el nivel del mar pueden operar global y localmente en un amplio rango de escalas de tiempo que incluyen días, semanas (mareas, tormentas), periodos estacionales (cambios estéricos, clima), 10^0 – 10^4 años (clima, tectónica) y hasta millones de años (evolución de cuencas oceánicas). En el presente, la tasa de ascenso global del nivel del mar está definida por dos factores fundamentales: la expansión térmica de los océanos por absorción de calor de las aguas superficiales y la transferencia de agua del continente a los océanos (IPCC, 2007 & FitzGerald et ál., 2008).

Desde el punto de vista de la dinámica de los sistemas deltaicos, el aporte fluvial y los cambios en el nivel del mar han sido los procesos de mayor importancia en la morfología, estabilidad y evolución reciente de los deltas modernos en diferentes escalas temporales (10^0 a 10^3 años) (Parker et ál., 2004; Ericson et ál., 2006 & Hori y Saito, 2008, pp. 214-231). Los procesos marinos inciden en el frente deltaico en función de la geometría de la cuenca receptora (espacio disponible), que a su vez depende de la tectónica local, la isostasia, la batimetría de la plataforma continental exterior y la tendencia en el ascenso efectivo del nivel del mar (definido como la combinación de factores –cambio eustático, tasas de depositación fluvial y subsidencia en el delta, y la eventual subsidencia acelerada debida a la extracción de agua e hidrocarburos en el plano deltaico). En los mayores deltas del mundo, la canalización de distributarios, las actividades agrícolas y la explotación subterránea de recursos naturales (con subsidencia asociada) han tenido una incidencia importante en el incremento de las tasas de erosión litoral y en el aumento del nivel del mar. La disminución

de los aportes fluviales, inducida por la retención de los sedimentos en reservorios artificiales aguas arriba y por la desviación del flujo, es la principal variable que ha determinado la elevación efectiva del nivel del mar en casi 70% de los mayores deltas del mundo. Otro 20% experimenta subsidencia acelerada, mientras que solo 12% de estos deltas se caracteriza por presentar variaciones eustáticas en el nivel del mar como el efecto predominante (Ericson et ál., 2006; Syvitski y Saito, 2007; Syvitski, 2008 & Restrepo, 2008).

En costas tectónicas caracterizadas por la convergencia de placas tectónicas y subducción pueden ocurrir grandes diferencias en las tasas de cambio del nivel del mar en regiones próximas entre sí (distancias de 200 km o menores). Más aún, en dichos ambientes, la magnitud de la influencia tectónica puede originar comportamientos que enmascaran la tendencia actual de ascenso global del nivel del mar (Aubrey et ál., 1988; Rodríguez-Rubio y López, 2006; Restrepo y López, 2008 & Andrade, 2008). Aubrey et ál. (1988) asumieron que los datos mareográficos representan los cambios del nivel del mar y registran variaciones en el nivel de la costa, capaces de sobreponerse a los procesos eustáticos o de expansión térmica. Estos autores encontraron, para la margen oeste suramericana, que las series de los mareógrafos poseen una buena correlación con la profundidad de la zona de *Wadati-Benioff* en cada sector. Las altas tasas de levantamiento coinciden con la subducción de cordilleras submarinas (*ridges*) asísmicas; las áreas adyacentes exhiben tasas de levantamiento más bajas, incluso subsidencias donde subduce el piso oceánico normal.

Marco físico y antecedentes

En la región pacífica sur de Colombia, ha ocurrido una combinación única de procesos físicos y ambientes dinámicos:

1. La zona de trinchera del límite convergente Colombia-Ecuador se caracteriza por el desarrollo de un prisma acrecionario con alta sismicidad activa, que se asocia a la existencia de sistemas de cabalgamientos de tipo *megasplays* con alto potencial

tsunamigénico, donde se acumulan esfuerzos elásticos recuperables relacionados con el ciclo sísmico en la estructura de acople de las placas Nazca y Suramericana (Trenkamp et ál., 2002; Collot et ál., 2003 & Moore et ál., 2007).

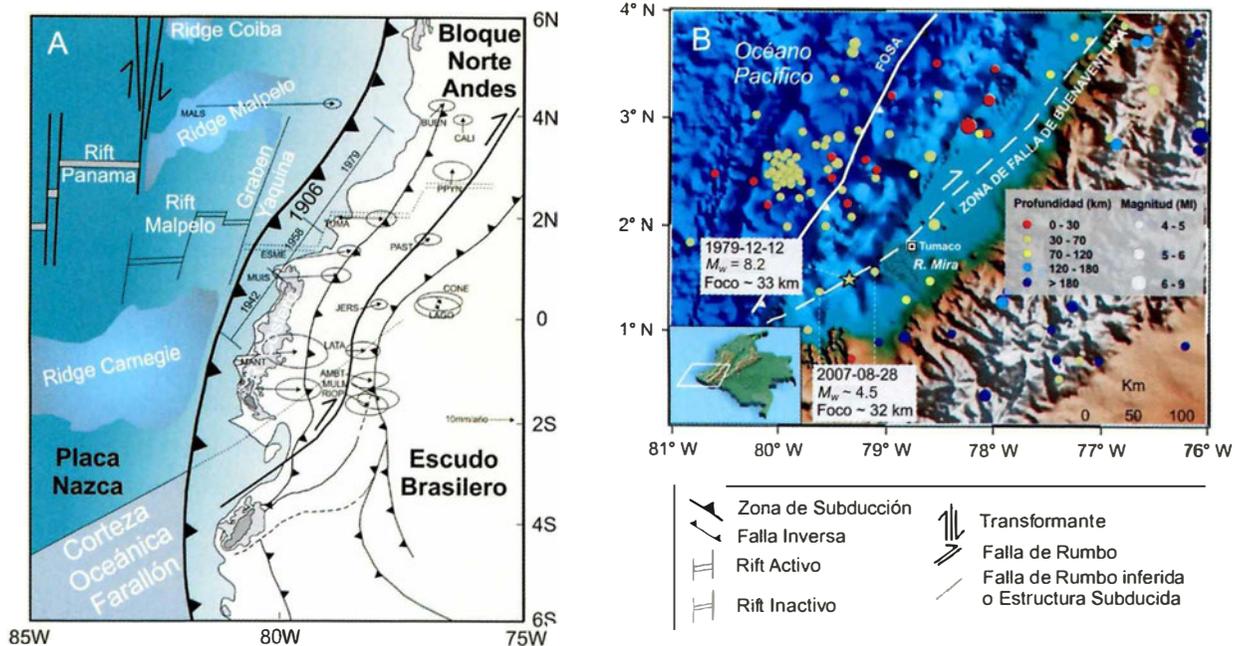
2. Durante el siglo XX, en esta zona ocurrió una secuencia de eventos mayores (1906 = M_w 8,8; 1942 = M_w 7,6; 1958 = M_w 7,7; 1979 = M_w 8,2), interpretada como uno de los mejores ejemplos de modelos de asperidad de ruptura por terremotos (Kanamori y McNally, 1982; Beck y Ruff, 1984; Swenson y Beck, 1996 & White et ál., 2003).

3. La presencia de un delta subaéreo extenso (delta del río Mira), prístino, que ha contrarrestado el alto potencial destructivo de procesos marinos y tectónicos extremos mediante el aporte continuo de grandes cantidades de sedimentos al litoral pacífico (Restrepo y López, 2008 & Restrepo et ál., 2009).

4. La ocurrencia de fuertes manifestaciones oceanográficas asociadas al fenómeno ENOS (El Niño

y la Oscilación del Sur) en el borde oriental del Pacífico, que producen anomalías interanuales en el nivel eustático del mar (Restrepo et ál., 2002, 2009; Restrepo y López, 2008) (figura 1).

En el sector norte del delta del río Mira, en la población costera de Tumaco (Nariño, al sur del litoral pacífico colombiano), se localiza un mareógrafo perteneciente al Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), que ha permitido reconstruir las variaciones del nivel relativo del mar (NRM) durante las últimas cinco décadas. Entre los principales estudios de esta serie de datos se encuentran: Aubrey et ál. (1988), quienes determinaron que la costa de Tumaco se elevó a una tasa de $2,1 \text{ mm año}^{-1}$ (descenso del NRM) en el periodo comprendido entre 1953 y 1968; Andrade (2003, 2008), quien estudió una serie más extensa (1951-2000) y estimó una tendencia lineal de descenso del NRM de $0,80 \text{ mm año}^{-1}$ (descenso acumulado de 4 cm en 50 años), valor cercano al



encontrado por Restrepo y López (2008) para el intervalo 1953-2000 (descenso de $1,14 \text{ mm año}^{-1}$); Rodríguez-Rubio y López (2006), con descenso general del NRM de $0,50 \text{ mm año}^{-1}$ para el mismo periodo 1953-2000 de Restrepo y López (2008). Adicionalmente, Rodríguez-Rubio y López (2006) reportaron un cambio significativo en la tendencia entre 1993 y 2000 a ascenso del NRM en el orden de $5,2 \text{ mm año}^{-1}$, interpretado como la respuesta costera a un periodo postsísmico al evento de 1979, en el que se liberó la deformación elástica almacenada, dando como resultado subsidencia cosísmica (Herd et ál., 1981) y extensión horizontal en los lugares donde se había acumulado un leve levantamiento con acortamiento horizontal (Meyer, com. pers.). Las diferencias en las tasas de cambio del nivel del mar entre los estudios citados, se deben al intervalo temporal considerado en cada caso y a los métodos empleados en los cálculos estadísticos, en la aplicación de filtros, factores de corrección e interpolación numérica del registro faltante.

Objetivos

Con base en los métodos de análisis, contribuciones e interrogantes de Aubrey et ál. (1988), Restrepo et ál. (2002), Andrade (2003, 2008), Pugh (2004), Rodríguez-Rubio y López (2006), y Restrepo y López (2008), entre otros, utilizados para determinar la variabilidad del nivel del mar en el pacífico colombiano a partir de registros mareográficos, el presente artículo tiene como objetivos: identificar las anomalías oceanográficas más representativas de las condiciones El Niño; analizar la relación entre el comportamiento de las tendencias de la serie de tiempo filtrada antes y después del terremoto de Tumaco de 1979, con el modelo general de dislocación para la acumulación y liberación de esfuerzos en zonas de subducción; y estudiar el balance de procesos climáticos, hidrológicos y oceanográficos que interactúan en el delta del río Mira, en el contexto de los cambios observados del NRM y de las descargas fluviales a la zona litoral.

Datos y métodos

La serie de datos horarios 1953-2006 para el mareógrafo de Tumaco ($1^{\circ}50'N-78^{\circ}44'W$) fue obtenida del University of Hawaii Sea Level Center/NOAA (UHSLC, 2005) y del IDEAM (2007). Originalmente, el registro estaba completo en 86%. Los datos faltantes fueron estimados mediante interpolación numérica con ayuda del programa TIDES (Franco, 1992). A partir de dicha información se calculó una serie mensual ponderada y filtrada con el fin de evaluar las anomalías del NRM en la zona litoral del delta del Mira con relación al fenómeno El Niño y la Oscilación del Sur (ENOS). La serie de tiempo del NRM fue promediada y sometida al análisis de regresión lineal simple para determinar tendencias según los procedimientos expresados en Pugh (2004).

Con el fin de establecer la variación morfológica temporal del plano deltaico del Mira, así como de la línea de costa, y establecer tasas preliminares de erosión y acreción, se procesaron imágenes Landsat TM con una resolución de 30 m del Global Land Cover Facility de la Universidad de Maryland para el periodo 1986-2000 (GLCF, 2007). Las imágenes fueron procesadas con el programa ENVI Image 4.3 para obtener mosaicos de color verdadero. Esta combinación permite discriminar aguas poco profundas, aguas turbias, corrientes, batimetría y zonas de depósitos sedimentarios. Sobre las imágenes se definió el límite húmedo-seco mediante el trazo de vectores a partir de la clasificación no supervisada. Se utilizaron fotografías aéreas IGAC del sector de desembocadura principal del delta, correspondientes a 1958 y 1993 a escala 1:40.000 (IGAC, 2007), lo que permitió aumentar el espectro de tiempo sobre el cual se establecieron los cambios en la configuración del delta en las últimas cinco décadas. Para estas fotografías se definió la línea de costa mediante la identificación de la línea húmedo-seca, y se delimitaron las principales geoformas litorales y fluviales. También se documentaron cambios en la línea de costa por medio del análisis de mapas ba-

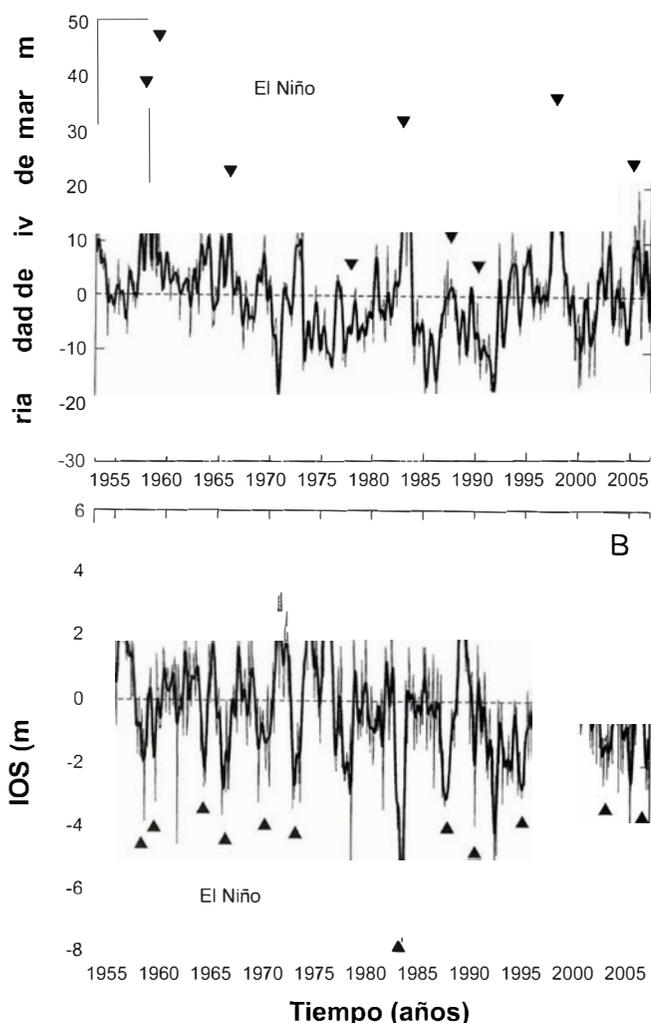
timétricos a escala 1:100.000 y entrevistas con los habitantes del área.

Otras variables fueron consideradas con el propósito de analizar la evolución reciente del sistema deltaico, según el balance de aporte de sedimentos continentales vs. cambios del NRM. Específicamente, se realizaron estimaciones de la hidrología general del río Mira en la estación más próxima al plano deltaico (estación limnigráfica San Juan) con base en los datos diarios del caudal entre los años 1981 y 2002, obtenidos del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM, 2007). Para la construcción de la Curva

de Diferencias Integrales (CDI), se calcularon los valores acumulados de la diferencia entre los promedios mensuales estandarizados y el promedio interanual.

Variabilidad y tendencias del nivel relativo del mar

En Tumaco, las anomalías positivas del NRM muestran una buena coherencia con la curva del Índice de Oscilación del Sur (IOS) en el periodo de 54 años (figura 2). El análisis de regresión entre ambas curvas filtradas arrojó un coeficiente de variación (r^2) = 0,61, significativo en un nivel de

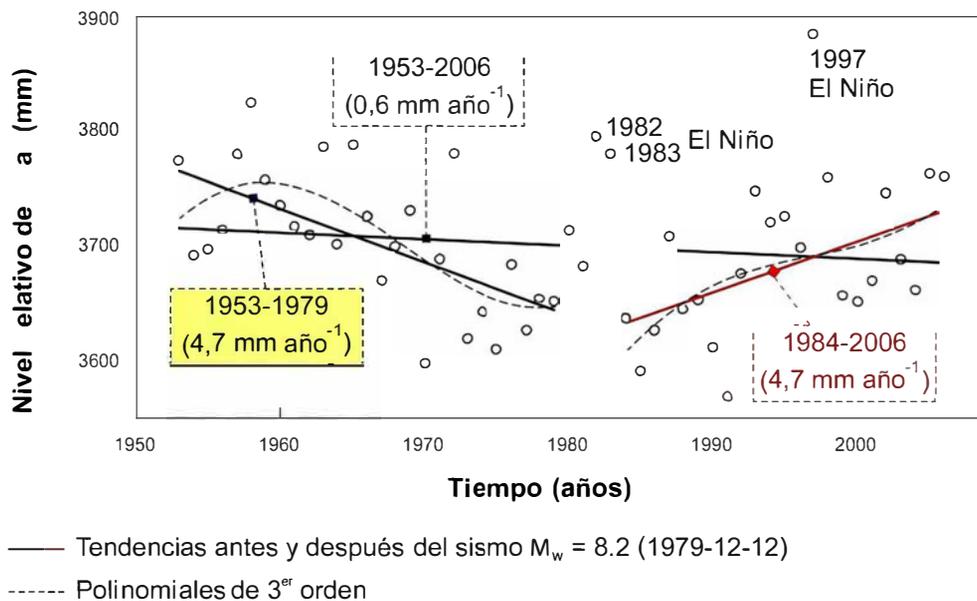


► **Figura 2.** (A) Serie de tiempo 1953-2006 de las anomalías del nivel del mar (cm) para la estación mareográfica de Tumaco (línea delgada), a la cual se le aplicó un filtro de paso bajo Butterworth con fase cero para remover efectos estacionales (serie filtrada: línea gruesa). (B) Índice de Oscilación del Sur (IOS), que corresponde a la diferencia de la presión atmosférica (milibar) entre Darwin (Australia) y Tahití. Estos datos fueron obtenidos de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) de Estados Unidos, <http://ftp.ncep.noaa.gov/pub/cpc/wd52dg/data/indices>.

confianza de 95%, lo cual indica que las variaciones en el IOS explican 61% de la variabilidad estacional en el nivel del agua. Martínez et ál. (2000), Morton et ál. (2000) y Restrepo et ál. (2002), entre otros, han documentado la influencia de la manifestación oceanográfica El Niño en las costas del Pacífico central colombiano, asociada a la ocurrencia de fenómenos de sobrelavado y erosión costera acelerada. Para el delta del río Mira, los picos de mayor anomalía registran alrededor de 30 cm de incremento con respecto a los promedios mensuales interanuales, y ocurrieron en los años 1982-1983 y 1997-1998 (figura 2). Esto es similar a lo observado para la serie de Buenaventura 1955-1999 por Restrepo et ál. (2002). Durante estos años, la región pacífica experimentó incrementos en la temperatura de la superficie del mar entre 2 y 5 °C (Morton et ál., 2000 & Restrepo et ál., 2002); localmente, en el sector de Milagros-Frontera (sistema principal de descarga del delta del río Mira), ocurrieron eventos de sobrelavado según narraciones de habitantes de la zona. Para el último evento significativo El Niño en el municipio de Tumaco (1997-1998), sector

norte del delta, habitantes locales reportaron inundaciones costeras con daños en la infraestructura física adyacente a la línea de costa.

En lo que concierne al estudio de la tendencia del NRM, en Tumaco el NRM está descendiendo a una tasa de 0,6 mm año⁻¹ para el periodo 1953-2006. La dispersión de los promedios anuales del NRM permitió diferenciar dos subgrupos de datos con altas tasas de cambio y tendencias diferentes: el primero entre 1953 y 1979, con descenso de 4,7 mm año⁻¹; segundo, de ascenso, entre 1984 y 2006, con 4,7 mm año⁻¹ (en este caso, fueron removidos de la serie los promedios de los años con mayor variabilidad por la incidencia del fenómeno El Niño: 1982, 1983 y 1997). La aplicación de ajustes polinomiales de tercer orden en las series de ambos subgrupos permitió visualizar con más precisión los cambios en la distribución de los datos (figura 3). Es de resaltar que el punto de quiebre de la serie de nivel del mar coincide con el tiempo de ocurrencia del último sismo tsunamigénico de mayor magnitud (12 de diciembre de 1979, $M_w = 8,2$) en la región noroccidental de Suramérica. En la zona



► **Figura 3.** Tendencias del nivel relativo del mar en Tumaco para el periodo 1953-2006 (descenso, pendiente = 0,6 mm año⁻¹) y para las series cortas 1953-1979 (descenso, pendiente = 4,7 mm año⁻¹) y 1984-2006 (ascenso, pendiente = 4,7 mm año⁻¹) a las cuales se les sobrepuso una curva polinomial de tercer orden. En el subconjunto de datos 1984-2006, se removieron los años El Niño de 1982, 1993 y 1997.

costera de Tumaco, este sismo ocasionó daños a infraestructura, licuefacción de sedimentos arenosos, agrietamiento del suelo y subsidencia cosísmica del orden de 0,15 a 0,30 m. Este evento dejó más de 200 pérdidas humanas, debido a la destrucción por el movimiento y el arribo de olas gigantes (Herd et ál., 1981).

Según información suministrada por la Red Sismológica Nacional de INGEOMINAS, entre junio de 1993 y septiembre de 2007 fueron registrados más de 120 sismos de magnitud $M_w > 4$ dentro de un radio de aproximadamente 200 km del delta del Mira, asociados a la deformación tectónica en el límite de subducción. Entre los últimos sismos con epicentros en la plataforma frontal del delta ($M_w \sim 4,5$) sobresalen los del 28 de agosto de 2007, a ~ 32 km de profundidad hipocentral y con pocos segundos de diferencia (figura 1) (INGEOMINAS, 2007).

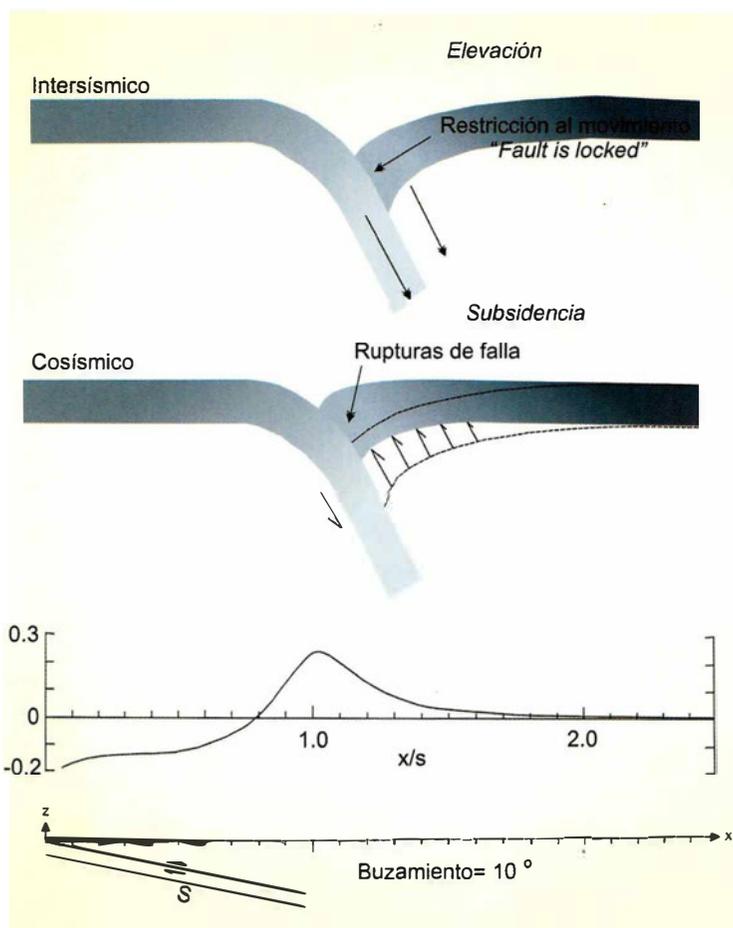
En el delta del Mira, el cambio en la tendencia multianual del NRM y el rápido ascenso planteado para las últimas dos décadas puede explicarse por el modelo general de dislocación para la acumulación y la liberación de la deformación en zonas de subducción (Savage, 1983; Stein y Wysession, 2003). Teóricamente, el movimiento intersísmico es modelado como la diferencia entre el movimiento de las placas a largo plazo y la deformación cosísmica de los grandes terremotos en los límites de placa (en este caso, el de Tumaco en 1979). Los movimientos intersísmicos ocurren en una zona límite que se extiende desde las fallas que definen el límite nominal de las placas. El modelo predice subsidencia intersísmica y movimiento en dirección al continente para la mayoría de los sitios en el sector donde hay restricción al movimiento sobre el plano de falla (*locked fault*), y levantamiento atrás de la margen continental (representado por los cambios de levantamiento y subsidencia costera en la serie del NRM) (figuras 3 y 4). De acuerdo con Savage (1983), los registros de levantamiento local en función del tiempo indican que la recuperación postsísmica es aproximadamente lineal, sugiriendo que los modelos que consideran a la Tie-

rra elástica son adecuados para describir el ciclo de la deformación.

Trenkamp et ál. (2002) y White et ál. (2003), mediante la aplicación de métodos GPS en el proyecto CASA (Central and South America GPS Project), determinaron para la zona de estudio lo siguiente:

1. La transferencia de movimiento de la placa oceánica Nazca, en convergencia oblicua con la placa continental Suramericana (~ 60 mm año⁻¹, asumiendo a Suramérica fija), es absorbida parcialmente en el continente y se refleja en el acortamiento cortical perpendicular a la margen andina. El movimiento restante se manifiesta en la tectónica de escape del Bloque Norandino (~ 6 mm año⁻¹) a través de sistemas transpresivos dextrales subparalelos a dicha margen.
2. El modelo elástico (*elastic half-space model*) de Savage (1983), aplicado a los desplazamientos horizontales GPS en el antearco de Ecuador-Colombia, es consistente con un bloqueo parcial en la zona de subducción del orden de 50%. Se asume que esta deformación refleja la acumulación de la deformación recuperable asociada a la sismicidad histórica del área, así como también el fallamiento continental activo evidenciado en el acortamiento permanente de 6 mm año⁻¹.

Visto el delta del río Mira en el contexto estructural anterior, se espera que a escala de décadas este sistema litoral experimente cambios marcados en el balance de los procesos físicos operantes, como se expone a continuación: Si se asume un suministro continuo de grandes cantidades de sedimentos al delta (como ocurre en la actualidad, según Restrepo y López, 2008), durante el tiempo de acumulación de la deformación elástica en la zona de acople, la zona costera (y el plano deltaico) se elevará causando un descenso relativo en el NRM, favoreciendo la progradación del sistema; mientras que en el momento de la liberación súbita de la energía sísmica y durante los años siguientes, la subsidencia cosísmica y postsísmica del plano deltaico, evidenciada en el ascenso del NRM, ocasionará cambios en el gradiente del plano deltaico con el posible incre-



► **Figura 4.** Arriba: dos estados del ciclo de los terremotos en zonas de subducción. Abajo: Movimiento vertical intersísmico predicho para una condición de restricción del movimiento en el plano de falla (*locked fault*) en zonas de subducción. El movimiento vertical está normalizado por la tasa de convergencia de la placa obstruida; la distancia horizontal está normalizada por la distancia entre la trinchera y el límite de la zona donde ocurre restricción al movimiento (modificado de Stein y Wyession, 2003).

mento en el potencial erosivo de los canales distributarios, la posibilidad de cambios abruptos de cauce y la apertura de nuevas bocananas (*inlets*), la mayor erosión costera por el incremento de sobrelavados asociados a tormentas o durante años El Niño, una mayor energía del oleaje en la costa por cambios en la batimetría de la plataforma subacuosa, una mayor indicencia mareal y de las corrientes litorales.

Estabilidad deltaica

De acuerdo con la serie de datos del IDEAM, el caudal promedio anual \pm rms en la estación más próxima al delta del Mira es $871 \pm 136 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; y los máximos ocurren en enero y mayo, con $1074 \pm 288 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $1105 \pm 249 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente. El periodo

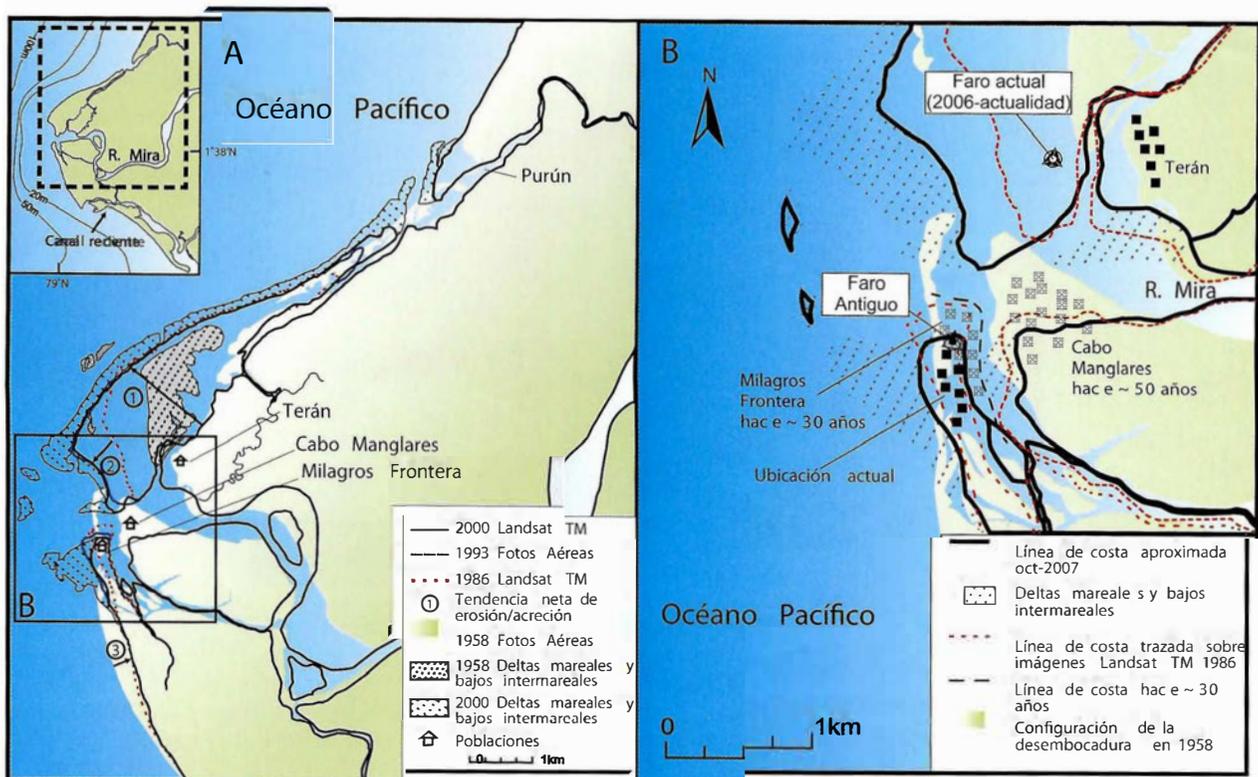
de mínima descarga corresponde a agosto, con $534 \pm 200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Durante los 22 años de monitoreo, el río Mira ha descargado a la zona litoral un volumen anual de agua de $\sim 27 \text{ km}^3$. Según Restrepo y López (2008) y Restrepo et ál. (2009), el transporte anual de sedimentos se estima en $\sim 9,8 \text{ Mt año}^{-1}$ y representa una tasa de denudación neta de $1025 \text{ t km}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Este valor ocupa uno de los primeros lugares de producción de sedimentos entre los promedios calculados para toda la costa oeste suramericana al lado de los ríos Patía y San Juan en el Pacífico colombiano.

Según el análisis de imágenes de satélite Landsat y de fotografías aéreas IGAC para los últimos 50 años, los cambios experimentados en la línea

de costa en el área de la desembocadura principal reflejan eventos progradantes (por el aporte de sedimentos fluviales) y erosivos (por la acción de los procesos marinos destructivos). Durante el periodo de 1958 a 1986 la posición de la línea de costa y la morfología del frente del delta se vieron modificadas significativamente (figura 5). En el sector norte de la boca, donde se observan sucesiones de ganchos de progradación, se experimentó un aporte frontal y lateral importante, y la playa avanzó hacia el occidente aproximadamente 1,3 km a una tasa de 46 m año^{-1} . Desde Purún hasta Terán se formó un canal a lo largo del trazo aproximado de la línea de costa en 1958; el manglar colonizó los bajos frontales. Según los testimonios de habitantes locales y las fotografías aéreas, se pudo establecer que hacia la mitad del siglo pasado la línea de costa se localizaba en la población de Cabo Manglares; al norte de la desembocadura se localizaba el caserío de Terán. Durante este periodo (1958-2000), en la

margen sur ocurrió un retroceso significativo hacia el sur debido a la migración del canal, lo cual obligó a la relocalización progresiva de la población, en el mismo tiempo en que progradaba la espiga Isla Milagros. De acuerdo con los relatos de los pobladores del área, en una fecha cercana a 1986, se inició el traslado de la población de Cabo Manglares hacia Milagros, sitio donde se asienta actualmente (Monroy et ál., 2008).

En el periodo comprendido entre 1986 y 1993, en la margen norte de la desembocadura, continuó el crecimiento lateral hacia el interior de la boca en sentido suroeste a una tasa aproximada de 32 m por año; mientras que al sur, la espiga experimentó un robustecimiento continuo, así como retroceso en la parte interna, y aumentó la amplitud del canal interno entre Cabo Manglares y Milagros. Para el periodo comprendido entre 1993 y 2000 no se observó progradación en el sector norte. Los cambios más importantes ocurrieron

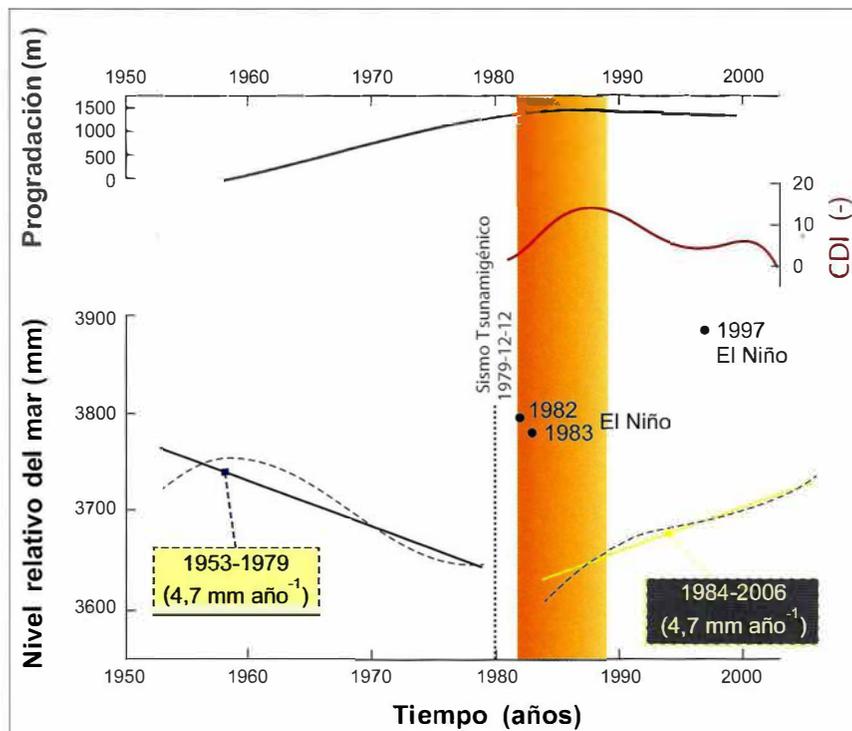


► **Figura 5.** (A) Cambios en la línea de costa en el sistema de desembocadura principal del delta del río Mira, definidos a partir del análisis de imágenes Landsat y fotografías aéreas IGAC. También se muestran los sectores donde ocurrieron los principales cambios de la línea de costa en términos de progradación (1, 2) y erosión (3). (B) Detalle de esquematiza además los cambios de ubicación de los asentamientos humanos según las narraciones de habitantes de la zona.

en Milagros, donde el retroceso de la espiga y el ensanchamiento del canal interno fueron constantes. Según entrevistas con los pobladores de la zona, el antiguo faro que se localizaba en el centro de la población de Milagros Frontera fue expuesto a la acción erosiva del oleaje y las corrientes del río, debido al continuo retroceso. Este proceso se revirtió y durante los últimos cinco años la playa experimentó una continua progradación, lo cual se evidencia en cordones litorales sucesivos (Monroy et ál., 2008) (figura 5).

Las comparaciones multitemporales (últimas cinco décadas) de la morfología deltaica en el sector de desembocadura principal, mostraron un proceso de progradación general hasta mediados de los años ochenta, tiempo a partir del cual la línea de costa ha estado sujeta a los efectos erosivos de los procesos marinos. La explicación del crecimiento del delta en condiciones destructivas parece estar

en las variaciones temporales de la escorrentía de la cuenca y, por consiguiente, en la capacidad de transporte de sedimentos a la zona litoral. La figura 6 muestra las anomalías del caudal por encima o por debajo del promedio interanual (media igual a cero) a través de la Curva de Diferencias Integrales (CDI). Esta curva sugiere el paso de un periodo de incremento de la humedad en la cuenca fluvial en el intervalo de 1981-1987 (exceso en la oferta hídrica) a otro entre 1988 y 2002, que corresponde a una disminución en la escorrentía y, por tanto, en la capacidad hidrológica del sistema. Al parecer, dicho exceso de la capacidad fluvial entre 1981 y 1987 favoreció la alta tendencia acumulativa en el frente del delta hasta mediados de los años ochenta, en oposición a: 1. Las condiciones marinas extremas del oleaje (energía moderada) y la actividad mareal (rangos mesomareales y tipo semidiurno) (Restrepo y López, 2008; Restrepo et ál., 2009); 2. La in-



► **Figura 6.** Variaciones en el potencial fluvial para el aporte de sedimentos al sistema litoral entre 1981 y 2002, expresadas en la curva de diferencias integrales-CDI (representada con una curva polinomial de cuarto orden), en comparación con las tendencias del nivel del mar antes y después del terremoto de Tumaco de 1979. También se incluyen en la gráfica los años El Niño de 1982, 1983 y 1997. La respuesta del delta en el sistema de desembocadura principal evidencia una progradación continua en el frente deltaico hasta mediados de los años ochenta (curva de progradación). El área sombreada después de la línea del sismo de 1979 indica la incidencia del ascenso del nivel relativo del mar, los eventos El Niño de 1982 y 1983, y la inflexión del aporte fluvial, para explicar el cambio de la respuesta costera a una fase de erosión lenta (modificado de Monroy et ál., 2008 & Restrepo, 2008).

tensidad de la afectación costera del fenómeno El Niño, especialmente en 1982 y 1983 (aunque, de acuerdo con los testimonios de pobladores de Milagros Frontera, durante estos años y también en 1992 y 1997 la costa estuvo sujeta a sobrelavados e incremento de la erosión frontal); y 3. La ocurrencia de un terremoto tsunamigénico de gran magnitud (12 de diciembre de 1979) con subsidencia cosísmica en el plano deltaico de hasta 0,3 m, entre otras expresiones superficiales del fallamiento (Herd et ál., 1981), a partir del cual cambió la tendencia del NRM a una fase reciente de ascenso con una tasa que debe considerarse muy alta ($4,7 \text{ mm año}^{-1}$). Para las últimas dos décadas, la inflexión del aporte fluvial hacia un periodo menos húmedo, y la persistencia del ascenso del NRM, pueden explicar el cambio de la respuesta costera a una fase de erosión marina lenta en el sistema principal de desembocadura del río Mira.

Síntesis

Las anomalías positivas del NRM en Tumaco muestran una buena coherencia con la curva del Índice de Oscilación del Sur (IOS) en el periodo de 54 años. Las variaciones en el IOS explican 61% de la variabilidad estacional en el nivel del agua; los picos de mayor anomalía ocurrieron en los años El Niño de 1982-1983 y 1997-1998, alcanzando hasta 30 cm por encima de los promedios mensuales interanuales. La tasa general de descenso del NRM es $0,60 \text{ mm año}^{-1}$; a esta se superponen dos subgrupos de datos: el primero entre 1953 y 1979, con descenso de $4,7 \text{ mm año}^{-1}$; el segundo, de ascenso, entre 1984 y 2006, con $4,7 \text{ mm año}^{-1}$. El punto de quiebre de la serie coincide con la ocurrencia del terremoto de Tumaco de 1979 ($M_w = 8,2$), por lo que este cambio se explicó mediante el modelo teórico de dislocación para la acumulación y liberación de la deformación en zonas de subducción.

Las variaciones en la curva de diferencias integrales (CDI) para la serie del caudal del río Mira, sugieren el paso de un incremento de la humedad en la cuenca fluvial (1981-1987) a otro que corresponde a una disminución en la capacidad hidroló-

gica (1988-2002). La dinámica reciente del delta mostró un proceso continuo de progradación entre 1958 y 1987. Después del sismo de 1979, el ascenso del nivel relativo del mar, los eventos El Niño de 1982 y 1983, y la inflexión de la curva de aporte fluvial pueden explicar el cambio a una fase de erosión marina lenta en el frente deltaico.

Incertidumbres en la serie del nivel del mar y comentarios finales

Un problema importante que debe considerarse cuando va a analizarse la serie del NRM de Tumaco es que es necesario ajustar el nivel de referencia del instrumento donde es obvia la alteración por problemas en la manipulación del equipo. Los espacios vacíos en el registro pueden deberse a la incertidumbre del nivel de referencia o a cambios en la posición del sensor (Andrade, 2003, 2008). Para completar la serie, debe acudir a programas de interpolación numérica (Franco, 1992). Atendiendo a la necesidad actual de mejorar y densificar la instrumentación para el estudio del nivel del mar en las costas y zonas insulares del Pacífico colombiano, el Centro de Control de Contaminación del Pacífico (CCCP) instaló recientemente en Tumaco una estación mareográfica adecuada para el monitoreo del nivel del mar en tiempo real frente a eventos de tsunamis y otras amenazas naturales.

El desarrollo del proyecto GEORED –Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS con propósitos geodinámicos de INGEO-MINAS– permitirá, a corto plazo, obtener mediciones instrumentales que sirvan para determinar las velocidades de desplazamientos relativos y, por consiguiente, la deformación de la corteza terrestre, y las variaciones del nivel del mar en las zonas costeras. Un aspecto importante que debe ser considerado para la ubicación de los mareógrafos es la necesidad de tener en cuenta las fuentes externas de movimiento en la superficie, como el retiro de fluidos (agua, gas, petróleo, etc.), y los movimientos tectónicos, los cuales pueden ser determinados con gran precisión mediante el uso de la tecnología GPS, en especial con estaciones permanentes

de este tipo, como las establecidas recientemente en Tumaco y Buenaventura.

Con la aplicación de la geodesia en geodinámica es posible dar una mirada en el ciclo sísmico antes, durante y entre sismos. Los datos GPS permiten establecer la tasa cuando se restringe el movimiento en el plano de falla y se presenta acumulación, y por tanto inferir el máximo posible de movimiento asociado a un futuro sismo. Si la falla es un límite de placa, la deformación intersísmica ocurre sobre una zona finita en la que los sitios a cada lado se mueven de forma relativa al interior de la placa donde están localizados. Al obtener datos geodésicos cerca de las fosas de subducción, puede identificarse la deformación intersísmica y dar claridad a los mecanismos de interfase de la subducción y los grandes sismos. Otra de las aplicaciones de la tecnología GPS se encuentra en el estudio de las variaciones en el contenido de electrones de la ionosfera, causadas por la propagación de ondas asociadas a la ocurrencia de tsunamis por terremotos. Esto, sumado a la determinación de desplazamientos súbitos del terreno asociados a sismos de fuente cercana o lejana, constituye una alternativa para la estimación

rápida de la magnitud real de los grandes terremotos y el mejoramiento en las capacidades de modelamiento de tsunamis en tiempo real.

Agradecimientos

Este estudio fue financiado por la Fundación para la Promoción de la Investigación y la Tecnología del Banco de la República, en el marco del proyecto Deltas de Colombia (Código 1519) y por el Instituto Colombiano para el Desarrollo de la Ciencia y la Tecnología Francisco José de Caldas, COLCIENCIAS, en el marco del proyecto Morfodinámica del delta del río Mira, costa Pacífica colombiana (Código 1216-05-17616). Los autores también agradecen a la Dirección General Marítima-Ministerio de Defensa Nacional por su cooperación a través de la interacción científica entre el Centro de Control de Contaminación del Pacífico, CCCP, y el Departamento de Geología de la Universidad EAFIT.

GEORED es un proyecto de investigación y desarrollo financiado por el Estado colombiano y ejecutado por INGEOMINAS a través de la Subdirección de Geología Básica de la Dirección Técnica del Servicio Geológico. ■

Referencias Bibliográficas

- Andrade, C. A. (2003). El cambio relativo del nivel del mar. En INVEMAR (Ed.). *Programa holandés de asistencia para estudios de cambio climático, Colombia: definición de la vulnerabilidad de los sistemas biogeofísicos y socioeconómicos debido a un cambio en el nivel del mar en las zonas costeras colombianas (Caribe y Pacífico) y medidas para su adaptación*. Informe final y Atlas digital. Informe Técnico 1, 62-77 [CD ROM].
- Andrade, C. A. (2008). Cambios recientes del nivel del mar en Colombia. En Restrepo, J. D. (Ed.). *Deltas de Colombia: morfodinámica y vulnerabilidad ante el cambio global*. Medellín: Universidad EAFIT.
- Aubrey, D. G., Emery, K. O. & Uchupi, E. (1988). Changing coastal levels of South America and the Caribbean region from tide-gauge records. *Tectonophysics*, 154, 269-284.
- Beck, S. L. & Ruff, L. J. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model. *J. Geophys. Res.*, 89, 9281-9291.
- Cediel, F., Shaw, R. P. & Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. En Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. AAPG, *Memoir*, 79, 815-848.
- Collot, J. Y., Charvis, P. & Béthoux, N. (2003). *La campagne SISTEUR: Sismique réflexion et sismique réfraction sur la marge d'Équateur et de Colombie*. 6 Septembre-19 Octobre 2000. *Géosciences Azur*. Francia.
- Ericson, J. P., Vörösmarty, C. J., Dingman, S. L., Ward, L. G., Meybeck, M. (2006). Effective sea-level rise and deltas: causes of change and human dimension implications. *Global Planet. Change*, 50, 63-82.

- FitzGerald, D. M., Fenster, M. S., Argow, B. A. & Buynevich, I. V. (2008). Coastal impacts due to sea-level rise. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36, 601-647.
- Franco, A. S. (1992). *Tides programs for prediction and analysis: manual*. São Paulo, Brazil.
- GLCF. (2007). *Landsat TM-1986 and ETM-2000 scenes of the Colombia-Ecuador coastal zone. Global Land Cover Facility, University of Maryland*. En <http://glcfapp.umiacs.umd.edu/index.shtml>.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S. & Collot, J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 168, 255-270.
- Herd, D. G., Youd, T. L., Meyer, H., Arango, C. J. L., Person, W. J. & Mendoza, C. (1981). The great Tumaco, Colombia earthquake of 12 December 1979. *Science*, 211, 441-445.
- Hori, K. & Saito, Y. (2008). Classification, architecture, and evolution of large river deltas. En Gupta, A. (Ed.). *Large rivers: geomorphology and management*. New York: John Wiley & Sons.
- IDEAM. (2007). *Datos horarios del nivel relativo del mar para la estación mareográfica de Tumaco, 1953-2006, y datos horarios de caudal, 1981-2002, en la estación limnigráfica San Juan, río Mira*. Bogotá: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM. Formato digital.
- IGAC. (2007). *Fotografías aéreas 1958 y 1993 del sector de desembocadura principal del río Mira, costa Pacífica colombiana, escala 1:40.000*. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- INGEOMINAS. (2007). *Sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (junio de 2003 a septiembre de 2007)*. Mapa del Pacífico sur colombiano. Bogotá: Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS.
- IPCC. (2007). *Climate change 2007: the physical science basis, summary for policy-makers*. Contrib. Work. Group I Fourth Assess. Rep. Intergov. Panel Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press.
- Kanamori, H. & McNally, K. C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1241-1253.
- Martínez, J. O., González, J. L., Pilkey, O. H. & Neal, W. J. (2000). Barrier island evolution on the subsiding central Pacific coast, Colombia, South America. *J. Coast. Res.*, 16, 663-674.
- Moore, G. F., Bangs, N. L., Taira, A., Kuramoto, S., Pangborn, E. & Tobin, H. J. (2007). Three-dimensional splay fault geometry and implications for tsunami generation. *Science*, 318, 1128-1131.
- Monroy, C. A., Restrepo, J. D., López, S. A. (2008). Morfodinámica del delta del río Mira. En: Restrepo, J. D. (Ed.) *Deltas de Colombia: morfodinámica y vulnerabilidad ante el cambio global*. Medellín: Universidad EAFIT.
- Morton, R. A., González, J. L., López, G. I., Correa, I. D. (2000). Frequent non-storm washover of barrier islands, Pacific coast of Colombia. *J. Coast. Res.*, 16, 82-87.
- Parker, G., Akamatsu, Y., Muto, T. & Dietrich, W. (2004, July). Modeling the effect of rising sea level on river deltas and long profiles of rivers. *Proceedings, International Conference on Civil and Environmental Engineering (ICCEE)*. Japón.
- Pugh, D. (2004). *Changing sea levels: effects of tides, weather and climate*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Restrepo, J. D. (2008). Vulnerabilidad de los deltas ante el cambio global: contexto mundial y Colombia. En Restrepo, J. D. (Ed.) *Deltas de Colombia: morfodinámica y vulnerabilidad ante el cambio global*. Medellín: Universidad EAFIT.
- Restrepo, J. D., Kjerfve, B., Correa, I. D. & González, J. (2002). Morphodynamics of a high discharge tropical delta, San Juan River, Pacific coast of Colombia. *Marine Geol.* 192, 355-381.
- Restrepo, J. D. & López, S. A. (2008). Morfodinámica de los deltas de Colombia. En Restrepo, J. D. (Ed.) *Deltas de Colombia: morfodinámica y vulnerabilidad ante el cambio global*. Medellín: Universidad EAFIT.
- Restrepo, J. D., López, S. A. & Monroy, C. A. (2009). Natural dynamics of a pristine tropical delta, Mira River, Pacific coast of Colombia. *Global Planet. Change* (en prensa).
- Rodríguez-Rubio, E. & López, S. A. (2006, June). Sea-level rise differences on the Colombian Pacific ocean between tide gauges and altimetry data. Poster Session. Understanding Sea-level Rise and Variability. Paris.
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 88 (B6), 4984-4996.

- Stein, S. & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Malden, USA: Blackwell Publishing.
- Syvitski, J. P. M. (2008). Deltas at risk. *Sustain Sci.*, 3, 23-32.
- Syvitski, J. P. M. & Saito, Y. (2007). Morphodynamics of deltas under the influence of humans. *Global Planet. Change*, 57 (3), 261-282.
- Swenson, J. L. & Beck, S. L. (1996). Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes and earthquake cycles along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments. *PAGEOPH.*, 146, 67-101.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T. & Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 157-171.
- UHSLC. (2005). Hourly 1951-2000 data from Tumaco tide-gauge, Colombia. The University of Hawaii Sea Level Center. Online database. <http://ilikai.soest.hawaii.edu/uhscl/datai.html>.
- White, S. M., Trenkamp, R. & Kellogg, J. N. (2003). Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 231-242.

Estudio hidrogeoquímico e isotópico en los acuíferos de la zona de Maicao, Colombia

HYDROGEOCHEMICAL AND ISOTOPIC STUDY OF THE MAICAO RESERVOIR, COLOMBIA

JEAN DENIS **Taupin**¹

LUIS EDUARDO **Toro**²

MARÍA CONSUELO **Vargas**³

RESUMEN

En los acuíferos de la zona de Maicao (Colombia) se realizó un estudio combinado de hidrogeología e hidrogeoquímica (química e isotopía deuterio, oxígeno-18, tritio, carbono-13 y carbono-14). En el área de estudio afloran tres acuíferos: acuífero Cretácico (calizas) al sur de la Falla de Oca, Acuífero Terciario (sedimentos semi-consolidados de ambiente marino) y Acuífero Cuaternario (sedimentos no consolidados de origen continental y de transición), ubicados al norte de la misma falla (altura entre 40 y 600 msnm). El acuífero Cuaternario, de tipo libre, suprayace al acuífero Terciario, que tiene un comportamiento confinado. El flujo regional en el acuífero cuaternario va de sur a norte. El área de estudio tiene una extensión de 650 kilómetros cuadrados, condiciones climáticas semiáridas, temperatura media de 27 °C y precipitación media anual de 350 mm al norte, y 1200 mm al sur (de septiembre a noviembre). En el área de estudio se diferencian química e isotópicamente dos tipos de agua subterránea: el primero es de baja mineralización y edad reciente (menos de 50 años); corresponde al Acuífero Cretácico y a una franja del Acuífero Cuaternario adyacente al río Carraipía, principal cuerpo de agua superficial del área de estudio. El segundo tipo es de moderada mineralización, de edad antigua (más de 7900 años), isotópicamente empobrecido (endeuterio y oxígeno-18) con respecto al primer grupo; es representativo del acuífero Terciario y del sector central y norte del acuífero Cuaternario. Los resultados muestran que la recarga del acuífero Cuaternario, el más utilizado por la población de Maicao, es baja y, por tanto, susceptible de agotamiento si no se toman medidas oportunas para el uso racional de este recurso.

Palabras clave

Colombia, semiárida, acuífero, hidrogeoquímica, datación.

ABSTRACT

A combined hydrogeological study using hydrochemistry and environmental isotopes (deuterium, oxygen 18, tritium, carbon 13, and radiocarbon) has been completed in the region of Maicao (Colombia). The study area encompasses 650 km² and includes three aquifers: the Cretaceous Aquifer (limestones), south of the Oca fault, the Tertiary Aquifer (semi-consolidated marine sediments) and the Quaternary Aquifer (unconsolidated sediments of continental and marine origins). Both the Quaternary and Tertiary aquifers are located just to the north of the same fault (elevation between 40 and 600 m above sea level). The Quaternary Aquifer is an unconfined aquifer underlain by the Mongui Formation (a confined Tertiary Aquifer). Its regional groundwater flow is northward. The climatic conditions are semiarid, with an average temperature of 27 °C, annual average precipitation of 350 mm in the north and 1200 mm in the south (September to November). Two types of groundwater have been found in Maicao: the first, low salinity and young (less than 50 years), is located in the Cretaceous Aquifer and in the sector of the Quaternary Aquifer adjacent to the Carraipia River (main superficial water body in the project area), the second, moderately mineralized, isotopically depleted with respect to the first group and older (more than 7900 years), is located in the Tertiary Aquifer and in the central and northern sectors of the Quaternary Aquifer. Results of this study show that the recharge of the Quaternary Aquifer which is the aquifer most extensively used by the inhabitants of Maicao is slow and is, therefore, susceptible to depletion if no measures are taken to insure rational use.

Key words

Colombia, semiarid, groundwater, hydrogeochemical, dating.

Artículo recibido el 19 de diciembre de 2008. Aprobado el 30 de diciembre de 2008.

IRD, 300 av. Jeanbrau, Montpellier (Francia), taupin@msem.univ-montp2.fr

CORPOGUAJIRA, Rihacha (Colombia), ledtoro@yahoo.com

INGEOMINAS, Bogotá (Colombia), vargasquin@yahoo.es

Introducción

La Corporación Autónoma Regional de La Guajira (Corpoguajira) realizó un estudio combinado de Hidrogeología tradicional, hidrogeoquímica e hidrología isotópica (isótopos ambientales deuterio, oxígeno-18, tritio, carbono-13 y carbono-14) en el municipio de Maicao, departamento de La Guajira, Colombia, con la asistencia de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA) y la coordinación nacional del Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS). Este estudio fue parte del proyecto regional RLA/08/031 titulado Proyecto de Manejo Integrado y Sostenible de Recursos Hídricos Subterráneos en América Latina, el cual se desarrolló en siete países de Latinoamérica.

El municipio de Maicao ocupa parte de la denominada Media Guajira. Su población estimada es 3000 habitantes, 80% de la cual está asentada en el área urbana (Consultores del Caribe, 2002, p. 63). Esta región se caracteriza por su alto índice de aridez. Rasgos comunes son la escasez de cuerpos superficiales de agua y la dificultad continua en el servicio de agua potable (Jousma & Serrano, 1980, p. 41; Mesa et ál., 1997 & Poveda, 2004). La red de acueducto no satisface totalmente las necesidades de agua de la población, de ahí la proliferación de pozos privados en la zona urbana, la mayoría de ellos perforados sin seguir un estricto control técnico.

Corpoguajira ha llevado a cabo la formulación e implementación del Plan de Manejo de Aguas Subterráneas del municipio de Maicao con el fin de encontrar fuentes alternas de agua potable y mitigar los impactos sobre el recurso hídrico subterráneo, ocasionados por su explotación inapropiada. Este artículo muestra los avances en el conocimiento, la dinámica y la naturaleza de los diferentes acuíferos presentes en el municipio de Maicao, obtenidos durante el proyecto RLA/08/031, que aportan las bases técnicas adecuadas para que la Corporación implemente el Plan de Manejo de Aguas Subterráneas e inicie la modelación numérica de los acuíferos de Maicao.

El área de estudio tiene una extensión de 650 kilómetros cuadrados, ubicados entre los meridia-

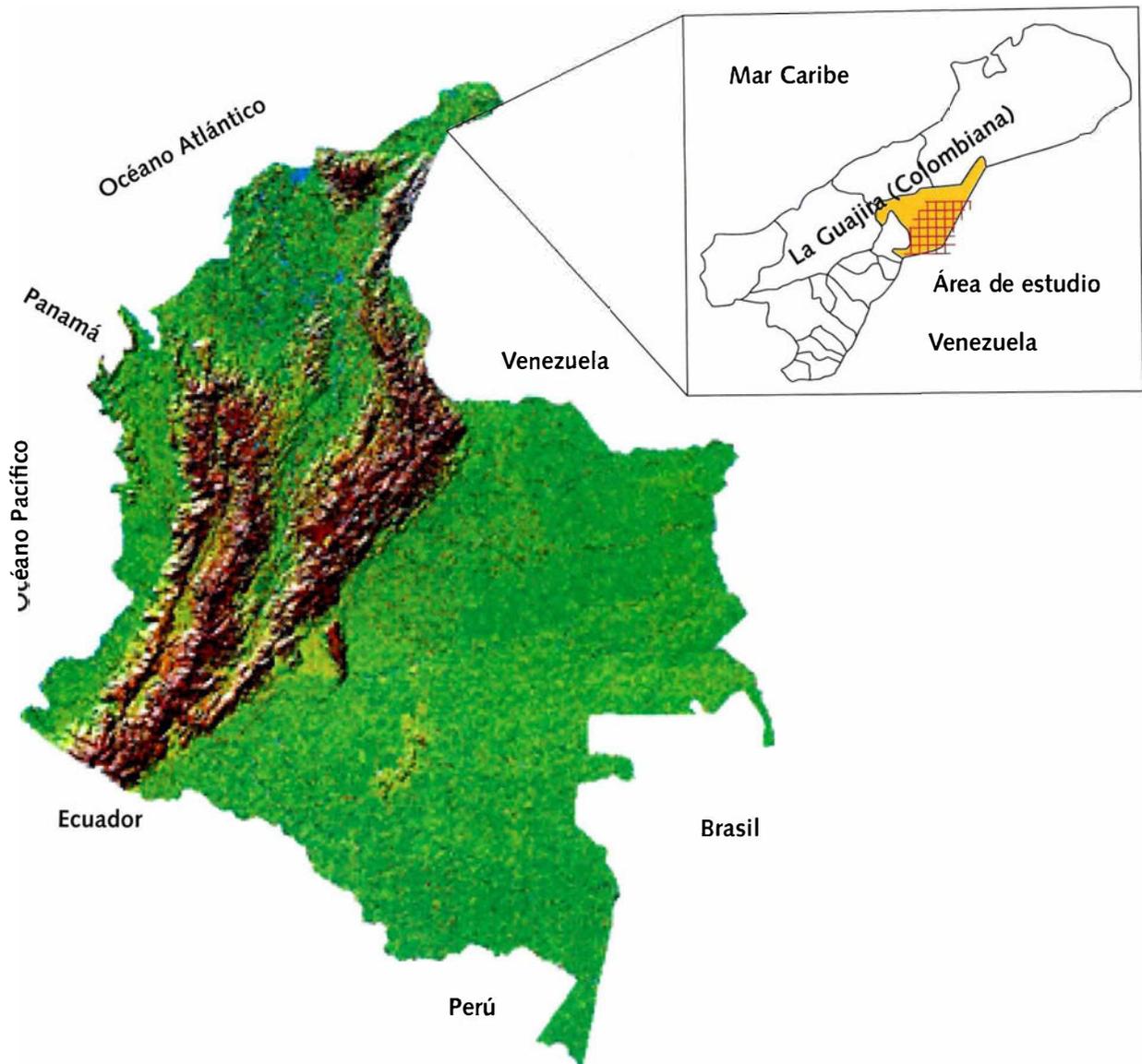
nos 72°05' W y 72°25' W, y los paralelos 11°09' N y 11°25' N (figura 1). Su superficie es predominantemente plana (cotas entre 20 y 120 msnm) y está conformada sobre todo por depósitos de origen aluvial (llanuras, cauces, terrazas aluviales), sedimentos de litoral y, en menor proporción, por depósitos de dunas de edad cuaternaria (Bürgl, 1960, 1961). Hacia el sur aparecen pequeñas colinas redondeadas, compuestas por rocas terciarias de origen marino. El municipio de Maicao limita al sur con la serranía de Perijá, la cual presenta una disposición este-oeste y cotas que superan los 600 msnm. Justo al norte de la serranía de Perijá, un sistema de falla (Falla de Oca) de dirección regional E-O corta la zona de estudio (Bürgl, 1967). En el área de estudio, la serranía de Perijá está constituida por rocas calcáreas de edad Cretácica (figura 2). La principal fuente de la escorrentía superficial es el río Carraipía que tiene un régimen intermitente, con un periodo de estiaje entre los meses de febrero y agosto.

El clima es semiárido y los vientos predominantes vienen del nororiente, procedentes del golfo de Venezuela. El régimen de precipitación es bimodal, con periodos de lluvia comprendidos entre abril y junio, y de agosto a diciembre. La temperatura media es 27 °C. La humedad relativa media es 76%, y la evapotranspiración estimada varía de 1600 mm/año en el pie de monte de la serranía de Perijá a 1800 mm/año en inmediaciones de la localidad de Paraguachón.

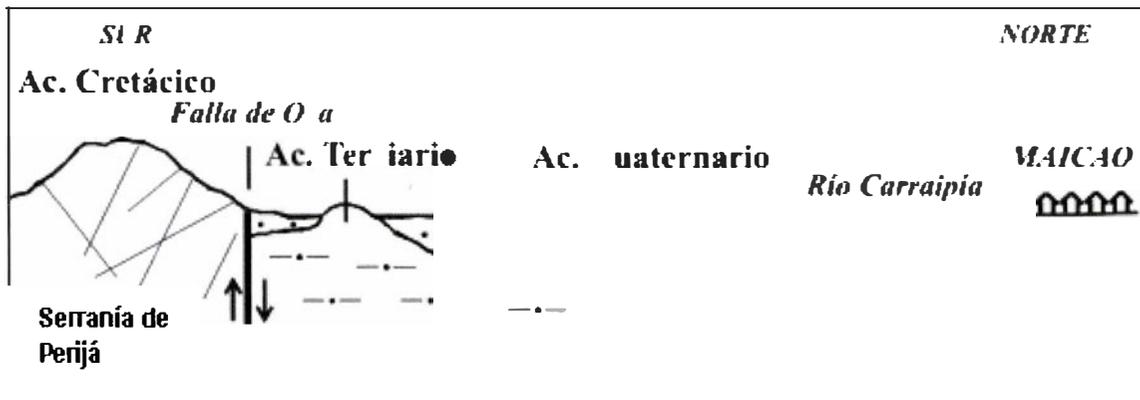
Hidrogeología

En el área de estudio afloran tres unidades hidrogeológicas: Grupo Calcáreo, Formación Monguí y Sedimentos Cuaternarios (figura 2).

Grupo Calcáreo (Ksc) de edad cretácica, conformado por calizas masivas, muy fracturadas, que constituyen la serranía de Perijá (Wokittel, 1957; Radelli, 1962, Ujueta & Llinas, 1990). La transmisividad del acuífero varía entre 292 y 1172 $m^2 \cdot d^{-1}$, y el coeficiente de almacenamiento es del orden de 5×10^{-3} (INGEOMINAS, 1999, p. 21). El agua presenta una conductividad inferior a 700 $\mu S \cdot cm^{-1}$.



► Figura 1. Ubicación geográfica y corte esquemático del área de estudio (Maicao, Colombia)



► Figura 2. Corte esquemático del área de estudio (Maicao, Colombia).

Formación Monguí (Tpm) de edad Terciaria, conformada por sedimentos de origen marino (Thomas & Mac Donald, 1976, pp. 207-216). En el área de estudio aflora como pequeñas colinas justo al norte de la Falla de Oca. En el sector oriental, la secuencia de capas es predominantemente arcillosa, mientras que en el extremo occidental aparecen niveles arenosos y conglomeráticos intercalados con arcillas (Álvarez, 1994, p. 18 & Toro, 2003, 2004). En su zona de recarga (al suroeste de la zona de estudio), el agua subterránea presenta conductivida-

des eléctricas menores a $1000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y el acuífero es de tipo libre, con trasmisividades del orden de $53 \text{ m}^2\cdot\text{d}^{-1}$. Al norte del área de estudio (zona urbana), el acuífero es de tipo confinado y las conductividades eléctricas del agua se sitúan por encima de $3000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. El flujo regional para esta unidad hidrogeológica va de sur a norte.

Sedimentos recientes no consolidados (Q), conformados por depósitos de llanura aluvial, de cauce aluvial y dunas, reposan en forma concordante sobre la Formación Monguí (Bürgl, 1960 & Hu-

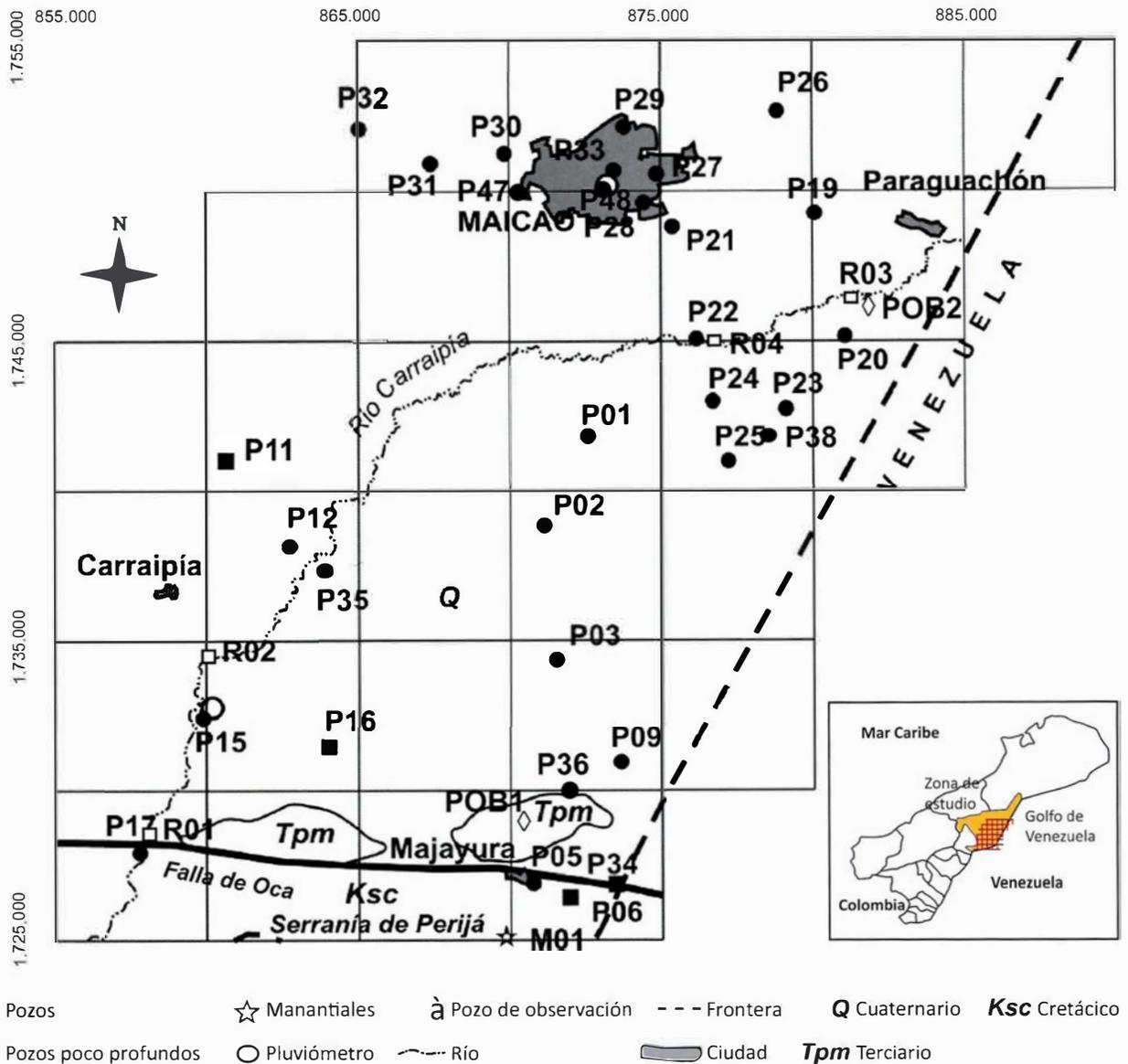


Figura 3. Ubicación de los puntos de muestreo (Maicao, Colombia).

guett Granados, 1988). El tamaño de los granos va de arcillas a gravas, pero generalmente predominan los sedimentos finos. El espesor promedio de estos sedimentos en el área de estudio está estimado en 60 metros. Constituye el acuífero más explotado, pues el 90% de las 300 captaciones existentes en el municipio están sobre esta unidad hidrogeológica. Su condición hidráulica en términos generales es libre a semiconfinado, y las transmisividades se ubican en el rango de 1 a 500 $\text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$. El flujo regional para esta unidad hidrogeológica va de suroccidente a nororiente (Huguett Granados, 1988).

Metodología

Se diseñó una red de muestreo conformada en su totalidad por treinta y cinco puntos de agua subterránea correspondientes a las tres unidades hidrogeológicas así: tres pozos, un aljibe (pozo de gran diámetro y poca profundidad excavado a mano) y un manantial de la unidad hidrogeológica del Cretácico, tres pozos de la unidad Terciaria y veintidós pozos y tres aljibes de la unidad Cuaternaria. En el 2004 fueron perforados dos pozos de observación, POB1 (zona sur, afloramiento unidad Terciaria) y POB2 (este de Maicao en la unidad Cuaternaria). Entre 2002 y 2004 se tomaron muestras de agua de treinta y un pozos, de un manantial, del agua del acueducto y del río Carraipía para análisis físico-químico (figura 3). Las determinaciones físico-químicas fueron: pH, conductividad eléctrica y temperatura (medidos en el campo) y los iones mayoritarios (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^-), nitritos, hierro total y fosfatos (analizados en el laboratorio). La alcalinidad fue medida dentro de las dos horas siguientes al muestreo. Las muestras fueron refrigeradas con el fin de evitar pérdidas de CO_2 .

A las muestras de treinta y tres puntos de agua subterránea se hizo análisis de deuterio y oxígeno-18. Dichos análisis también fueron practicados en muestras compuestas (mensuales) de agua de lluvia, recolectadas en dos pluviómetros localizados en Maicao (tanque de acueducto) y Carraipía (colegio agrícola). Estas muestras representan la com-

posición isotópica teórica de la recarga entre octubre de 2002 y septiembre de 2004. A las muestras de dieciséis puntos de muestreo (tres del acuífero Cretácico, tres del Terciario y diez del Cuaternario) se les analizó tritio o carbono-13 y carbono-14. Las determinaciones de radiocarbono se hicieron por el método tradicional de centelleo líquido. Todas las determinaciones isotópicas fueron auspiciadas por la Agencia Internacional de Energía Atómica.

Resultados y discusiones

La distribución de la conductividad en el acuífero Cuaternario (figura 4) muestra los valores más débiles ($< 1000 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$) cerca de la Falla de Oca y alrededor del río Carraipía. Los valores más elevados están ubicados al noreste de la zona de estudio, lo que corresponde a la dirección del flujo del acuífero hacia el mar (figura 4).

Como se observa en el diagrama Piper y en la relación conductividad eléctrica vs O-18 (figuras 5 y 6), en la zona de estudio predominan dos tipos de agua: el primero (tipo A) corresponde a aguas bicarbonatadas cálcicas de baja mineralización (conductividades eléctricas menores a $800 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$), con un componente importante de aguas recientes (presencia de tritio y actividad de radiocarbono cercano o superior a 100% de actividad de carbono moderno -pmc). Este tipo de agua se halla en el acuífero Cretácico y en los pozos del acuífero Cuaternario, situados en zonas adyacentes al río Carraipía. Las muestras tomadas en el río tienen similares características químicas. El segundo tipo de agua (B) es clorurada sódica, de moderada mineralización con conductividad eléctrica mayor a $1000 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (figuras 5 y 6) y de edad antigua (ausencia de tritio y actividad de radiocarbono menor a 35 pmc). Esta agua se encuentra en la Formación Monguí en la zona norte del área de estudio, y en los pozos del acuífero Cuaternario situados en zonas alejadas al río Carraipía, especialmente en el sector nororiente del área de estudio.

Con base en los valores obtenidos para el carbono-13 (entre -12 y -18% PDB), se observa que la disolución de carbono “muerto” no ha sido signifi-

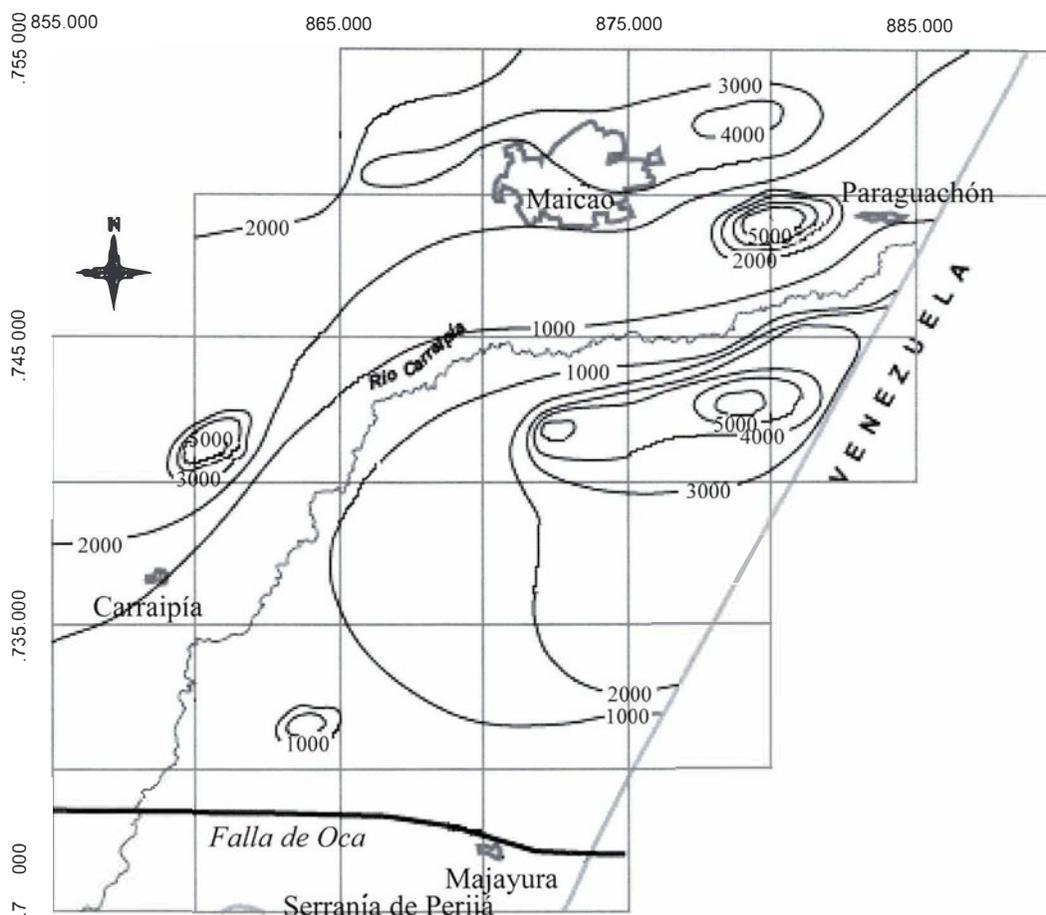


Figura 4. Conductividad en el acuífero Cuaternario (Maicao, Colombia).

cativa en las muestras datadas y, por tanto, se estima que las actividades inferiores a 35 pmc corresponden a aguas de más de 7900 años de antigüedad. Estas aguas están isotópicamente empobrecidas en deuterio y oxígeno-18 (figuras 6 y 7) con respecto al agua reciente. Para las aguas antiguas, las concentraciones están en el rango $-4,3\text{‰}$ a $-4,8\text{‰}$ para el oxígeno-18, y $-25,0\text{‰}$ a $-29,8\text{‰}$ para el deuterio, y el exceso de deuterio se encuentra entre $6,8\text{‰}$ y $11,3\text{‰}$, siendo su valor promedio $9,2\text{‰}$, con una desviación estándar de $\pm 1,1\text{‰}$. Para las aguas recientes, las concentraciones están entre $-4,2\text{‰}$ y $-3,5\text{‰}$ para el oxígeno-18, y entre $-22,2\text{‰}$ y $-18,7\text{‰}$ para el deuterio. El exceso de deuterio fluctúa entre $9,2\text{‰}$ y $12,3\text{‰}$; su valor promedio es $10,3\text{‰}$, con una desviación estándar de $\pm 1,1\text{‰}$. La marca isotópica de las muestras de agua del grupo

A y B es similar al del agua de lluvia, lo cual indica que aparentemente existen pocos cambios desde el punto de vista climatológico con respecto a las diferentes edades de infiltración.

La muestra del pozo P16 tiene un valor de conductividad más elevado ($2800 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) en comparación con los valores de otros pozos ($1000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) de la zona centro-oeste; igualmente, los valores de isótopos estables marcan evaporación relacionada con su poca profundidad (8 m).

Cabe destacar los bajos valores de nitratos y nitritos encontrados en las muestras de los pozos ubicados en el casco urbano de Maicao ($\text{NO}_3^- < 1,7 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ como NO_3^- , $\text{NO}_2^- < 0,02 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ como NO_2^-). El nivel freático de dicha zona se ubica en los 35 metros de profundidad. Si se tiene en cuenta que las especies nitrogenadas en el agua subterrá-

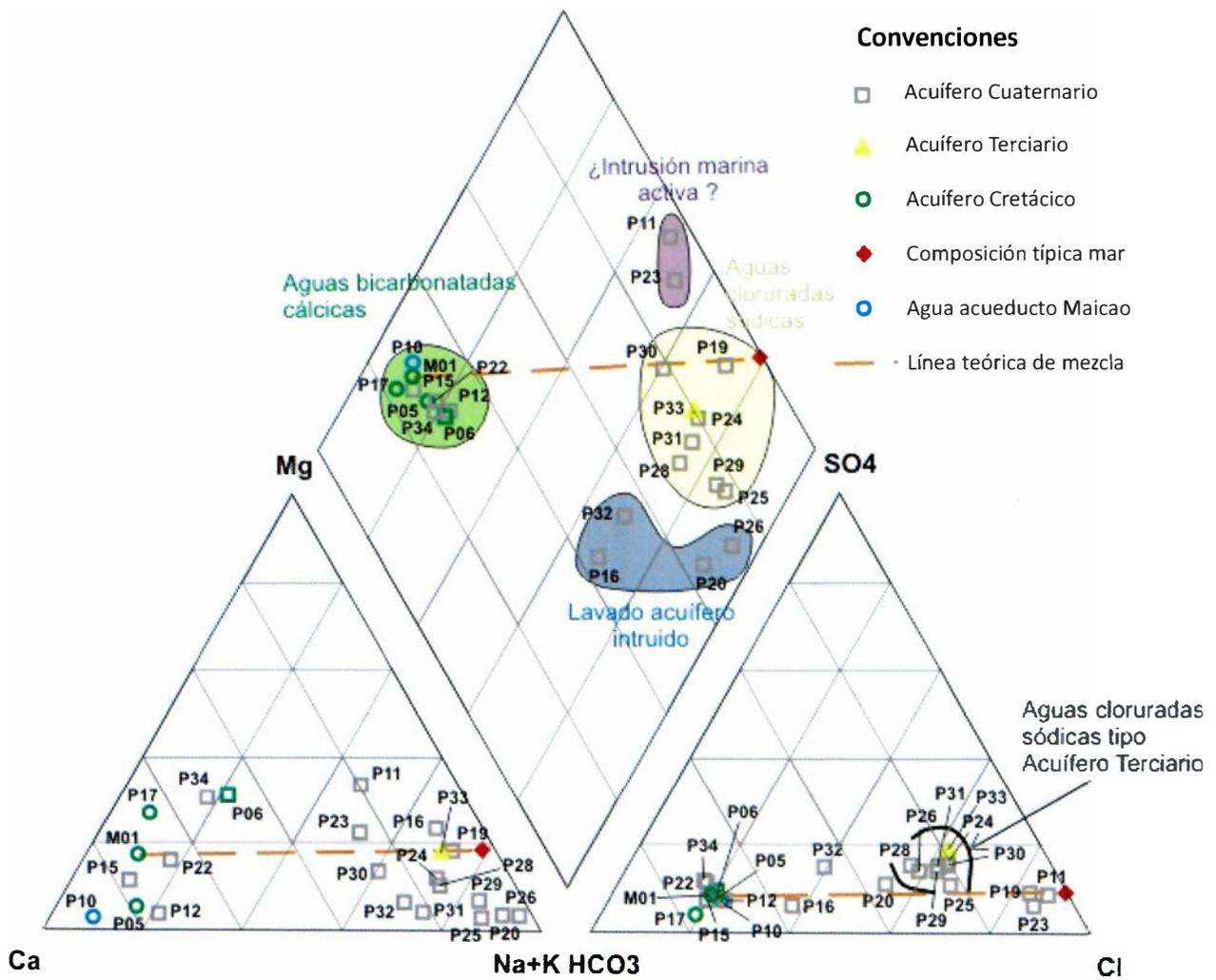


Figura 5. Caracterización química: acuíferos Cretácico, Terciario y Cuaternario (Maicao, Colombia).

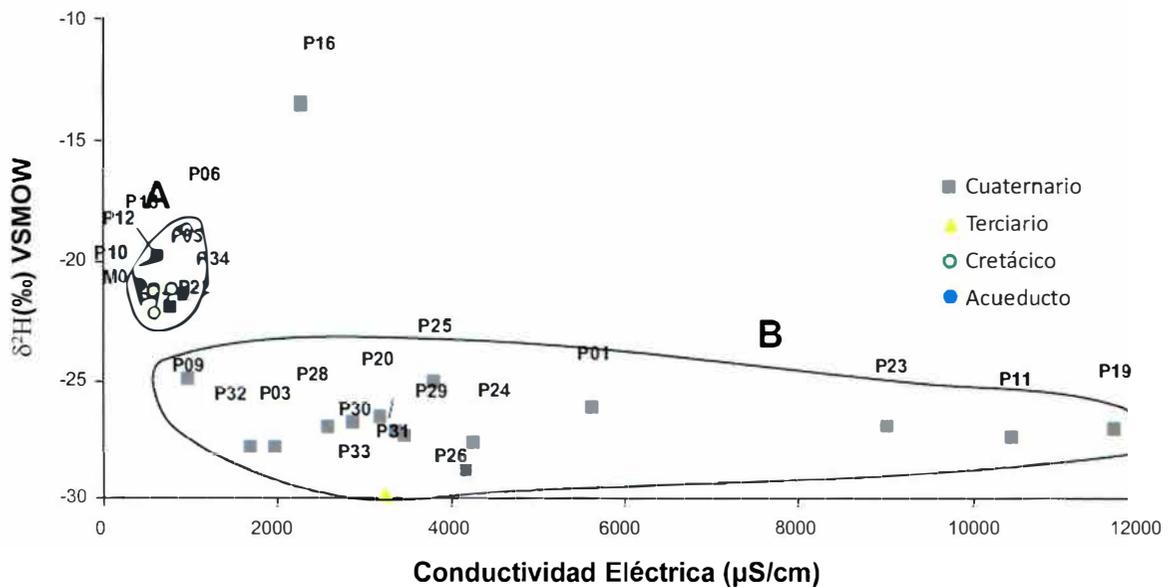


Figura 6. Conductividad vs oxígeno-18 del agua subterránea en la zona de Maicao.

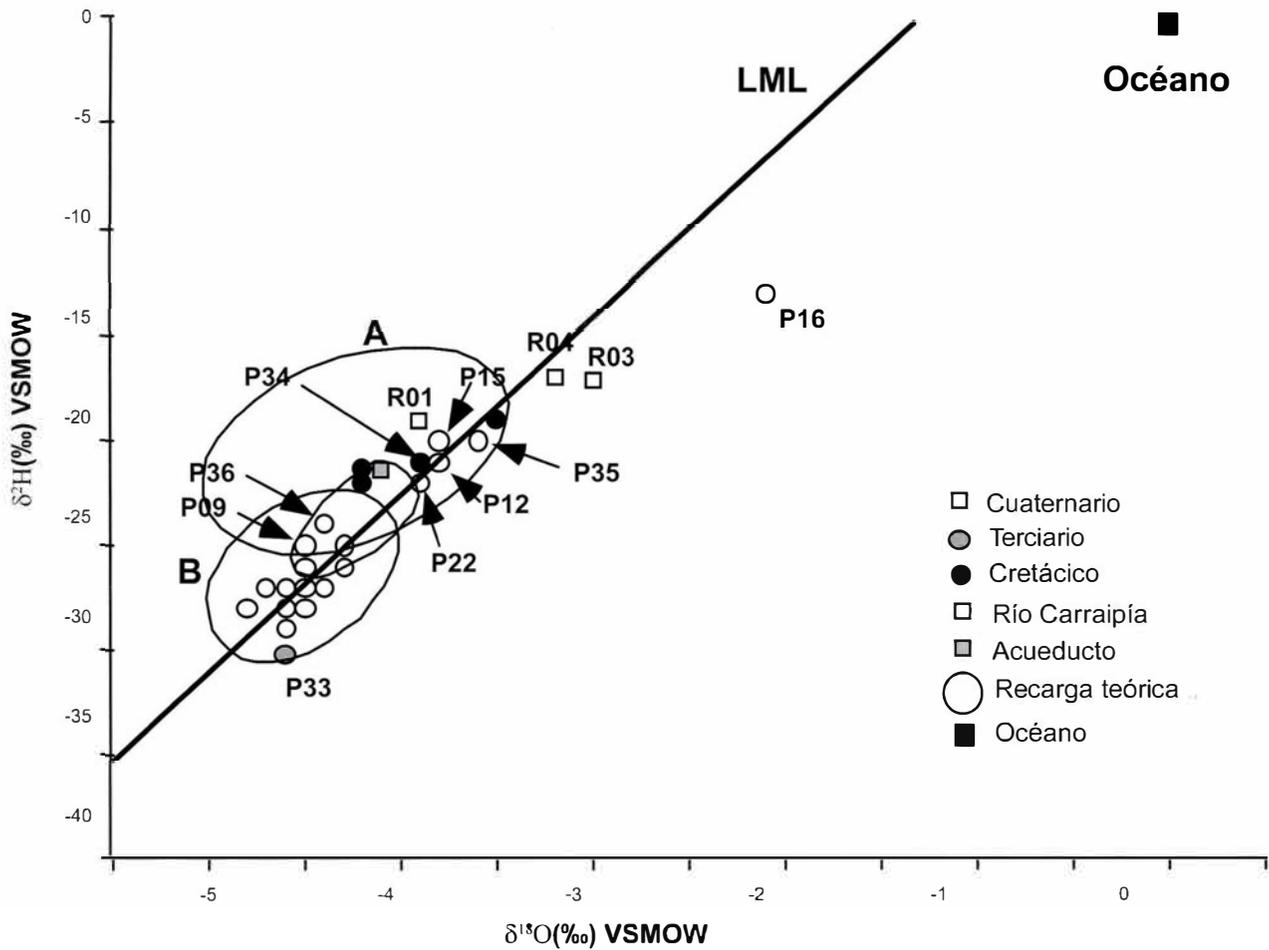


Figura 7. Resultados de los análisis isotópicos estables, Maicao (Colombia).

nea pueden servir como indicador de contaminación por aguas residuales domésticas, y que hasta 2003 el casco urbano de Maicao prácticamente carecía de cualquier red de alcantarillado, entonces se puede deducir que la conductividad hidráulica vertical de los sedimentos cuaternarios de la zona no saturada es muy baja.

La edad antigua del agua encontrada en pozos del acuífero Cuaternario, ubicados a solo tres kilómetros al norte de la Falla de Oca, sugiere la ausencia de un proceso de recarga del acuífero Cuaternario por medio de dicha falla. El predominio de arcillas plásticas en la Formación Monguí (litología del pozo de observación POB1), entre la Falla de Oca y el acuífero Cuaternario, en especial al sudeste del área de estudio, indica que esta for-

mación actúa como una barrera de flujo entre estos dos elementos.

Parece que la infiltración directa de agua de lluvia no representa un papel preponderante en la recarga del acuífero Cuaternario, ya sea debido a la escasez de lluvias, sobre todo al norte del área de estudio, o por el predominio de los granos finos en esta secuencia sedimentaria (litología de POB2). Los bajos valores de nitratos y nitritos a la altura del casco urbano de Maicao dan indicio de ello. Por consiguiente, el lecho del río Carraipía parece ser el único mecanismo importante de recarga para el acuífero Cuaternario. La información obtenida hasta ahora indica que la recarga de esta unidad hidrogeológica, la más utilizada por la población de Maicao, es baja y por tanto susceptible de un agota-

miento de aguas subterráneas si no se toman medidas que lleven al uso racional de este recurso.

El interés del acuífero Terciario para abastecimiento de agua de la comunidad de Maicao por ahora solo se centra en el sector suroeste del área de estudio, donde la Formación Monguí aflora, exhibiendo niveles de granulometría gruesa. Los afloramientos del sur-centro y sudeste del área de estudio son muy arcillosos y lo más probable es que allí la Formación Monguí se comporte como un acuitarado. La antigüedad (más de 7900 años) del agua de esta unidad hidrogeológica, a la altura del casco urbano de Maicao (veinte kilómetros al norte de los afloramientos de la Formación Monguí), indica un desplazamiento promedio del agua del orden de dos metros por año.

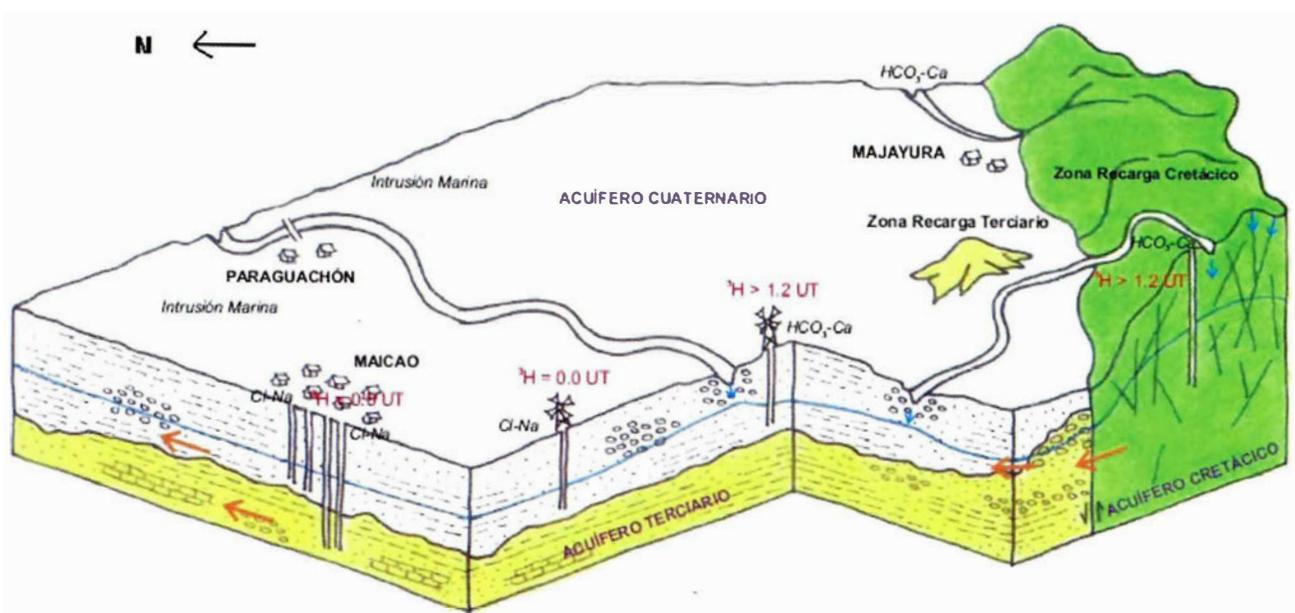
Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos, que permitieron entender mejor el funcionamiento del sistema hidrogeológico del área, se puede proponer un modelo hidrogeológico conceptual (figura 8) que muestra una recarga reciente del acuífero Cretácico en la zona de afloramiento y la del acuífero Cuaternario

nario en una franja adyacente al cauce actual del río Carraipía, además de una recarga actual casi nula de la unidad Terciaria y del acuífero Cuaternario en los sectores alejados al río Carraipía. Lo anterior se debe tener en cuenta para efectos de la gestión y el manejo de aguas subterráneas. En la zona de Maicao hay agua subterránea reciente, es decir, su tiempo de renovación (edad) se puede contextualizar a la escala de una vida humana y, por tanto, su aprovechamiento puede responder a la tendencia conservacionista de encontrar un punto de equilibrio entre la recarga y lo que se desea extraer. Igualmente hay agua subterránea antigua con más de 7900 años de edad y su extracción siempre implicará una reducción de las reservas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Corporación Autónoma Regional de La Guajira (Corpoguajira), y ha contado con el auspicio y asesoría del Organismo Internacional de Energía Atómica, y con el apoyo del Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS). ▀



► Figura 8. Modelo conceptual de los acuíferos, Maicao (Colombia).

Referencias Bibliográficas

- Álvarez, O. (1994). *Análisis de los resultados de la perforación y construcción del pozo Carraipía 9*.
- Bürgl, H. (1960). Geología de la península de la Guajira. *Bol. Geol.*, 6, 129-168.
- Bürgl, H. (1961). Historia geológica de Colombia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Exact. Fis. Nat.*, 11(43), 137-191.
- Bürgl, H. (1967). The orogenesis in the Andean system of Columbia. *Tectonophysics*, 4(4-6), 429-443.
- Consultores del Caribe Ltda. (2002). Plan de Ordenamiento Territorial, municipio de Maicao, La Guajira: Consolidado de los aspectos ambientales, parte II, p. 63.
- Huguett Granados, A. (1988). Resumen del Estudio Hidrogeológico de la Media y Baja Guajira. *Boletín Geológico*, 29(1), 45-83. Bogotá: INGEOMINAS.
- Ingeominas. (1999). Resultados de la ejecución de la prueba de bombeo en los pozos del acueducto de Maicao, departamento de La Guajira.
- Jousma, G. & Serrano, S. (1980). Investigación hidrológica de la Media y Baja Guajira. *Bol. Geol.*, 23(3).
- Mesa, O. J., Poveda, G. & Carvajal L. F. (1997). *Introducción al clima de Colombia*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.
- Poveda, G. (2004). La Hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diurna. *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Exact. Fis. Nat.*, XXVIII(107), 202-220.
- Radelli, L. (1962). Acerca de la geología de la serranía de Perijá entre Codazzi y Villanueva (Magdalena-Guajira, Colombia). *Geología Colombiana*, 1, 23-P
- Thomas, D. & Mac Donald, W. (1976). Summary of Tertiary Stratigraphy and Structure, Guajira Península. In Etayo-Serna and Cáceres-Girón (Eds.), *Primer Congreso Colombiano de Geología*.
- Toro, L. E. (2003). Informe preliminar perforación pozo de observación P37, corregimiento Majayura, Maicao. Informe Interno Corpoguajira.
- Toro, L. E. (2004). Estimación de la velocidad horizontal en pozos de observación en el municipio de Maicao. Primeros resultados. Documento interno de Corpoguajira.
- Ujueta, G. & Llinás, R. (1990). Reconocimiento geológico de la parte mas septentrional de la serranía de Perijá. *Geología Colombiana*, 17, 197-209.
- Wokittel, R. (1957). Bosquejo Geográfico y Geológico de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía de Perijá. *Bol. Geol.*, 5(3), 29-49.

Metodología para la exploración de impactos meteóricos y depósitos minerales asociados

METHODOLOGY FOR THE EXPLORATION OF METEORITE IMPACTS AND THEIR ASSOCIATED MINERAL DEPOSITS

SAIT **Khurama**¹

RESUMEN

En la actualidad se ha venido forjando una nueva conciencia acerca de la conexión que nuestro planeta tiene con respecto al cosmos. Como parte de esta pertenencia se han venido destacando fenómenos que hasta hace pocos años eran no menos que ignorados. Uno de estos es la posibilidad, no tan remota en el tiempo geológico, de ser impactados por un cuerpo externo a la Tierra. De hecho, históricamente han existido impactos que, además de establecer puntos de inflexión en el curso de la vida y de la historia geológica del planeta, han generado o favorecido condiciones para el emplazamiento de depósitos minerales que hoy en día pueden ser explotados económicamente. Con esta nueva perspectiva, es importante considerar una metodología apropiada para abordar, desde el punto de vista del potencial en recursos minerales, este tipo de estructuras de origen extraterrestre. En este artículo se expone este método de trabajo, de modo que sea una contribución para la exploración de recursos minerales no considerados entre los ambientes de depósito ortodoxos. Este trabajo aporta en dos sentidos: por un lado, se propone una metodología sistemática y sistémica para reconocer los impactos meteóricos, por el otro, se plantea la necesidad de abrir la mente hacia nuevas opciones de prospección en ámbitos geológicos no convencionales.

Palabras clave

Metodologías de exploración, cráter de impacto, levantamientos geofísicos, meteorito, depósitos minerales asociados a impactos.

ABSTRACT

There is a new awareness recently concerning the connection of our planet to the rest of the cosmos. Throughout geologic time this possibility of an external body impacting the Earth has many times been a reality. These impacts have historically changed the course of life on Earth and the geologic history of the planet. They have also generated and enhanced the conditions for mineral emplacement and concentration which can today be exploited economically. Therefore it is important to understand the appropriate methodology, from the view of potential mineral resources, for addressing these structures of extraterrestrial origin. These methodologies are reported in this article as a contribution to the exploration of unorthodox mineral resources. In fact, there is a double contribution: first, a systematic and systemic methodology to recognize these impacts, second, to propose the necessity for a more "open-minded" approach in nonconventional geologic environment prospecting.

Key words

Exploration Methodologies, Impact Crater, Geophysical Surveys, Meteor, Economic Mineral Deposits Associated to Impacts.

Artículo recibido el 19 de diciembre de 2008. Aprobado el 30 de diciembre de 2008.

Introducción

La creciente demanda de materias primas por parte de las economías emergentes y por países que hoy son motor de desarrollo mundial, como el caso de los países asiáticos, comparada con la tasa de explotación de los yacimientos minerales existentes, ha fomentado la necesidad de incrementar el conocimiento geológico del país para generar nuevos blancos de exploración y aumentar la oferta y, por tanto, las posibilidades económicas del sector minero nacional. Esta situación exige generar diferentes ideas exploratorias y emprender abordajes novedosos para encontrar nuevos depósitos minerales de importancia económica.

Como parte de estas ideas exploratorias innovadoras, en el presente artículo se expone un ejemplo de la metodología geofísica empleada para la determinación de impactos meteóricos, fenómeno geológico de origen extraterrestre que, como se verá en esta exposición, puede ser un blanco de exploración

interesante. Se presentan ejemplos de depósitos de tipo mundial con resultados económicos muy beneficiosos.

Antecedentes

En el trabajo realizado para optar al título de MSc en Geofísica (Khurama, 2007), se planteó como problema de investigación estudiar una estructura circular observable en un trayecto del río Vichada. Esta estructura, que llama la atención en las imágenes de sensores remotos, tiene aproximadamente 50 km de diámetro, y es contorneada por el río en un 50% en su sector sur. Es un rasgo muy llamativo por encontrarse en un área en que la mayoría de drenajes, dispuestos en una zona relativamente plana, de escaso relieve y orientados en dirección NW, desembocan en el río Orinoco, y donde las corrientes de agua no deberían mostrar ninguna perturbación en su recorrido. El río Tuparro al norte, paralelo al río Vichada, también presenta un cam-

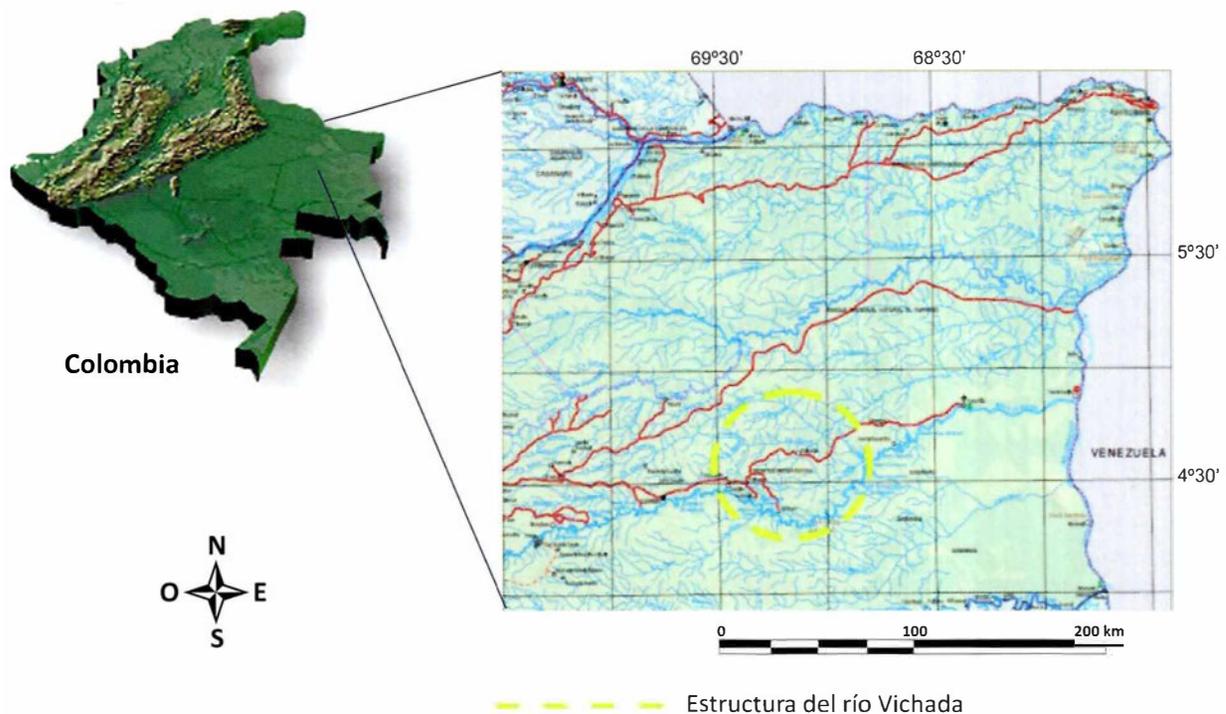


Figura 1. Mapa del departamento de Vichada. Resalta la estructura del río Vichada (adaptado del IGAC, *Mapa Digital Integrado*, 2003)

bio en su dirección, pero en sentido contrario. Los dos ríos delimitan un contorno ovoide que acentúa aún más la particularidad del área de estudio. En las figuras 1 y 2 se muestra, respectivamente, la localización del área investigada y una imagen extraída del Modelo Digital de la Nasa (DEM de la NASA en Resolución 90 x 90, tomado de la página de la Universidad de Maryland: <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>). En estas imágenes se observa con claridad la llamativa configuración de la estructura objeto de este estudio.

Desde la perspectiva económica, era clave la comprensión de la génesis de esta estructura ya que, sea cual sea su origen (intrusión, impacto meteórico, diatrema, maar o pliegue estructural), a cada uno de estos fenómenos se asocian depósitos económicos importantes, descritos en literatura de geología económica (Hawke & Dentith, 2006; Masaitis & Grieve, 1994; Masaitis, 1989; Pirajno, 2005; Westbroek & Stewart, 1996).

Para esclarecer la naturaleza de la estructura, esta investigación planteó cuatro objetivos específicos:

1. Llevar a cabo un reconocimiento geológico en un área aproximada² de 1970 km² para determinar la existencia o no de evidencias de campo que expliquen su génesis.
2. Analizar si se presentan contrastes en densidad o susceptibilidad magnética, por medio de levantamientos geofísicos terrestres (gravimetría y magnetometría).
3. Hacer una evaluación regional con el uso de herramientas geofísicas satelitales y aerotransportadas (a partir de gravimetría del Modelo EGM-96 [Lemoine et ál., 1998] y estudios aeromagnéticos previos).
4. Establecer si esta zona pudiese ser considerada un blanco de exploración (*target*) para proyectos económicos mineros.

En esta fase exploratoria se adoptó la denominación Estructura del río Vichada siguiendo la establecida por el analista de sistemas Maximiliano Rocca

(2004), quien realiza investigaciones relacionadas con asteroides e impactos meteóricos en la Tierra. Este autor describe la estructura a partir de imágenes LANDSAT a color (bandas 4, 5 y 7 del SSC-NASA, USA, figura 3). Con base en esta información, refiere características de anillos concéntricos de la estructura, descartando la posibilidad de que sea una intrusión o una caldera volcánica gigante. En cambio, propone que se trata de una estructura originada por el impacto de un meteorito.

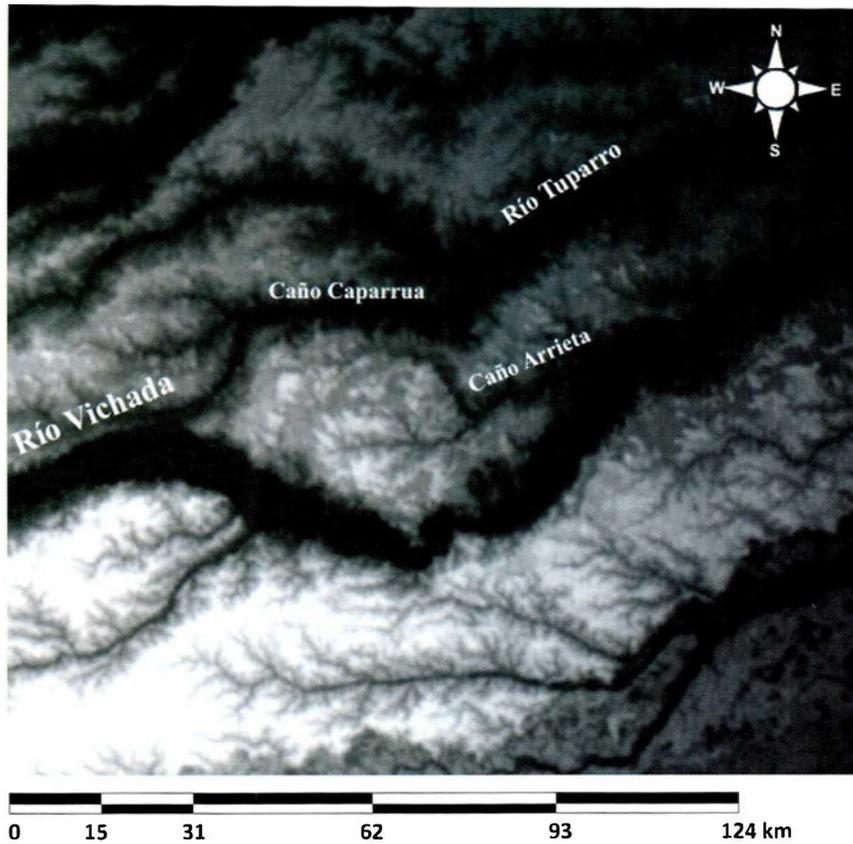
Autores como Melosh (1989) han deducido que existe una relación matemática que permite predecir las dimensiones de los multianillos. Por consiguiente, en la estructura del río Vichada se tendrían las dimensiones de 30 km para el anillo interno y 50 km para el anillo externo, con la posibilidad de que existan más anillos.

Técnicas geofísicas en la determinación de cráteres de impacto

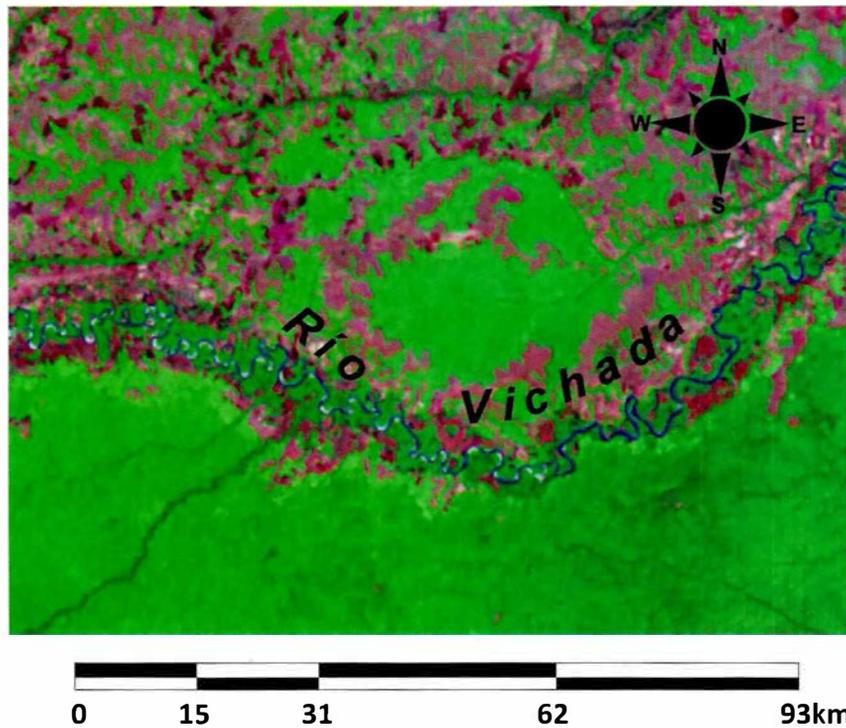
Hay razones de peso logísticas y técnicas para que en este tipo de investigaciones se proponga el uso de métodos que caen en la categoría de los sensores remotos. Entre estos, por definición, se incluyen las técnicas geofísicas, ya que la mayor parte de la evidencia de impacto se halla en el subsuelo y ha sido ensombrecida por los procesos dinámicos actuantes en la superficie terrestre. Otra razón para la utilización de estas herramientas es la dificultad de acceder a un área, ya sea por problemas de infraestructura (no existencia de vías de comunicación, desmejoramiento de estas por aspectos climáticos o desastres naturales) o por problemas sociales o de orden público.

El principal aporte de los levantamientos geofísicos es que permiten caracterizar la respuesta de las propiedades físicas detectables. Además, son un medio que aporta información arealmente distribuida de la geología del subsuelo, de manera relativamente rápida y con una favorable relación costo-beneficio (Kearey et ál., 2002). Los levantamientos geofísicos optimizan los programas de exploración maximizando las áreas de cubrimiento y minimizando el desgaste de recursos en análisis puntuales.

² El área es calculada por $\pi \times r^2$, donde r es el radio estimado de la estructura: ~ 25 km.



► Figura 2. Modelo digital de elevación SRTM de la NASA con resolución espacial 90 X 90 m (<http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>)



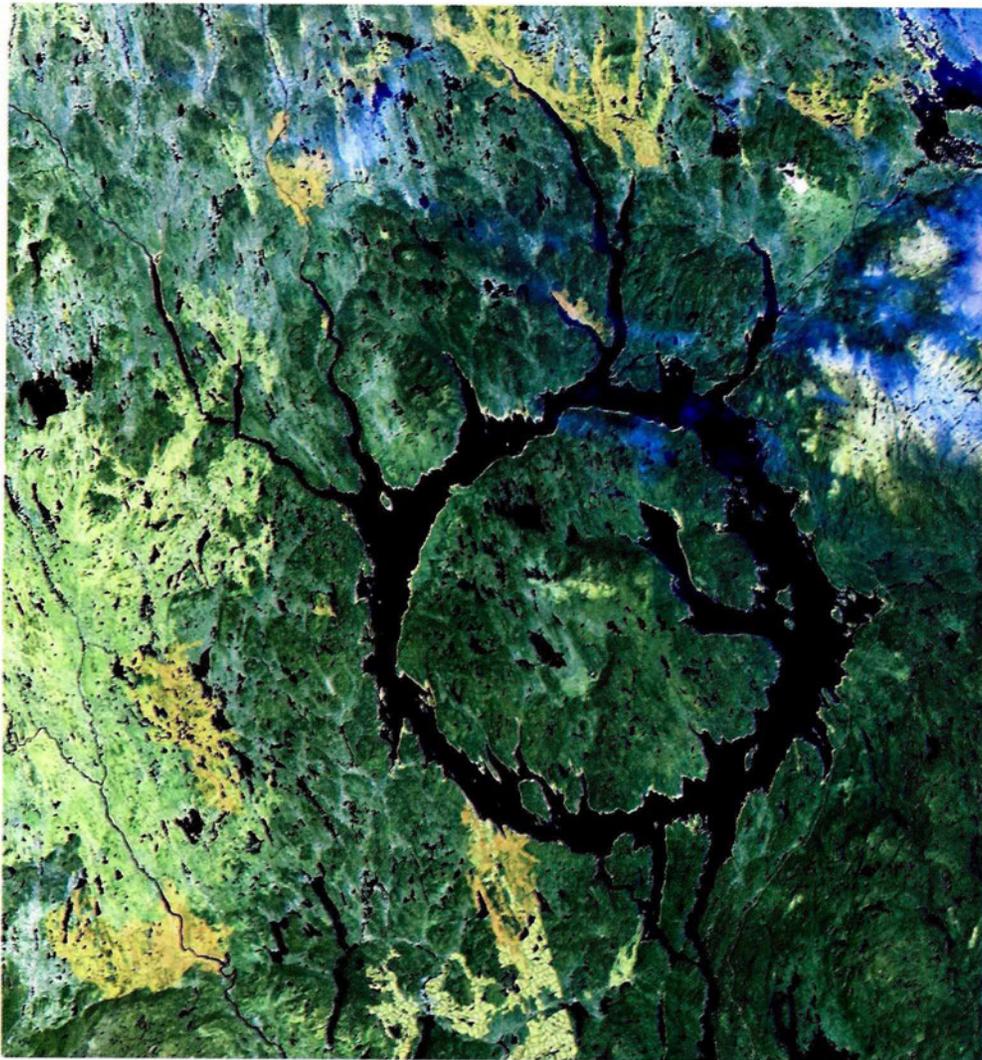
► Figura 3. Imagen Landsat de la estructura del río Vichada.

La interpretación de estas respuestas a la luz del conocimiento geológico del área de estudio (estilo estructural y tectónica, ambientes e historia geológica, estratigrafía y litología) constituye una herramienta invaluable en la comprensión de la evolución del fenómeno desde el momento en que se generó hasta la situación apreciable actualmente.

En este trabajo se enfatiza en que, además de la información obtenida por sensores remotos, nada reemplaza las observaciones hechas por la visita directa al sitio del probable impacto (Koeberl, 2004). En consecuencia, se plantean estudios geológicos y geofísicos de campo para conocer las características

de las rocas involucradas en la estructura, la geología del terreno y las anomalías geofísicas que puedan presentarse en el área de estudio.

En las últimas décadas, los estudios geofísicos y otros métodos, como los sensores remotos, han sido herramientas para el reconocimiento inicial de muchas estructuras de impacto (Pati & Reimold, 2007). Pueden enumerarse diversos casos en los que el primer acercamiento ocurrió gracias a una configuración especial detectada por medio de una imagen satelital. En el caso de la Estructura del río Vichada, esta fue la primera evidencia que llamó la atención acerca de la curiosa conformación del río. En la figura 4 puede observarse otro ejemplo



■ **Figura 4.** Imagen satelital que muestra el remanente del glaciar erodado de la estructura de impacto de Manicouagan en Quebec, Canadá (tomado de Pati & Reimold, 2007).

de imagen satelital: la Estructura Manicouagan en Quebec, Canadá.

La anomalía gravimétrica de una estructura de impacto es muy característica y la relación entre los efectos del choque y la densidad son totalmente evidentes. Se estima que un quinto de los cráteres de impacto conocidos en la Tierra están cubiertos por sedimentos. La gravimetría ha sido la principal herramienta para identificar estas estructuras (Ahern, 1997). En la figura 5 se observa la firma gravimétrica del cráter Chicxulub, al norte de la península de Yucatán en México.

La magnetometría también es un método de campos potenciales que aporta trascendental información de las estructuras de impacto. El hecho de que esta herramienta muestre los contrastes en

los valores de susceptibilidad magnética, así como el espesor de cobertera sedimentaria permite, en combinación con otros métodos, ir delineando y definiendo la geometría, disposición y profundidad del impacto en superficie y en el subsuelo. En la figura 6 se observa la anomalía magnetométrica de la Estructura Ames, en Oklahoma, Estados Unidos

Metodología de investigación

En el trabajo de investigación de Khurama (2007), se aplicó el principio de la hipótesis nula, es decir, se contradice la hipótesis original que señala que la Estructura del río Vichada corresponde a un cráter de impacto. Por tanto, se partió del análisis de los probables fenómenos geológicos que podrían dar como resultado la geometría circular observable en

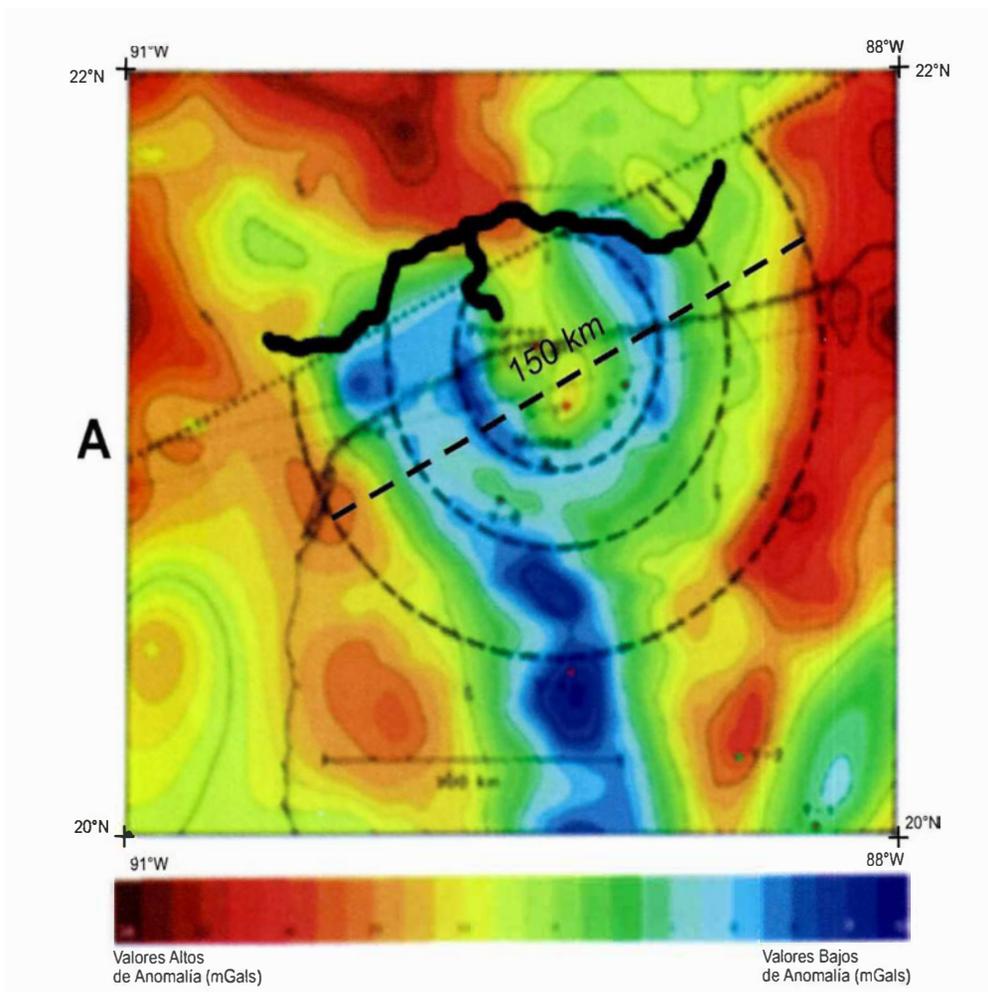
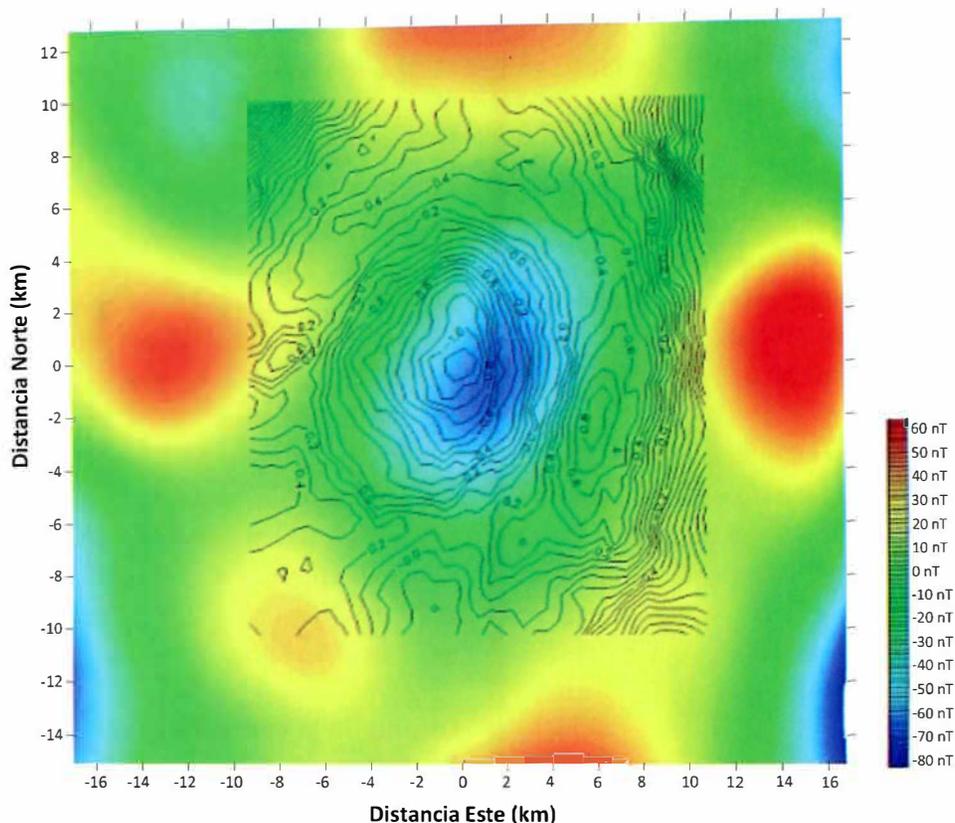


Figura 5. Anomalía gravimétrica de Bouguer en la esquina norte de la Península de Yucatán en México (tomado de Hildebrand et ál., 1991).



► **Figura 6.** Anomalía magnética observable en la estructura Ames, en Oklahoma, Estados Unidos. Los valores varían de decenas a cientos de nanoteslas, debido quizá a la desmagnetización, remagnetización y a los efectos de magnetización remanente por causas termales y químicas generadas por el impacto. En contornos se superpone la anomalía gravimétrica (tomado de Ahern, Judson L., 1997).

imágenes satelitales. Cada una de estas se examinó independientemente, estudiando sus causas y la respuesta geofísica que cada fenómeno puede generar. Las posibilidades varían desde un intrusivo ígneo, una diatrema, maar o, como lo ha propuesto Rocca (2002), puede ser causada por un impacto meteórico.

En este estudio se propone una metodología ordenada de manera tal que cada etapa se convierte en un insumo de la subsecuente. Se propone que en la determinación de estas estructuras se siga la metodología descrita a continuación.

Compilación de información existente

Se hace un inventario de la información disponible relacionada con el área de trabajo. Incluye bases topográficas, cartografía geológica previa, perfiles geológicos, columnas estratigráficas, pozos exploratorios, petrografía, dataciones isotópicas, líneas

sísmicas, aerogeofísica, e imágenes de sensores remotos. La información geofísica satelital utilizada en el caso de la Estructura del río Vichada fue tomada de la base de datos del EGM-96 (Torrence et ál., 1998).

Esta información se debe manejar en medio digital de manera tal que sea posible intercambiar archivos, superponer capas y generar bases de datos. Es recomendable utilizar un modelo digital de elevación como el de la NASA. Este ejercicio de compilación es muy importante, ya que permite conocer los trabajos previos para, en la etapa subsiguiente, cuestionar la validez de conclusiones precedentes formuladas por colegas que hayan estudiado el fenómeno.

Análisis y evaluación

Se evalúa la información compilada en la fase anterior. Se analiza qué otros fenómenos geológicos

pueden generar este tipo de estructuras. En el caso de estudio, se tuvieron en cuenta los intrusivos, como batolitos, diques anulares, lacolitos o stocks –los cuales pueden presentar formas circulares que al llegar a superficie, o al ser expuestas por la erosión, muestran formas radiales similares a un cráter de meteorito–. Otras estructuras que deben tenerse en cuenta son diatremas, maars o un cráter producido por un impacto meteórico. Algunas de estas se descartan por sus dimensiones o su geometría en el subsuelo.

A partir de estas posibilidades se decide qué instrumentos ayudan a esclarecer la génesis de la estructura y con ello reducir las hipótesis a un par de probables fenómenos geológicos. El objetivo de esta fase es filtrar los datos relevantes, determinar vacíos de información y establecer qué herramientas geofísicas se utilizarán.

Combinación de información preexistente

Con el material recopilado: artículos, libros, informes técnicos, tesis de grado, tablas generales y el componente gráfico correspondiente a mapas, columnas estratigráficas, perfiles geológicos, fotografías digitales de afloramientos e imágenes de sensores remotos, se genera un banco de datos digital y análogo.

Es recomendable manipular coberturas cartográficas bajo plataforma tecnológica SIG, relacionadas con bases topográficas, información geológica, geofísica, geoquímica, índices de líneas de vuelo e imágenes de sensores remotos. Esto posibilita hacer cruces de coberturas técnicas y establecer correlaciones entre las diferentes fuentes de información.

Procesamiento de información geofísica regional existente

Esta fase es clave en el proceso de análisis, ya que parte de información geofísica existente. De preferencia, se deben tener como punto de partida los datos “crudos” para procesar con parámetros que se ajusten al problema en estudio, ya sea para descartar fenómenos similares o para realzar atributos

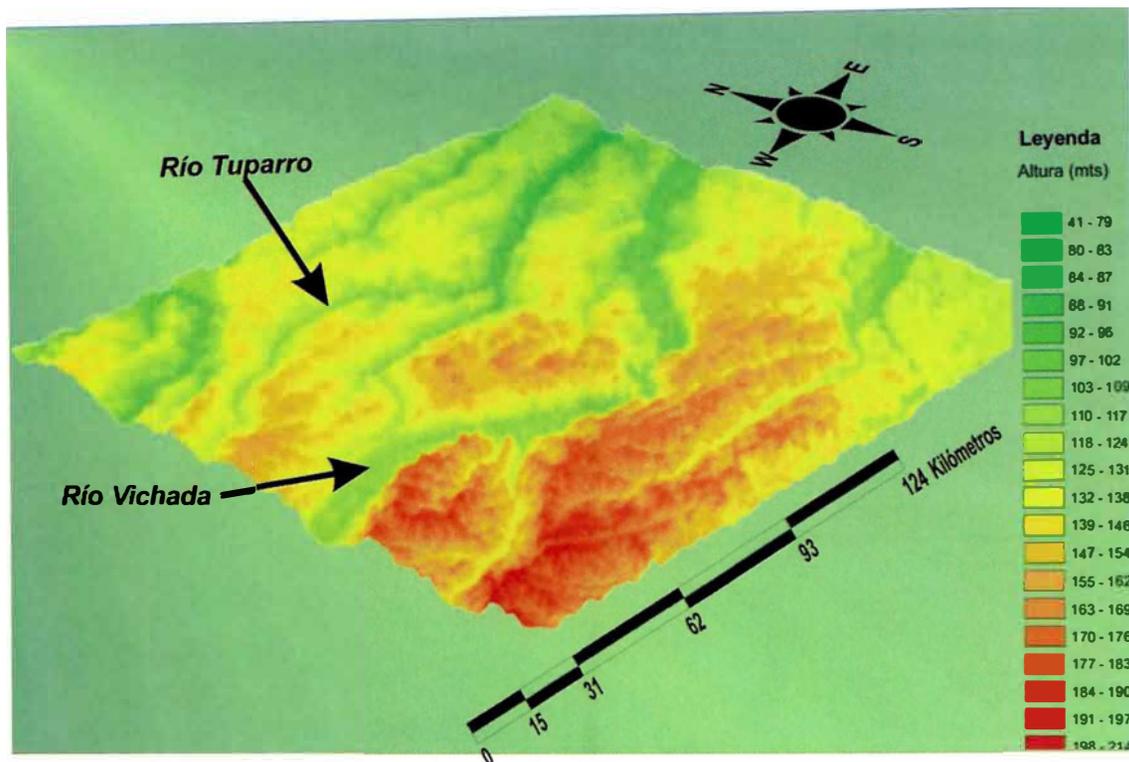
geométricos o contrastes entre litologías esperadas de acuerdo con la hipótesis planteada.

Para estudios regionales es muy interesante utilizar información satelital. En el caso de estudio se trabajó con el Earth Gravity Model 1996 (EGM96) (Torrence et ál., 1998) con resolución de 0,5 grados y con información aportada por la Misión Satelital GRACE con resolución aproximada de 50 km, complementado con datos de la Red Gravimétrica Nacional. Utilizando esta información, pueden hacerse modelamientos del sector, o sectores de interés, desde la corteza hasta discontinuidad de MOHO, aproximadamente a 35 km de profundidad. En su defecto, dependiendo de la calidad, resolución y profundidad alcanzada por los estudios geofísicos previos, se determinarán los parámetros técnicos y espaciales que se tendrán en cuenta.

Diseño de la campaña geológica y geofísica

Se elabora un diseño de la campaña de geología de campo para reconocer los principales rasgos geomorfológicos y las evidencias geológicas relacionados con la estructura, ubicación de perfiles óptimos para levantamiento geológico y predicción de sitios de muestreo. De acuerdo con Koeberl (2004), se esperaría encontrar evidencias de efectos de metamorfismo de impacto y, en algunos casos, meteoritos, o trazas de estos. De igual manera, se diseña la campaña de levantamiento geofísico. Este diseño es muy importante, pues deben ajustarse los parámetros de longitud y orientación de los perfiles, número de estaciones, toma de datos en campo (por ejemplo susceptibilidad magnética in situ).

De un buen diseño dependerá no sólo la calidad de los datos, sino que se ajusten a las necesidades particulares de la estructura que se quiere evaluar. En este caso, por razones técnicas y logísticas (de tiempo, accesibilidad y condiciones climáticas), se optó por utilizar gravimetría y magnetometría terrestre. Como ejemplo del caso de estudio, en la figura 7 se muestra una vista en perspectiva del Modelo Digital de Elevación proporcionado por la NASA. El tratamiento digital de la información con diferentes



► **Figura 7.** Vista en perspectiva de la misma imagen, modificada del Modelo Digital de Elevación de la NASA con resolución 90 X 90 m (<http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>). La escala vertical se ha exagerado X 5 para resaltar los contrastes topográficos.

parámetros permite tomar mejores decisiones en el diseño de las campañas geológicas y geofísicas.

Adquisición

Se trata de la campaña de campo propiamente dicha. En esta se hace el reconocimiento geológico de las principales unidades litológicas presentes en el área de estudio, geformas predominantes y unidades litológicas que permitan caracterizar la estructura estudiada. Se colectan muestras de roca y se analizan cambios morfológicos y zonas de alteración. Se lleva a cabo el levantamiento geofísico diseñado.

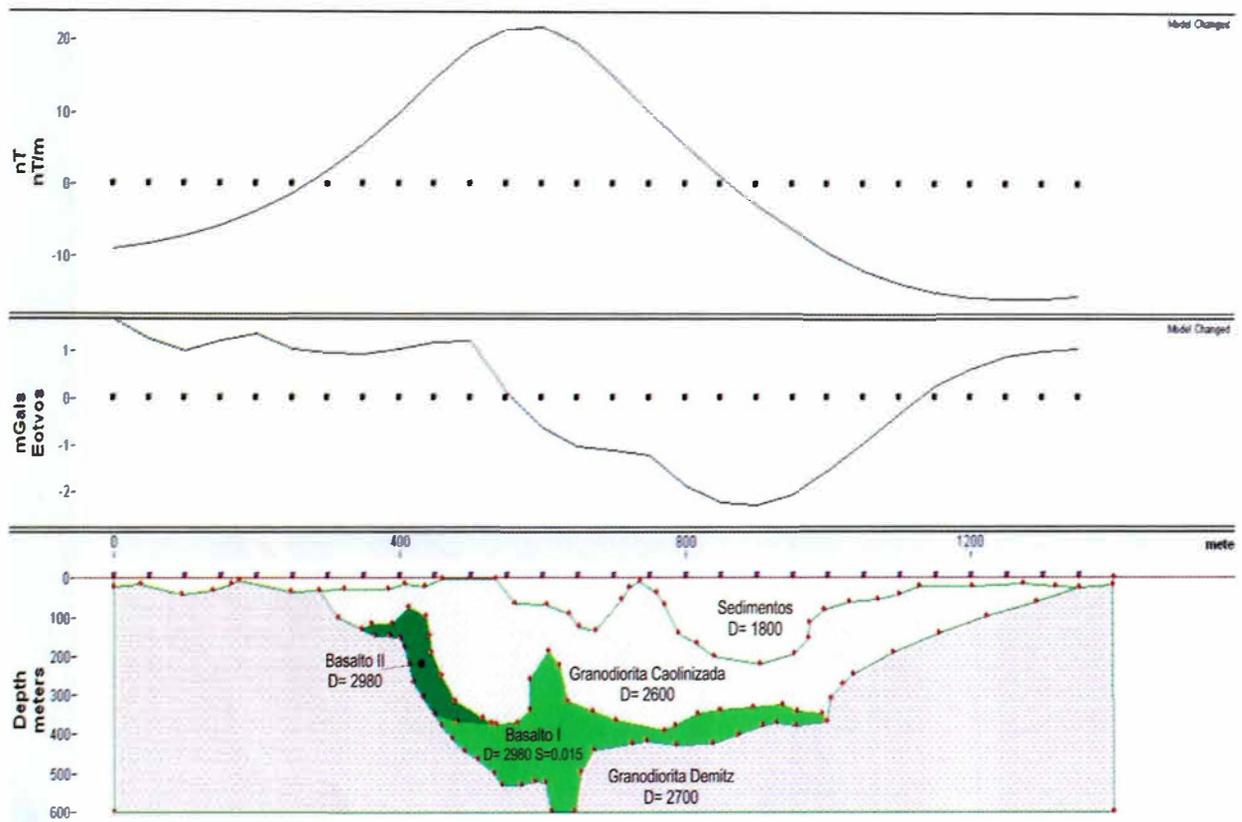
Procesamiento

Aquí se procesa la información adquirida en campo. Se elaboraron mapas y perfiles. Se hacen modelamientos utilizando software geofísico; por ejemplo el Oasis Montaj y el GM-SYS. El modelamiento directo sobre los probables causantes de la Estructura debe hacerse simulando características del área de

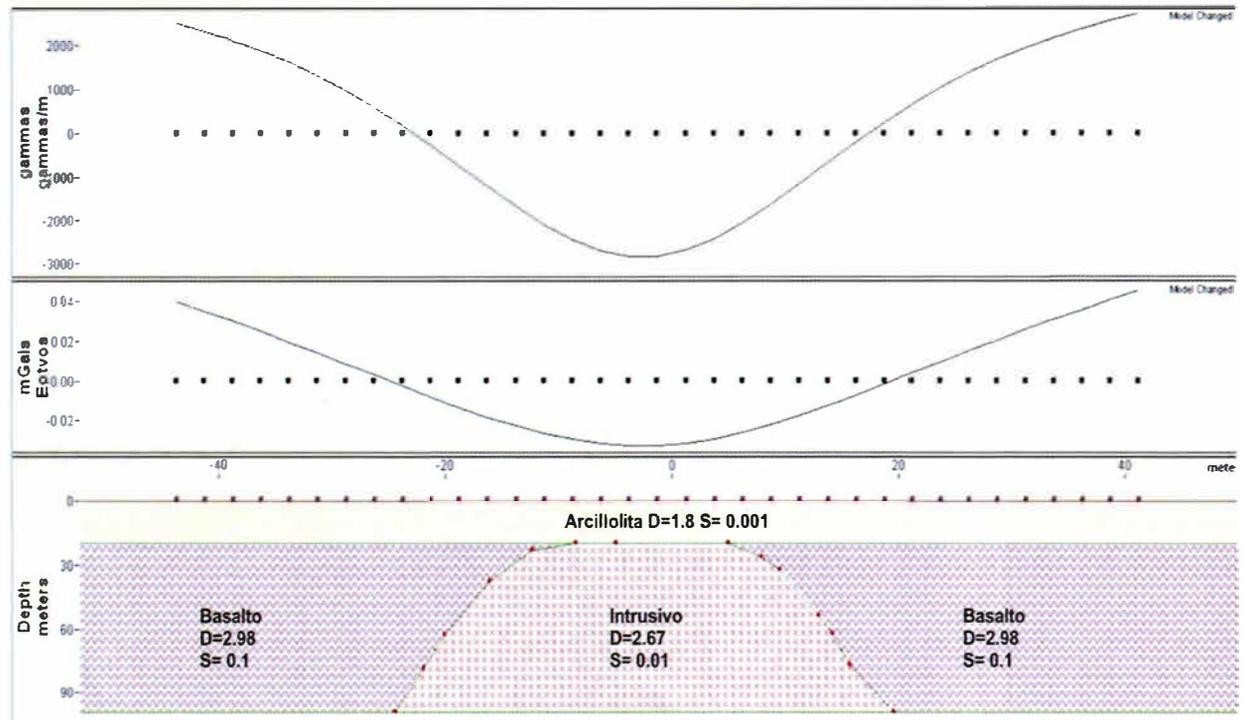
estudio. Deben asumirse valores de susceptibilidad magnética y densidades que deben corresponder con el conocimiento que se tiene de la litología y las propiedades físicas de las rocas presentes en el área de estudio.

Como ejemplo de modelamiento de fenómenos geológicos que podrían generar estructuras radiales como la presente en el río Vichada se muestran las respuestas idealizadas, tanto de anomalías gravimétricas como magnetométricas de una diatrema, un intrusivo y un impacto meteórico (figuras 8, 9, y 10, respectivamente).

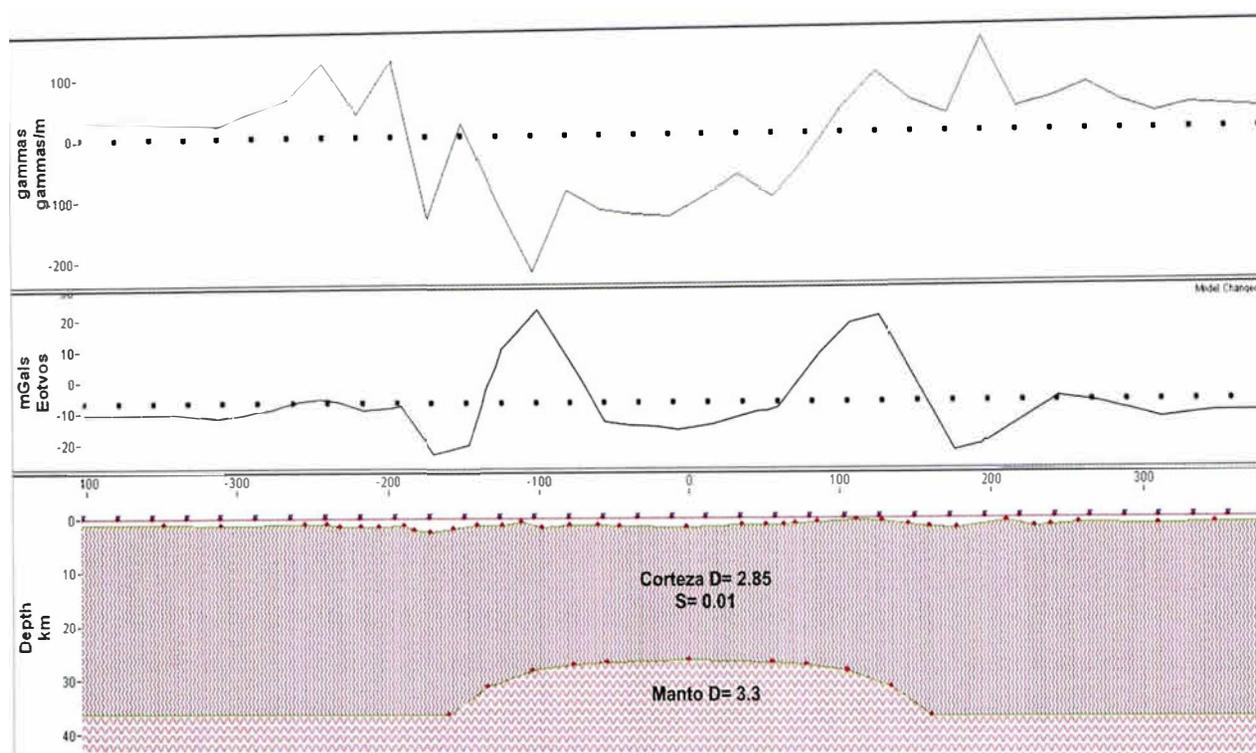
En el modelo que recrea un impacto meteórico se produce una concentración de masa (conocida como MASCON, por su sigla en inglés). Esta se forma por una respuesta elástica del manto después del impacto. La capa de manto, más densa, rebota empujando la corteza que lo cubre. Esta situación genera un resultado de contrastes gravimétricos –debido a las diferencias de densidades– y magnetométricos, causados por las propiedades mag-



► **Figura 8.** Ejemplo de la respuesta geofísica de una diatrema (modificado de Lindner et ál., 2006). La curva superior muestra la respuesta magnetométrica; la inferior, la gravimétrica. D = Densidad, S = Susceptibilidad magnética.



► **Figura 9.** Modelo idealizado de un intrusivo. La curva superior muestra la respuesta magnetométrica, la inferior, la gravimétrica. D = Densidad, S = Susceptibilidad magnética.



► **Figura 10.** Ejemplo idealizado de la respuesta geofísica en un área en la que hubo un impacto de un meteorito. La curva superior muestra la respuesta magnetométrica, la inferior la gravimétrica. D = Densidad, S = Susceptibilidad magnética.

néticas de los materiales constituyentes del manto, apreciable en las curvas modeladas. Estos perfiles también muestran los anillos concéntricos típicos de estas estructuras de impacto.

Interpretación

La interpretación de los datos colectados en campo involucra el conocimiento adquirido de la geología, de las hipótesis de trabajo planteadas y de las restricciones que establecen los modelos predefinidos (sin que esto involucre el forzar una respuesta deseada). Esta interpretación se relaciona con el modelo geológico y con la información procesada de las bases de datos globales existentes, y se generan conclusiones que explican satisfactoriamente la estructura.

Después de seguir metódicamente cada una de las etapas enunciadas anteriormente, se tendrán suficientes herramientas de juicio para descartar algunos fenómenos geológicos que podrían generar la

estructura y concluir, en caso de que sea un cráter de impacto, la causa extraterrestre del fenómeno.

Integración final de modelos

Al final de estas etapas es posible establecer modelos geológicos y geofísicos que aporten una explicación coherente del fenómeno analizado. Cuando la información geológica de superficie es insuficiente, resalta aún más la importancia de los datos obtenidos por medio de los sensores remotos (imágenes satelitales, de radar y fotografías aéreas), incluida la información aerogeofísica o satelital. En esta integración es importante utilizar el principio de economía de hipótesis, lo cual significa que no deben inventarse más estructuras ocultas (o más complejas) de las mínimas necesarias para explicar los datos, pues la explicación más sencilla que involucre la mayor cantidad de observaciones en un modelo coherente con seguridad será la más acertada.

A estas alturas del proceso investigativo deben haberse cubierto diversas escalas de trabajo: global, con la utilización de información gravimétrica satelital; regional, con el aprovechamiento de información aerogeofísica; y local, con levantamientos de geología de campo y perfiles geofísicos u otros datos colectados de acuerdo con las circunstancias técnicas y operativas de la zona de trabajo. Esta abundancia en el espectro de información recopilada permitirá generar un modelo armónico que esclarezca el fenómeno causante de la estructura, su génesis, caracterización geológica y geofísica.

¿Cuál sería entonces la lista de chequeo, de mínimo cumplimiento, para determinar una estructura generada por un impacto de meteorito?

Koeberl (2004) plantea algunos criterios para la identificación y confirmación de las estructuras de impacto en la Tierra. Las características más importantes son:

1. Morfología del cráter.
2. Anomalías geofísicas.
3. Evidencias de metamorfismo de contacto.
4. Presencia de meteoritos o evidencia geoquímica para trazas de proyectiles meteóricos.

Koeberl sostiene que las observaciones morfológicas y geofísicas son importantes al proveer información suplementaria o inicial. Las estructuras geológicas con límites circulares, localizadas en sitios en que no hay otra causa obvia para producir características casi circulares, pueden indicar que son originadas por impactos de meteorito. Los métodos geofísicos son muy útiles en identificar estructuras potenciales de impacto, sobre todo en el esclarecimiento de su geometría y disposición en el subsuelo. En cráteres complejos, el levantamiento central consta de rocas densas del basamento y, generalmente, contiene material afectado con severidad por el impacto. Con frecuencia este levantamiento es más resistente a la erosión que el resto del cráter; por tanto, en estructuras antiguas erodadas, puede ser el único remanente identificable del cráter. Las características geofísicas medibles en los

cráteres de impacto incluyen gravimetría, propiedades magnéticas, sísmica de reflexión y refracción, resistividad eléctrica, gama espectrometría y otras. En la tabla 1 se muestra un resumen de las herramientas geofísicas que podrían ser utilizadas para analizar probables impactos meteóricos.

Importancia económica de los cráteres de impacto

En cuanto a la importancia económica de los impactos meteóricos, Westbroek & Stewart (1996) señalan que, desde un punto de vista más comercial, los cráteres de impacto se han ligado a depósitos económicos de varios materiales y, en algunos casos, estos depósitos son de importancia mundial (por ejemplo el depósito Cu-Ni en Sudbury, Ontario). De los 140 cráteres de impacto terrestres conocidos, aproximadamente 35 (25%) han sido asociados a depósitos económicos. Actualmente 17 (12%) son aprovechados activamente.

A continuación se enumeran, a manera de ejemplo, algunos de los depósitos minerales más importantes asociados a cráteres de impacto. Entre los ejemplos se mencionarán depósitos de minerales metálicos, diamantes generados por impacto, procesos hidrotermales, acumulación de hidrocarburos y shales generadores de hidrocarburos

Depósitos de minerales metálicos

Uno de los ejemplos más conocidos de depósitos de minerales metálicos es el cráter precámbrico de Sudbury en Canadá, cuyas 1,65 mil millones de toneladas métricas de mena con un promedio de 1,2% de níquel y 1,05% de cobre (Masaitis & Grieve, 1994). Los metales se encuentran en segregaciones de sulfuros que fueron inmiscibles dentro del magma generado por el impacto. De menor importancia en Sudbury es la mena hidrotermal en un carbonato delgado depositado en el cráter después del impacto. Este depósito contiene 6 millones de toneladas métricas con un promedio de 4,4% de zinc, 1,4% de cobre y 1,2% de plomo (Rosenfeld, 2002).

Tabla 1. Métodos geofísicos disponibles para determinación de cráteres de impacto.

Método	Propiedad física	Ámbito de Adquisición	Aporte exploratorio	
Magnetometría	Susceptibilidad magnética y remanencia	Superficie, aérea y en pozo	Tectónica y patrones estructurales de los cuerpos rocosos afectados. Detección de intrusivos máficos con cromo, níquel, diamantes, hematita	
Gravimetría	Densidad	Superficie, aérea y en pozo	Tectónica de las cuencas. Diferenciación de domos salinos Cuerpos de cromita Sulfuros masivos	
Eléctricos	Potencial espontáneo	Conductividad	Superficie y en pozo	Detección de sulfuros masivos y fluidos en zonas de falla causadas por el impacto En depósitos de hidrocarburos "Electrofiltración" de movimiento de fluidos cerca de los pozos
	Resistividad	Resistividad o conductividad eléctrica	Superficie y en pozo	Para detectar fluidos conductivos en cercanías en presencia de hidrocarburos Mapeamiento en el subsuelo de características tectónicas, patrones de fracturas causadas por el impacto. Menas de minerales conductores Diferenciación de cuerpos resistivos: sal, calizas y carbón
	Polarización inducida	Polarización de Interfase iónica	Superficie y en pozo	Menas minerales diseminadas, incluidos cuerpos de pórfidos cupríferos.
	Electromagnetismo	Conductividad eléctrica e inductancia	Superficie, aérea y en pozo	Permite detectar depósitos de sulfuros masivos de baja resistividad (alta conductividad) Permite cartografiar características litológicas y estructurales de las cuencas.
	Radar	Constante dieléctrica	Superficie, aérea y en pozo	Geometría, continuidad, profundidad y disposición de los cráteres. Tectónica y fracturas. Tiene limitaciones de profundidad.
Sísmica de refracción y reflexión	Densidad y módulo de elasticidad que determinan velocidad de propagación de ondas sísmicas (P y S)	Superficie, y en pozo	Geometría, continuidad, profundidad y disposición de las estructuras. Es posible hacer inferencias de tectónica, incluso fracturas. Con técnicas de procesamiento, es posible conocer detalles internos de las litologías involucradas.	
Rayos Gamma	Espectrometría	Concentración emisión de U, Th y K	Superficie, aérea y en pozo	Alteraciones mineralógicas de los depósitos
	Centillometría	Concentración emisión de U, Th y K	Superficie, aérea y en pozo	Alteraciones mineralógicas de los depósitos
Estado termal	En pozo	Conductividad termal	En pozo	Mediciones de conductividad termal de sedimento inconsolidados. Aprovechamiento de recursos geotermales asociados a impactos.
	Por sensores remotos	Inercia termal	Superficie y en pozo	
Otros sensores remotos	Intensidad de radiación reflejada (UV, VIS, IR)	Reflectancia del espectro luminoso, Albedo	Superficie	Geometría superficial de los cuerpos Anomalías morfológicas superficiales

El cráter Chicxulub, al norte de la península de Yucatán, en México, tiene tamaños similares y es posible que una cantidad de metal similar a la de Sudbury esté presente en el nivel ígneo profundo de Chicxulub (figura 11). En el caso de este cráter, el depósito es el producto de la mineralización hidrotermal en fracturas y mantos hospedados dentro de las rocas carbonatadas que rodean el cráter.

De acuerdo con Rosenfeld (2002), los elementos de este sistema incluirían:

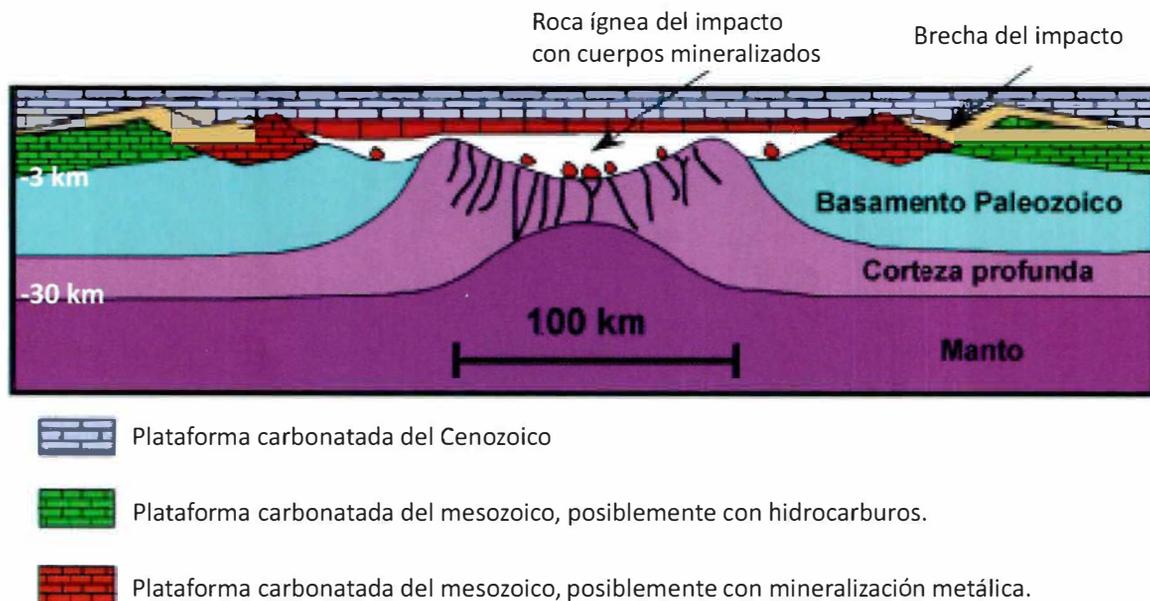
1. El levantamiento central de rocas sobrecalentadas de la corteza profunda (~25 km de profundidad) sobre un área de ~100 km de diámetro.
2. Una caldera remanente en la parte central del impacto, llena de magma y roca caliente, sujeta al ingreso constante de agua oceánica desde la orilla marina del cráter.
3. Una salmuera hidrotermal con alta concentración de cloruros provenientes, principalmente, del agua marina y de sulfuros derivados de los sulfatos del agua marina y de la anhidrita.
4. La convección profunda a través de abundantes fracturas formadas por el impacto y por el colapso subsiguiente de las paredes del cráter.

5. La lixiviación de iones metálicos por la salmuera desde las paredes del sistema hidrotermal, formando complejos metálicos solubles de cloruro y sulfuro.
6. La precipitación de sulfuros metálicos desde la salmuera al enfriarse y oxidarse en las partes distales del sistema hidrotermal.
7. La zonificación metalogénica durante al enfriamiento del sistema.

Diamantes de impacto

En el caso de un impacto producido por un meteorito, y contando con la presencia de suficiente carbón (por ejemplo grafito en rocas cristalinas graníticas), existe la posibilidad de generar yacimientos diamantíferos. Incluso, dada las presiones y temperaturas alcanzadas por el impacto, pueden generarse a partir de litologías ricas en materia carbonosa o simplemente mantos de carbón (Hawke & Dentith, 2006).

Un ejemplo de este tipo de yacimientos es el cráter de Popagai en Siberia (Lee, 2004). En la fase anterior al impacto, existía una depositación original de carbón biogénico acumulado en sedimentos



► **Figura 11.** Sección longitudinal esquemática que muestra posibles recursos económicos relacionados con el cráter de Chicxulub (adaptado de Sharpton et ál., 1994, en Rosenfeld, 2002).

pelíticos, que sufrió metamorfismo granulítico para formar grafito (en un periodo de 2,4 Ga). Este último aparece en una cantidad menor de 1 a 5% del gneis. La onda de presión del impacto transformó instantáneamente el grafito en diamante. Los diamantes se encuentran en una concha semiesférica de alrededor de 1,6 km de espesor, distribuidos dentro del granito de edad arqueano en una distancia radial que se extiende desde 12 hasta 13,6 km sobre el límite más externo del fundido, con un volumen de casi 1600 km³. En la figura 12 se observa la apariencia en afloramiento de esta estructura.

Procesos hidrotermales

De acuerdo con Hawke & Dentith (2006), existen dos criterios clave para que se formen depósitos epigenéticos: 1. Que el enriquecimiento metálico esté presente previamente, en las rocas que serán impactadas (rocas carbonatadas o metasedimentarias). 2. Que el impacto sea suficientemente importante para que genere una celda hidrotermal capaz de alterar o removilizar este enriquecimiento para formar un depósito.

Pirajno (2005) muestra evidencia de sistemas hidrotermales formados por impactos en Australia. Pirajno et ál. (2003) infieren la removilización de mineralización menor de Pb-Zn de carbonatos hospedados, a partir de la estructura Shoemaker, hasta una distancia de dos diámetros del cráter. Sugieren que un segundo evento hidrotermal con temperaturas de 300 a 360 °C opacó el primer evento hidrotermal.

Acumulaciones de hidrocarburos

Otro potencial económico de los impactos meteoríticos es el favorecimiento de acumulación de hidrocarburos. En Norteamérica, prácticamente la mitad de los cráteres están asociados a campos petrolíferos explotados económicamente. El impacto de un meteorito impulsa diferentes procesos geológicos que favorecen la generación y potencial acumulación de crudo (Hawke & Dentith, 2006). El estrés causado por el choque produce una alta densidad de rocas fracturadas que se constituirían en excelentes rocas reservorio. La posterior erosión y depositación de capas finas generaría sellos que



► **Figura 12.** Fotografía que muestra la exposición del cráter Popogai. Se observan brechas masivas alogénicas causadas por el estrés del impacto. Tomado de Keenan Lee, The Colorado School of Mines: <http://geology.mines.edu/faculty/klee/docs/Popogai.pdf>.

Tabla 2. Comparación de importantes yacimientos de petróleo asociados a cráteres de impacto.

Estructura	Diámetro y Morfología	Edad	Acumulación de Hidrocarburos	Asociación Estructural
Ames, OK	14 km	450 Ma	50 MMbbl aceite 20-60 BCFG Roca fuente controlada por la estructura	Dolomitas en anillo kárstico Brechas granito-dolomíticas del levantamiento central y fondo del cráter
Red Wing Creek, N.D.	9 km - C	200 Ma	40-70 MMbbl aceite recuperable 100 BCFG recuperable 12.7 MMbbl aceite y 16.2 BCFG producción total Trampa disponible para hidrocarburos migrantes	Reservorio misisipiano Brechamiento en el levantamiento central
Avak, Alaska	12 km - C	3-100 Ma	37 BCFG reservas Trampa disponible para hidrocarburos migrantes	Fallas lítricas en el anillo, las cuales forman trampas estructurales en bloques competentes
Márquez, Tx	22 km - C	58 Ma	Alguna producción de gas	?
Newporte, N.D.	3.2 km - C	500 Ma		Basamento altamente fracturado
Calvin, Mich.	?	?	600 MMbbl aceite	?
Oteen, AB	22 km - C	95 Ma	600 bbl por día	Anillos complejos
Viewfield, Sask	2.4 km - S	Triásico Jurásico	400 bbl por día 20 MMbbl aceite recuperable Trampa disponible para hidrocarburos migrantes	Brecha carbonatada misisipiana Misisipiano en el anillo
Tookoonooka, Australia	55 km	?	Forma una zona somera para hidrocarburos migrantes desde la Cuenca Eromanga	Potencial para trampas estratigráficas

favorecerán el cierre de la trampa y permitirán la acumulación del yacimiento.

Un ejemplo de este tipo de depósito es la provincia de Tookoonooka, en Australia, que es una importante acumulación de aceite y gas. La tabla 2 muestra un resumen de algunas de las principales estructuras petrolíferas asociadas a impactos meteóricos.

En la figura 13 se observa el ejemplo de un perfil de la Cuenca Entreplataforma en el Bloque Yucatán. Los objetivos exploratorios de este play serían las areniscas syn-rift y del post-rift temprano sobre los flancos y crestas de los pilares, y los carbonatos depositados durante y después de la inundación ocasionada por el evento postorogénico de la apertura del golfo de México y del Proto-Caribe (Rosinfeld, 2002).

Shales generadores de hidrocarburos

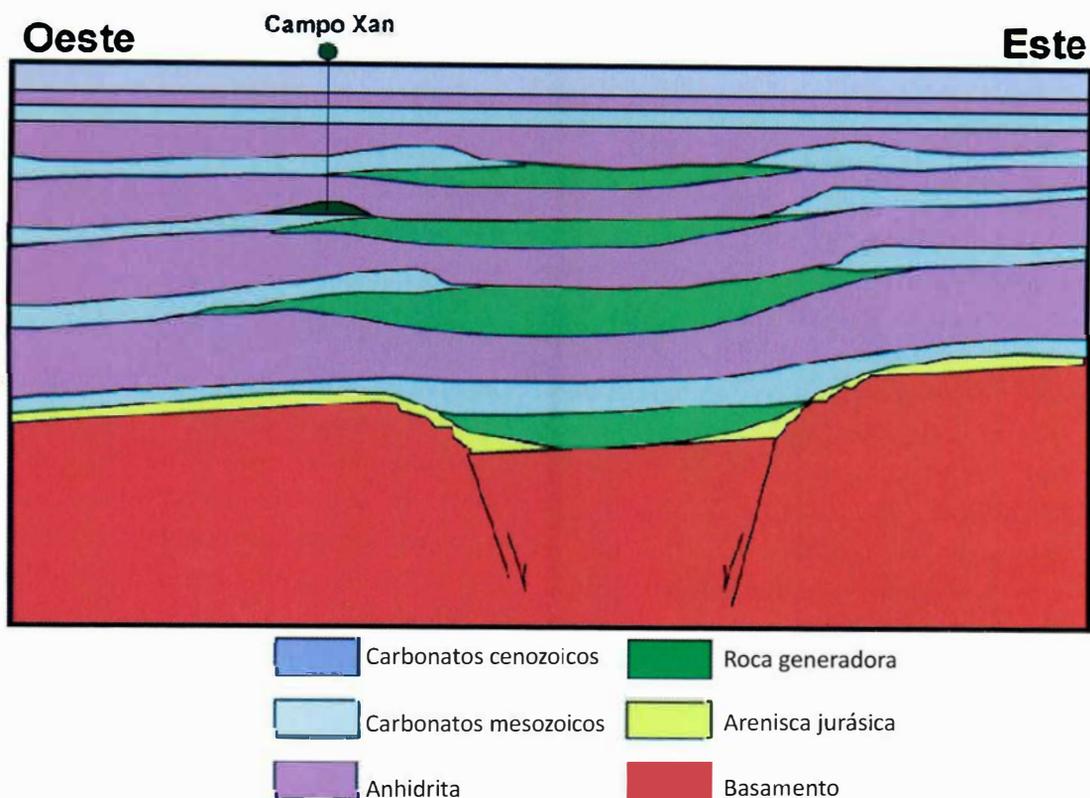
Un impacto meteórico puede generar una cuenca aislada. Si se estimula la actividad orgánica, por ejemplo a partir de algas, se obtiene el suministro orgánico suficiente para desarrollar shales generadores de hidrocarburos. Entre los casos típicos descritos por Westbroek & Stewart (1996) tenemos los cráteres de impacto en Boltysh (25 km de diámetro, 88 Ma), Obolon (15 km de diámetro, 215 Ma) y Rotmistrovka (2,7 km de diámetro, 140 Ma) en Ucrania. Estos contienen, según estos autores, shales portadores de alrededor de 90 millones de barriles de aceite inmaduro. Solo Boltysh contiene 4,5 billones de toneladas métricas de shale, en una secuencia productiva de 400-500 m de espesor.

Discusión

Demostrar la existencia de un cráter producido por un impacto meteórico tiene consecuencias prometedoras desde el punto de vista económico. Existen cráteres de importancia mundial relacionados con depósitos. Ejemplos de estos son el cráter Chicxulub (al norte de la península de Yucatán), que al encontrarse enterrado ha tenido que ser descrito por mediciones indirectas; el cráter Sudbury (Canadá), muy deformado; el Vredefort (Sudáfrica), deformado y altamente erodado, y el Popigai (Siberia), cuya exposición y preservación es muy apta para llevar a cabo estudios detallados acerca de la composición y mecánica de este tipo de eventos catastróficos.

Los depósitos de materiales formados en los cráteres de impacto o al rededor de estos se han dividido en tres categorías: depósitos progenéticos, singenéticos y epigenéticos (Masaitis, 1989). Los depósitos progenéticos o preimpacto, se originan en procesos geológicos endógenos. Estos depósitos ya existían antes del impacto. En este caso, el

impacto tiene el efecto de redistribuir el depósito (haciéndolo más fácilmente explotable), o hacerlo visible. Los ejemplos incluyen depósitos de oro y uranio de la estructura Vredefort en África del Sur (7 mil millones de dólares por año) y el depósito de uranio de Carswell en Saskatchewan, Canadá (quizás mil millones de dólares en mena de uranio). Los depósitos singenéticos se originan durante un evento de impacto o poco después de este. Estos son atribuidos generalmente a la depositación directa de energía en las rocas causando un cambio de fase y fundición. El depósito Cu-Ni en Sudbury, Ontario, es de este tipo (2 mil millones de dólares durante los últimos cinco años). Otro ejemplo de este tipo de depósitos son los diamantes descubiertos en la estructura Popigai (Masaitis et ál, 1972; Masaitis 1989). Los depósitos epigenéticos se forman después del impacto y generalmente se atribuye a la alteración termal o hidrotermal inducida por el choque. Por ejemplo, formación de cuencas cercanas con sedimentación aislada o flujo de líquidos



► Figura 13. Sección longitudinal esquemática de la cuenca entreplataforma al norte del Arco de La Libertad (tomado de Rosenfeld, 2002).

en trampas estructurales asociadas al cráter. A esta tipología corresponden algunas acumulaciones de hidrocarburos. Ejemplos de este tipo de depósitos son las estructuras Crooked Creek, Decaturville y Serpent Mound en Estados Unidos, y la de Kara en Rusia (Reimold et ál., 2005).

Como se deriva de los ejemplos mencionados, encontrar un impacto meteórico es un objetivo potencial para nuevos blancos de exploración. La importancia económica de identificar este fenómeno es que permite generar nuevas perspectivas para la prospección de grandes depósitos de:

- Minerales metálicos.
- Diamantes.
- Procesos hidrotermales.
- Acumulaciones de hidrocarburos.
- Shales como roca generadores de hidrocarburos.

Una vez identificado un cráter meteórico, es esencial establecer la edad del impacto. Con esta información se determinarán las características del entorno geológico sobre el cual impactó el cuerpo, la litología de rocas afectadas, el sincronismo con otros fenómenos actuantes, las características tectónicas y paleoambientales. Estos elementos permitirán establecer qué potencialidad hay de depósitos minerales y las características de estos.

Reimold et ál. (2005) resume los principales depósitos económico-minerales relacionados con estructuras de impacto, enuncia otras ventajas de tipo comercial o económico derivadas de estas estructuras. Así mismo, señala el uso de materiales de construcción en las iglesias de Nördlingen, a partir de bloques de suevita³ de brechas de impacto procedentes de cráter de Ries al sur de Alemania, y en la de Rochechouart, procedentes del cráter del mismo nombre en la provincia de Haut-Limousin del suroccidente francés. Menciona otros usos curiosos, como el caso del reservorio Manicouagan en la estructura de impacto de 100 km de ancho en Quebec (Canadá), parte de un gigante proyec-

to de desarrollo hidroeléctrico, así como otro tipo de aprovechamiento turístico: el museo en el cráter meteórico de Arizona. Describe otros ejemplos de cráteres que son o están convirtiéndose en museos naturales de gran importancia turística.

Conclusiones

En la búsqueda de prospectos para fuentes minerales es de vital importancia plantear ideas novedosas que permitan encontrar nuevos depósitos no convencionales. Se trata de retomar fenómenos geológicos que solo han sido tenidos en cuenta desde un punto de vista meramente científico, y aproximarse a ellos desde una nueva perspectiva: su potencial económico. El trabajo en el que se basa este artículo (Khurama, 2007) abre las puertas a esas nuevas posibilidades; en este caso la importancia económica y la prospectividad de los depósitos minerales generados por impactos meteóricos. Como se mostró en esta breve exposición, son variados e interesantes los tipos de depósitos que pueden estar asociados a estas estructuras de impacto.

Un cráter producido por un impacto meteórico tiene importantes consecuencias desde el punto de vista económico. Existen cráteres de clase mundial relacionados con depósitos. Entre otros se encuentran el cráter Chicxulub (México), el cráter Sudbury (Canadá), el Vredfort (Sudáfrica) y el Popigai (Siberia).

En este tipo de trabajo resalta la importancia de la aplicación de sensores remotos y las técnicas geofísicas regionales para llegar áreas de difícil acceso. En una geografía como la colombiana, con un gran porcentaje de territorio aislado de los grandes centros urbanos y con vías de comunicación deficientes, este tipo de herramientas son óptimas para, con una relación costo beneficio favorable, cubrir grandes superficies de terreno e identificar zonas anómalas para llevar a cabo posteriores estudios detallados. Los métodos geofísicos aerotransportados y satelitales proveen información que pueden utilizarse como valioso insumo para diferentes fines, desde los económicos hasta el manejo de zonas de riesgo geológico e interés científico. 

³ Es una brecha polimictica de impacto con matriz clástica que contiene fragmentos de impacto y partículas congénitas de la fusión.

Glosario

Asteroide. Cuerpo sideral más pequeño que un planeta; orbita alrededor del Sol. También se le ha denominado planetoide o planeta menor, ya que la mayoría puede ser restos de planetas antiguos o en formación. Los más cercanos se encuentran en nuestro sistema solar, orbitando entre Marte y Júpiter. Ocasionalmente, algunos abandonan esta órbita. Su composición puede ser metálica, carbonácea o, los más alejados, de hielo.

Cráter de Impacto. Depresión, generalmente de geometría circular, sobre un planeta o satélite natural. Es causado por el choque de un cuerpo externo, de menor tamaño, que viaja a alta velocidad. La depresión puede ser causada por el cuerpo mismo o por la onda de choque, que puede generar miles de megatones de energía.

Meteorito. Meteoroides que ha penetrado en la atmósfera terrestre, que no se ha desintegrado o vaporizado por el roce con la atmósfera. En otras pa-

labras, es la muestra física, el fragmento de roca de origen extraterrestre que se encuentra en el suelo terrícola.

Meteoro. Su raíz griega significa “fenómeno celeste” y es el término utilizado para describir el destello luminoso producido por un meteoroides al atravesar las capas atmosféricas. Cuando este cuerpo externo traspasa la atmósfera terrestre, su fricción produce incandescencia y luminosidad. Un meteoro puede generar un cráter de impacto por su misma onda de choque, sin que alcance a quedar una muestra física del material original, ya que este se vaporiza y desintegra.

Meteoroides. Cuerpo sideral que se halla en el espacio dentro o fuera del sistema solar, y que tiene una gran probabilidad de entrar en la atmósfera terrestre. Su tamaño es menor que el de un cometa o un asteroide.

Referencias Bibliográficas

- Ahern, J. L. (2003). The potential of potential fields for detecting buried impact structures: Earth and Mars school. *The Leading Edge*, 22(8), 776-778.
- Hawke & Dentith. (2006). The exploration potential of Australia's meteorite impact craters. *Petroleum Exploration Society of Australia*, 1-6. Melbourne, Australia.
- Hildebrand, A. R., Penfield, G. T., Kring, D. A., Pilkington, N., Camargo, A., Jacobsen, S. B. & Boynton, W. V. (1991). Chicxulub crater: A possible Cretaceous-Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology*, 19, 867-871.
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC. (2003). *Mapa digital integrado*. En http://ssiglims.igac.gov.co/ssigl/mapas_de_colombia/galeria/IGAC/dep-tales-pdf/Vichada_Nov9.pdf
- Kearey, P., Brooks M. & Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration*. 3rd edition. Cambridge: Blackwell Science.
- Khurama, S. (2007). *Caracterización geológica y geofísica de la estructura del río Vichada. Inspección de Palmarito, departamento de Vichada*. Tesis de maestría en Geofísica. Bogotá: Universidad Nacional Colombia.
- Koeberl, C. (2004). Mineralogical and geochemical aspects of impact craters. *Mineralogical Magazine*, 66(5), 745-768.
- Lee, K. (2004). Popigai impact structure. En [http://www.mines.edu/academic/geology/faculty/klee/PopigaiImpact.pdf](http://www.mines.edu/academic/geology/faculty/ klee/PopigaiImpact.pdf)
- Lemoine, F. G., Chinn, D. S., Cox, S. M., Factor, J., Kenyon, K. S. C., Klosko, S. M., Luthcke, S. B., Olson, T. R., Pavlis, E., Pavlis, C. N. K., Rapp, R. H., Torrence, M. H., Trimmer, R. G., Wang, Y. M. & Williamson, R. G. (1998). The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM 96. NASA Technical Paper NASA/TP-1998-206861. Goddard Space Flight Center, Greenbelt.
- Lindner, H., Gabriel G., Götze H., Kaeppler R., Suhr P. (2006). Geophysical and Geological Investigations of Maar Structures in The Upper Lusatia Re-

- gión (East Saxony). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*. Band 157, Heft 3. Stuttgart, 355-372.
- Masaitis, V. L. (1989). The economic geology of impact craters. *Internat. Geol. Rev.*, 31, 922-933.
- Masaitis, V. L. & Grieve, R. A. F. (1994). The economic potential of terrestrial impact craters. *International Geology Review*, 36, 105-151.
- Masaitis, V. L., Mikhailov, M. V. & Selivanovskaya, T. V. (1972). Popigai Basin. An Explosion Meteorite Crater. *Meteoritics*, 7(1), 39-46.
- Melosh, H. J. (1989). *Impact Cratering A Geologic Process*. New York: Oxford University Press.
- Melosh, H. J. (2003). Can impacts induce volcanic eruptions? (abstract). Lunar and Planetary Science Institute Conference: 3144.
- Patil, J. K. & Reimold, W. U. (2007). Impact cratering-fundamental process in geosciences and planetary science. *Journal of Earth System Science*, 116 (issue 2), 81-98.
- Pirajno, F., Hawke, P., Glikson, A., Haynes, P. & Uysal, T. (2003). The Shoemaker impact structure, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 50, 775-796.
- Pirajno, F. (2005). Hydrothermal processes associated with meteorite structures: evidence from three Australian examples and implications for economic resources. *Australian Journal of Earth Sciences*, 52, 587-606.
- Reimold, W. U., Koeberl, C., Gibson, R. L. & Dressler, B. O. (2005). Economic mineral deposits in impact structures: A review. In C. Koeberl and H. Henkel (eds.). *Impact Tectonics*. Impact Studies Series, vol. 6, Springer-Verlag, pp. 479-552. ICRG N.º 66.
- Rocca, M. C. L. (2004). A possible 50 km wide impact structure in Colombia, South América. *Meteorics and planetary science (MAPS)*, 39(8), Supplement, A90.
- Rosenfeld, J. H. (2002). El potencial económico del bloque de Yucatán en México, Guatemala y Belice. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LV(1), 30-37.
- Sharpton, V. L., Dressler, B. O. & Schuraytz, B. C. (1994). The Chicxulub multiring impact basin: Evaluation of geophysical data, well logs, and drill core samples: Lunar and Planetary Institute, *Contribution*, 825, 108-110.
- Torrence, M. H., Trimmer, R. G., Wang, Y. M. & Williamson, R. G. (1998). The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery Mapping Agency (NIMA) Geopotential model EGM96, National Aeronautics and Space Administration (NASA). Scientific and Technical Office, NASA Technical Paper, 0148-8341; NASA/TP-1998-206861.
- Westbroek, H. & Stewart R. (1996). The formation, morphology, and economic potential of meteorite impact craters, CREWES Research Report. 8(34). Calgary, Alberta 1-26.

Evolución de los glaciares en los Andes venezolanos: picos Humboldt y Bonpland

GLACIAL EVOLUTION OF THE VENEZUELAN ANDES: HUMBOLDT AND BONPLAND PEAKS

EDUARDO Carrillo¹
SANTIAGO Yépez²

RESUMEN

En la actualidad los glaciares venezolanos se restringen a la existencia de casquetes de hielo en las laderas noroeste de los picos Humboldt-Bonpland y Bolívar en la Sierra Nevada de Mérida. Pocos estudios se han realizado sobre ellos; por tanto, numerosos parámetros glaciológicos permanecen desconocidos. Para 1952 se calculó un total de 3 km² de cobertura glaciar en la Sierra Nevada pero la evolución de su extensión para 2008, su tasa de retroceso, así como la respuesta ante variaciones climáticas ha sido muy poco comprendida. El presente trabajo presenta los primeros resultados parciales sobre las observaciones satelitales hechas en el glaciar Sinigüis, el más grande de la región, ubicado en los picos Humboldt-Bonpland. El área de cobertura calculada para enero de 2008, a través del método DNSI de análisis multiespectral de imágenes SPOT-5, fue 0,33 km². Los resultados obtenidos señalan que desde 1952 el glaciar ha perdido un área de 1,7 km² a una tasa de retroceso de 30,3 m/año, que corresponde a una pérdida de 83,74% de su cobertura. De mantenerse esta tendencia, los glaciares de los Andes venezolanos podrían desaparecer en su totalidad en los próximos diez años.

Palabras clave

Andes venezolanos, cuaternario, análisis espectral, sensores remotos, glaciares tropicales.

ABSTRACT

Currently the Venezuelan glaciers are restricted to the northwest slopes of the Humboldt-Bonpland and Bolívar peaks of the Sierra Nevada de Mérida. Only a few glaciological observations have been completed and so many parameters of their dynamics are still unknown. In 1952 the total glacial cover was calculated at 3 km². However, their evolution until 2008, their rate of retreat and response to the climatic variability are not well understood. This work presents the first results using satellite observations made on the Sinigüis glacier which is the largest in the region located on the Humboldt-Bonpland peaks. The covered area calculated from the multi-spectral analysis of the SPOT-5 images is 0.33 km². This indicates that since 1952 the glacier has lost an area of approximately 1.7 km² with an average retreat rate of 30.3 m/year which corresponds to 83.74% of its coverage area. If this trend continues, the glaciers of the Venezuelan Andes could disappear in ten years.

Key words

Venezuelan Andes, quaternary, spectral analysis, remote sensing, tropical glaciers.

Artículo recibido el 4 de noviembre de 2008. Aprobado el 16 de diciembre de 2008.

Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela. eduardo.carrillo@ciens.ucv.ve / eduardocarrillop@yahoo.fr; y Departamento de Oceanología y Ciencias Costeras. Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas.

Fundación Instituto de Ingeniería, Centro de Procesamiento Digital de Imágenes. syepetz@correo.fii.org

Introducción

Los Andes venezolanos son una cordillera ubicada al oeste de Venezuela, con una orientación promedio de N45E y una extensión de más de 400 km, que alcanzan actualmente una altitud máxima de 5002 msnm en el pico Bolívar, ubicado en la Sierra Nevada de Mérida. El origen de esta cordillera se halla estrechamente relacionado a la tectónica del Caribe cuyo levantamiento se estima que comienza a principios del Mioceno Temprano con una tasa de exhumación calculada entre 0,2 y 0,6 km/m.a. (Bermúdez-Cella et ál., 2008). Actualmente, el sistema de fallas rumbo deslizantes de Boconó, la estructura activa más importante de la cordillera con una extensión de más de 500 km, controla la geomorfología del eje central de la cordillera (Rod, 1956). Sin embargo, existen evidencias geomorfológicas claras de que, durante la glaciación Winsconsin, la línea de nieve bajó hasta 2600 m y los glaciares tuvieron un impacto importante sobre aproximadamente 600 km² en los páramos de Sierra Nevada y Batallón (Schubert, 1979), lo que se denominó localmente Glaciación Mérida (Schubert, 1974). En gran medida, la dinámica glacial del pleistoceno ha sido responsable de la producción de sedimentos y de la erosión cuaternaria en la cordillera de Mérida. La comprensión de esta dinámica es fundamental para entender la respuesta de los glaciares tropicales ante cambios climáticos conocidos.

A pesar de que los glaciares, en la cordillera de Mérida, cubrieron gran parte de sus cumbres, es poco lo que se conoce respecto de su evolución durante el Cuaternario. Las primeras observaciones relevantes se remontan al siglo XIX (Goering, 1962 & Sievers, 1886), que hacen descripciones sobre la morfología y al alcance de los glaciares para entonces. Jahn (1912, 1925 y 1931) presenta las primeras mediciones planimétricas de cada uno de los glaciares existentes, que más tarde Schubert (1980) resumiría en los glaciares del pico Bolívar, glaciares del Macizo la Concha y Glaciares del Macizo Humboldt-Bompland. El trabajo de Jahn, en particular Jahn (1925), lleva a la primera cartografía y al primer inventario glaciológico de Venezue-

la. El área de cobertura fue estimada para entonces en 10 km² y se presentan por primera vez registros fotográficos que permitirán una comparación gráfica de su evolución durante el siglo XX (Schubert, 1992). Para 1952, la cobertura glacial en la Sierra Nevada de Mérida apenas llegaba a 3 km², evidenciando un importante retroceso durante el último siglo (Schubert, 1980).

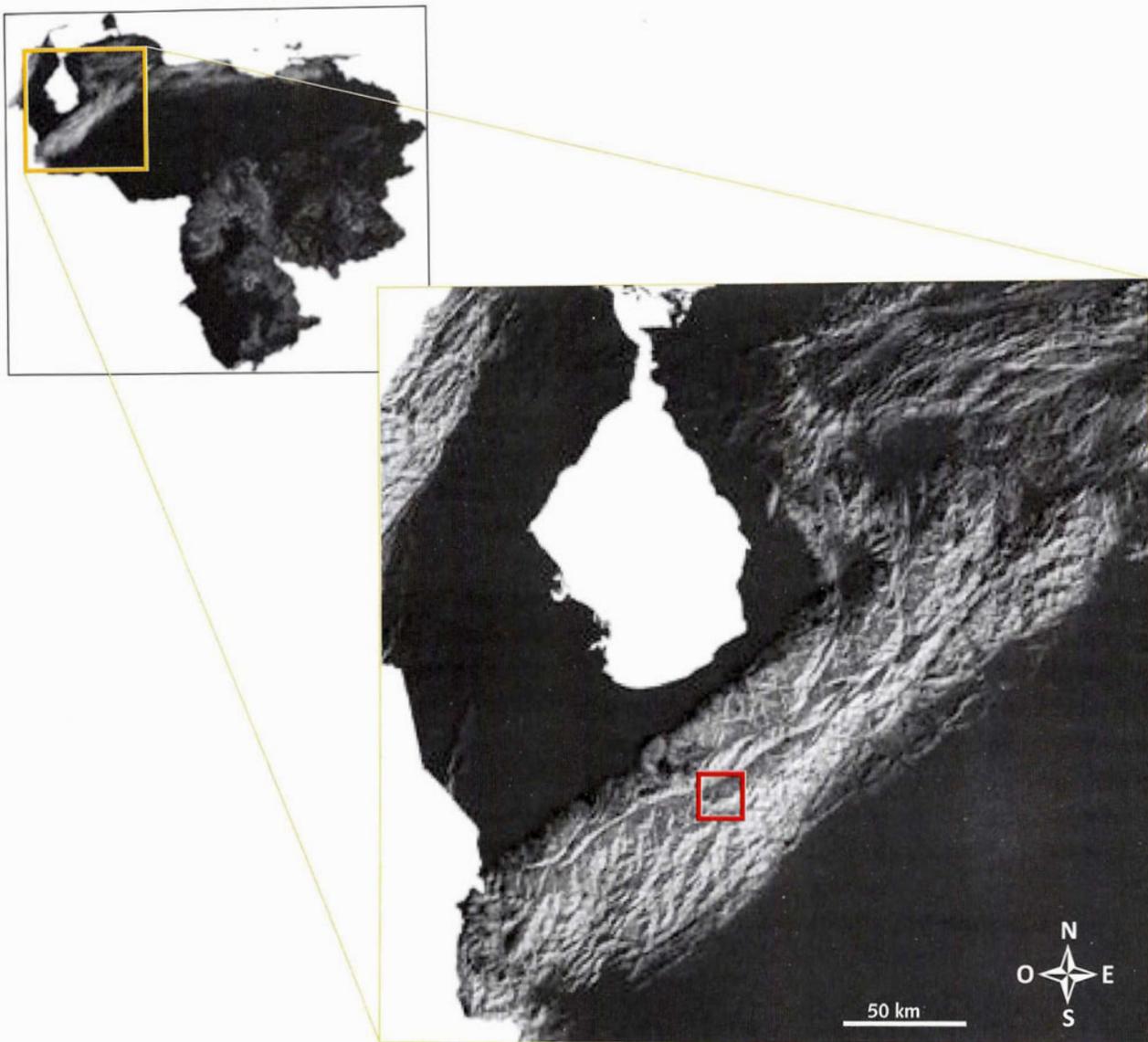
Una extensa y detallada recopilación bibliográfica de las observaciones glaciológicas en Venezuela en los últimos siglos es presentada por Schubert (1972, 1980, 1984, 1992, 1998). Se puede destacar el énfasis en observaciones fotográficas e históricas en que siempre se alerta sobre el importante retroceso del área de cobertura de los glaciares merideños. Más recientemente el glaciar Sinigüis, que cubre la ladera norte de los picos Bonpland y Humboldt, fue observado por Morris et ál. (2006) mediante imágenes ASTER, quienes calcularon una extensión de 0,29 km² para 2004.

Debido a que en Venezuela los glaciares no representan una fuente considerable de recursos hídricos y el riesgo potencial asociado a regiones pobladas parece mínimo, su estudio y observación jamás han sido sistemáticos.

En el presente trabajo se recopila la información existente acerca de las observaciones y mediciones recientes de los glaciares de los Andes venezolanos y se calcula la extensión actual de la cobertura del glaciar Sinigüis en los picos Humboldt y Bonpland. Este trabajo representa solo el inicio de las observaciones sistemáticas de glaciares actuales en Venezuela, que pretenden conocer el comportamiento de parámetros que permitan comprender mejor la evolución de glaciares en la Sierra Nevada de Mérida. Posteriormente, con la llegada de nuevas imágenes con menor cobertura de nubes, los glaciares correspondientes al pico Bolívar serán analizados con la misma metodología.

Área de estudio

Los glaciares de Sierra Nevada forman parte del Parque Nacional Sierra Nevada en los Andes centrooccidentales de Venezuela (figura 1), el área está



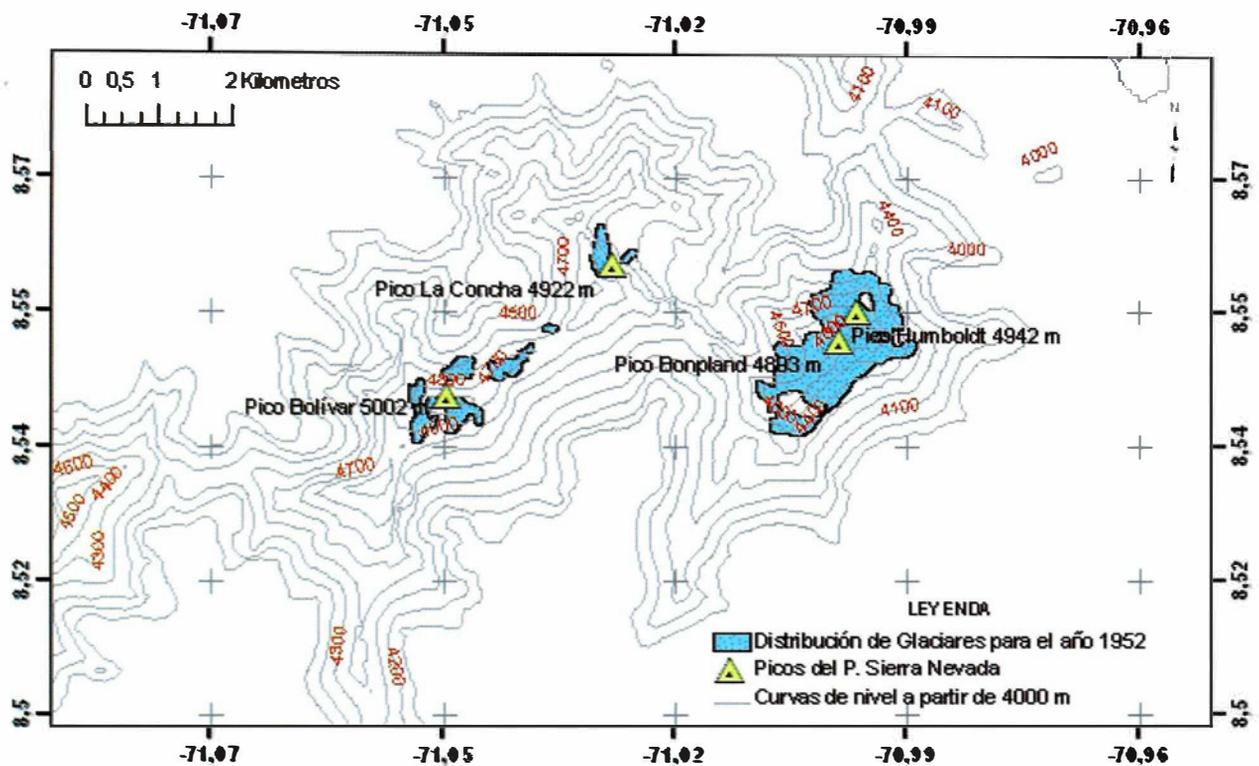
► **Figura 1.** Ubicación del área de estudio. El cuadro rojo indica la localización de los picos Humboldt y Bonpland en la Sierra Nevada de Mérida. Modelo numérico de terreno tomado de Garrity et ál. (2004).

constituida por un relieve abrupto fuertemente controlado por rasgos típicos de la geomorfología glaciar. Los glaciares existentes en Venezuela para 1952 constan de cinco circos glaciares en cuatro de los picos más importantes (figura 2): el pico Bolívar (5002 msnm), los picos Humboldt (4942 msnm) y Bonpland (4883 msnm), y el pico La Concha (4922 msnm). Actualmente sólo restan pequeños casquetes glaciares en los picos de mayor altura (Picos Bolívar y Humboldt-Bonpland).

Breve reseña sobre el rol de los sensores remotos en el monitoreo de glaciares

En los últimos años los sensores remotos han representado un papel importante en el monitoreo de los glaciares, ya que es posible obtener información con alto grado de confiabilidad de zonas donde a veces es difícil el acceso o es muy costoso realizarlo por métodos planimétricos tradicionales.

A través de las imágenes satelitales se puede cartografiar, identificar, caracterizar, calcular volú-



► **Figura 2.** Distribución de los glaciares en el Parque Nacional Sierra Nevada (áreas en azul) en Mérida para 1952. Estos datos fueron derivados de fotografías aéreas de Cartografía Nacional, Misión A-34, 1952, a una escala de 1:100.000. Modificado de Schubert (1998).

menes, interpretar formas del relieve, clasificar y cuantificar las capas de hielo-nieve de los glaciares, generando así un modelo que permite establecer tendencias, proponiendo escenarios relacionados con cambios en la superficie.

Es necesario conocer los problemas que se presentan en el momento de trabajar con sensores remotos para corregirlos antes de realizar el procesamiento en la imagen, como la deriva instrumental por errores del equipo, la corrección atmosférica que permite eliminar las contribuciones de la atmósfera durante la toma de la escena o la aplicación de una ortorrectificación que elimina distorsiones por efectos de la topografía, entre otros.

El análisis numérico de los datos de imagen es de mayor sensibilidad que el realizado mediante análisis visual, permite manejar grandes volúmenes de datos y aplicar algoritmos matemáticos y otros de tipo estadístico que llevan a un resultado más ajustado a la realidad.

Materiales y metodología

Se utilizaron datos SPOT-5 en modo multiespectral a 10 m de resolución espacial, única escena hasta ahora tomada sobre el Parque Nacional Sierra Nevada dentro del catálogo del Laboratorio de Imágenes LPAIS (de octubre de 2007 a junio de 2008) que presenta una baja cobertura de nubes (tabla 1). Las principales características del sensor SPOT-5, tanto en su modo multiespectral como en el modo pancromático, se especifican en la tabla 2.

En la elaboración del Modelo de Elevación Digital del Terreno, utilizado para ortocorregir y generar las vistas de la imagen en 3D, se utilizó la base de datos SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de 3 arco segundos, con aproximadamente 90 m de resolución espacial.

Los fundamentos básicos en la extracción automática de las superficies cubiertas por nieve-hielo están relacionados a la respuesta espectral de estos

Tabla 1. Características de la imagen utilizada en el presente trabajo.

Número	Código de Imagen	Sensor	Fecha adquisición	resolución
1	Scene ID : S080520163127195	Spot5	03-01-2008	10 m Xs

Tabla 2. Resumen de las características de sensor SPOT 5.

Banda	Resolución espacial (m)	Resolución espectral
Panromática	2.5 * 2.5 m ó 5 * 5 m	0,48-0,73 μm
Banda 1	10 * 10	0,50-0,59 μm (verde)
Banda 2		0,61-0,68 μm (rojo)
Banda 3		0,78-0,89 μm (IR cercano)
Banda 4		1,58-1,75 μm (IR Medio)

Tomado de SPOT IMAGE

materiales. En el caso particular del hielo y la nieve, la reflectancia aumenta a medida que disminuye la longitud de onda, en especial por debajo del rango entre 0,8 y 1,2 μm . Al aumentar la longitud de onda,

sobre todo después de 1,5 μm , la reflectancia es baja. Esta característica espectral permite distinguir las superficies cubiertas por nieve-hielo de aquellas que no lo están (figura 3).

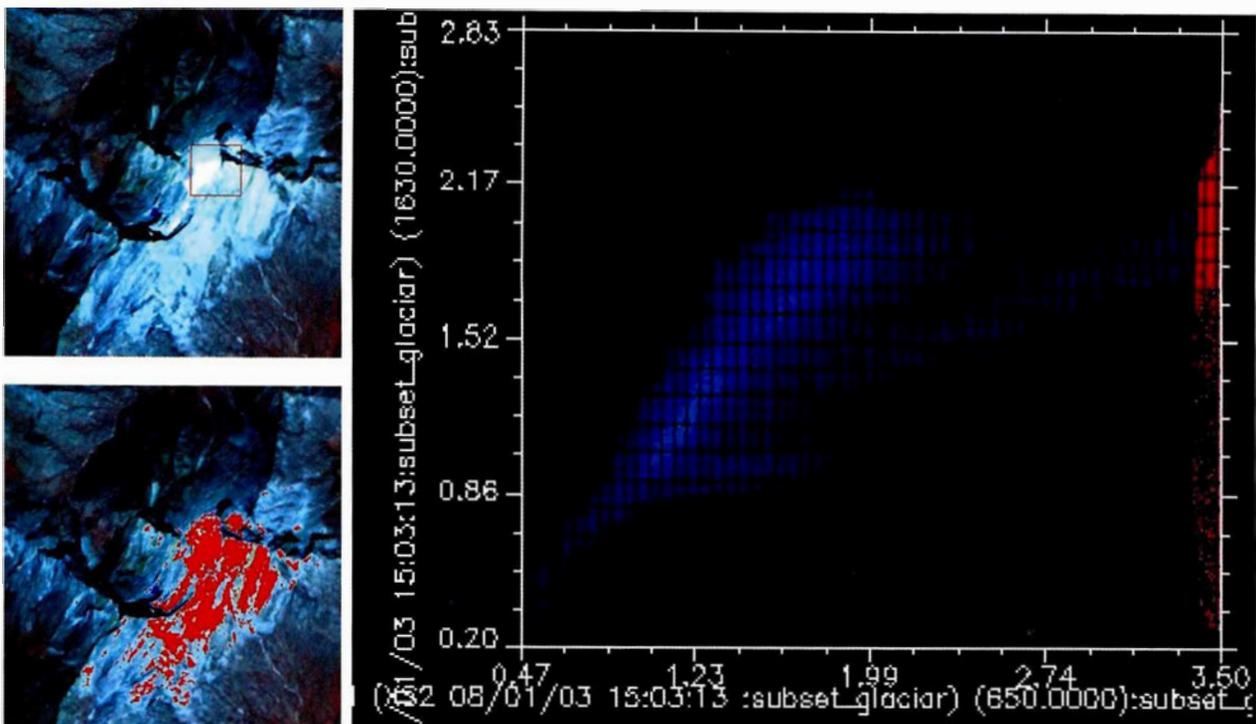


Figura 3. Diagrama de dispersión espectral asociado a la escena del glaciar ubicado en los picos Humboldt y Bonpland. El eje X corresponde a la banda 1 (con 540 nm), mientras que el eje Y está asociado a la banda 4 (con 1630 nm). Valores altos de la banda X y valores bajos a medianos de la banda Y están asociados a la respuesta espectral de la nieve y el hielo.

En el caso particular del análisis de las capas de hielo-nieve se utilizó el método de Índice de Diferencia Normalizada de Hielo y Nieve NDSI (The normalized-difference snow index, Hall et ál., 1995), un método robusto y fácil de aplicar, y menos sensible a las variaciones del albedo que las técnicas distintas a las de cocientes de bandas, lo que puede expresarse:

$$(VIS - IR Medio) / (VIS + IR medio) \text{ o lo que es igual para las bandas de SPOT-5:}$$

$$(Banda 2 - Banda 4) / (Banda 2 + banda 4)$$

Este método aprovecha los altos valores de brillo de la nieve y el hielo en las longitudes de onda del rango visible (0,4-0,7 μm) versus el bajo brillo en los valores del infrarrojo cercano y medio (0,75-1,75 μm). Esto posibilita discriminar en la imagen las capas de nieve de otros elementos como las rocas, el suelo o la vegetación.

Hall et ál. (1995) usaron un umbral para los valores del NDSI en el cálculo de las coberturas de nieve. Si un píxel tiene un índice NDSI $\geq 0,40$ y en la banda del infrarrojo cercano (NIR) tiene una reflectancia $> 0,11$, los píxeles serán clasificados como cobertura de hielo y nieve.

Finalmente se genera el vector asociado a la cobertura del glaciar Sinigüis en los picos Humboldt y Bonpland (figura 4) y se calcula el área en km^2 . Este valor fue comparado con los datos y observaciones obtenidos por Schubert (1974, 1998).

Resultados y discusión

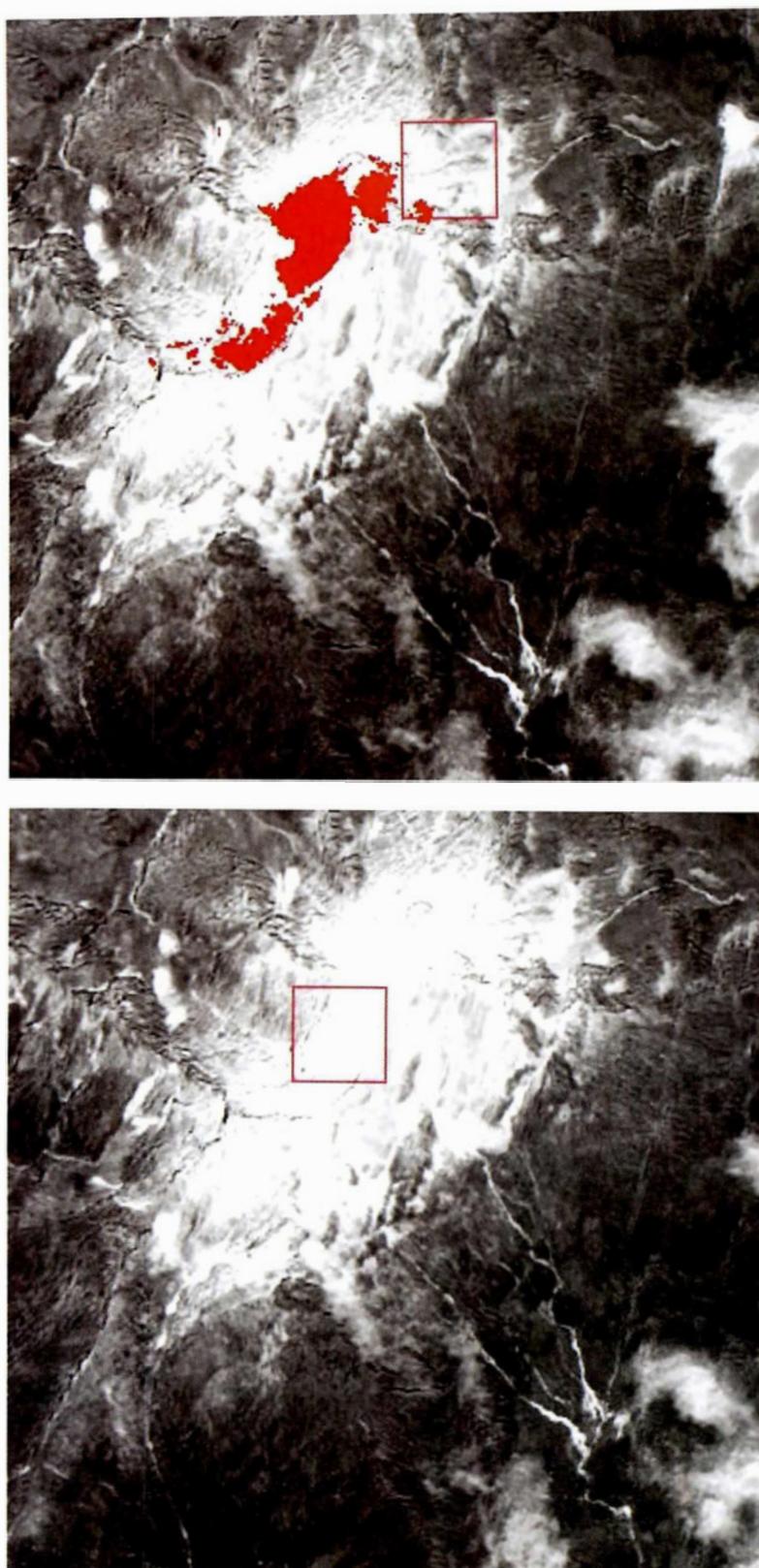
Dadas las descripciones hechas durante los últimos 100 años, los glaciares existentes pudieron experimentar una aceleración de su retroceso. Para 1952 los glaciares solo cubrían una extensión aproximada de 3 km^2 , quedando restringidos a aisladas acumulaciones de hielo en los picos Bolívar (5002 m), Humboldt (4942 m) y Bonpland (4893 m) (Schubert, 1980), y en menor medida en el pico La Concha (4922 m) (figura 5). La velocidad de elevación de la línea de nieve desde el Pleistoceno, calculada para entonces, utilizando datos geomorfológicos, históricos y planimétricos, fue aproximadamente 6 m/año . Se observó un aumento en la velocidad de retroceso en la primera mitad del siglo XX (Schubert & Vivas, 1993) (figura 6).

Comparando los datos calculados para 2008 (la cobertura actual de pico Humboldt-Bonpland, el más extenso, alcanza $0,33 \text{ km}^2$) con los observados en 1952 por Schubert (1980) (tabla 3), se estima que el glaciar ha perdido $83,74 \%$ de su cobertura y que la tasa de retroceso del glaciar entre 1952 y 2008 puede calcularse en $303 \text{ m}^2/\text{año}$. Esto indica una tasa de retroceso más acelerada en comparación a la presentada por Schubert y Vivas (1993) de 6 m/año para altitud en la línea de nieves para la primera mitad del siglo XX. En la actualidad la altura de este límite alcanza 4800 m en comparación con los 4600 observados en la cartografía de 1952, lo que indica un incremento de 200 m de des-

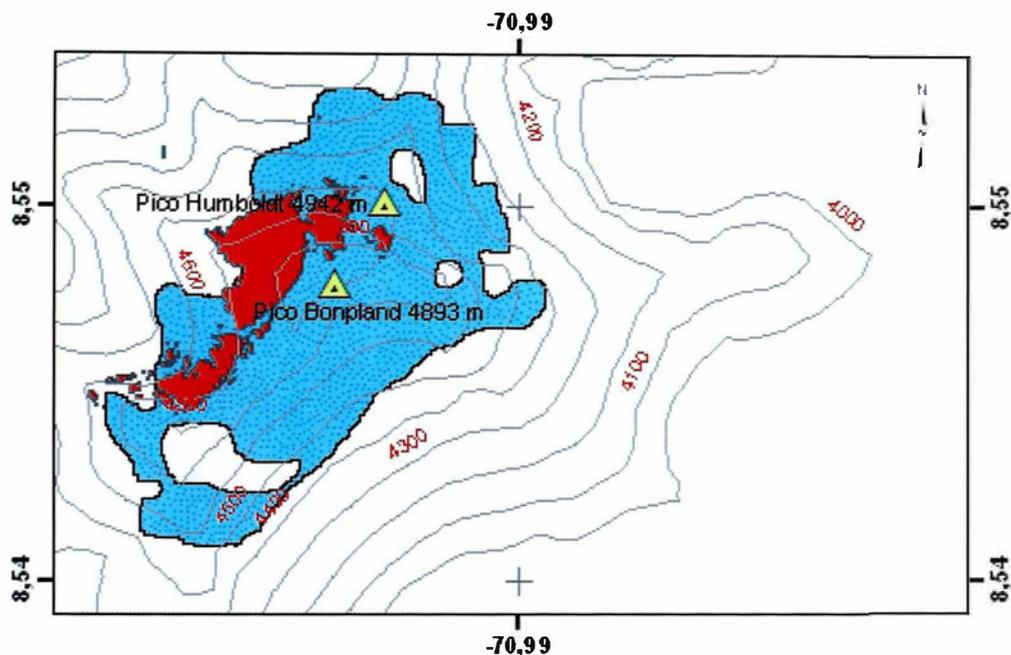
Tabla 3. Comparación de los datos de cobertura de nieve/hielo para 1952 y los de 2008. Los números asignados a los glaciares los ubica en la figura 4.

Pico	Glaciar	km^2 año 1952 (*)	Observación (*)	km^2 año 2008	Observación
Pico Humboldt y Bonpland	Remanente del Coromoto este (7,8)	0	En retroceso	0	No se aprecia
	Sinigüis (9)	2,03	En retroceso	0,33	En retroceso
	Nuestra Señora (10)	0	Completamente desaparecido	0	No se aprecia

(*) Tomado de Schubert (1998)



► **Figura 4.** Cálculo del Índice de Diferencia Normalizada de Nieve usando los datos del sensor SPOT-5 para el glaciar Sinigüis. En la figura B, el área en rojo está asociada a la cobertura de nieve y hielo del glaciar Sinigüis, según el umbral del índice NDSI $\geq 0,40$; en la banda del infrarrojo cercano (NIR) una reflectancia $>0,11$.



► Figura 5. Comparación de la extensión del glaciar Sinigüis para los años 1952 y 2008. El área en azul está asociada a la cobertura de nieve-hielo del glaciar Sinigüis para 1952 según Schubert (1980), mientras que el área en rojo es la cobertura de nieve-hielo para 2008, calculada para el presente trabajo.



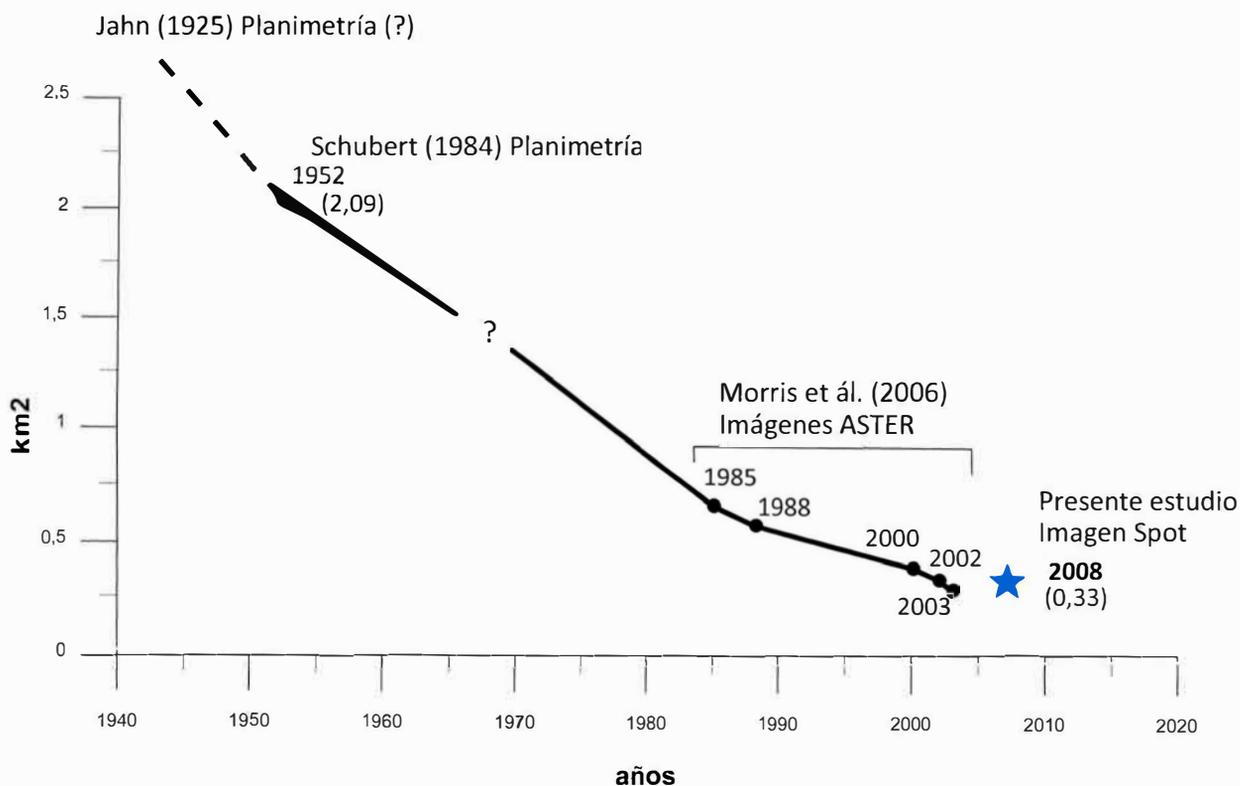
► Figura 6. Comparación entre la extensión de los glaciares en 1952 y 2004 sobre un modelo numérico de terreno. En negro, el glaciar Sinigüis sobre los picos Humboldt y Bonpland. En rojo, la extensión de los glaciares en 1952.

nivel en los últimos 50 años al aumentar su altura en aproximadamente 7 m/año.

La comparación de los resultados cartográficos de diferentes autores desde principios de siglo XX y comienzos del XXI, para el glaciar Sinigüis, muestra una franca disminución en área (figura 7). Si se incluyen los datos de Morris et ál. (2006), tomando en cuenta que actualmente el glaciar Sinigüis es el más extenso de la región y asumiendo una regresión lineal en el tiempo, la desaparición de los glaciares en la Sierra Nevada de Mérida ya debería haber ocurrido. Esto se debe a que la resolución de las imágenes ASTER (30 m) induce una subestimación del área medida y, por tanto, no son comparables con los datos de este trabajo, obtenidos a partir de una Imagen SPOT con 5 m de resolución. En consecuencia, el área calculada para 2008 en este trabajo es similar a la calculada por Morris

et ál. (2006) para 2003. De ahí que, comparando los datos planimétricos de Schubert con los de este trabajo, la desaparición de los glaciares en la Sierra Nevada de Mérida podría ocurrir en las próximas décadas y no en 2008-2010 como predecirían los datos de Morris et ál. (2006).

Es evidente que la falta de datos en el balance de masas de los glaciares venezolanos no permite una estimación correcta de su evolución en el tiempo, ya que no se toma en cuenta el adelgazamiento o el eventual engrosamiento de la cobertura glaciar. Además, la evolución de la cobertura en el área de un glaciar no solo depende de las condiciones climáticas, sino también de las condiciones topográficas de donde se instala el glaciar (Jordan et ál., 2008). Laderas con pendientes de bajo ángulo presentarán una rápida disminución de área de cobertura en condiciones de aumento de temperatu-



■ **Figura 7.** Evolución de la cobertura glaciar del glaciar Sinigüis para los siglos XX y XXI. Los datos de área de años pasados son tomados de Jahn (1925), Schubert (1984) & Morris et ál. (2006). La curva sólida indica la evolución tomando en cuenta los cálculos hechos con imágenes ASTER. La línea punteada interpola (y extrapola) los datos planimétricos de 1952 y los obtenidos en este trabajo a través de la imagen SPOT.

ras, mientras que, en las mismas condiciones, pendientes abruptas presentarán una disminución más lenta. Sin embargo, con los datos de distribución en área disponibles hasta el momento y tomando en cuenta que el glaciar Sinigüis representa la cobertura glaciar más importante de los Andes de Mérida, se puede aseverar que, de no cambiar las condiciones climáticas en los próximos años y de continuar esta tasa de retroceso, estos glaciares podrían desaparecer en la próxima década, es decir, en 2018. La desaparición de los glaciares de la cordillera de Mérida representaría una alerta temprana a la evolución de glaciares tropicales de la región.

La ligera discrepancia con los datos de Morris et ál. (2006) pueden tener origen tanto en la metodología como en el tipo de imágenes utilizadas. Las imágenes del presente trabajo tienen mayor resolución y la metodología empleada es más apropiada para el estudio dinámico de glaciares. Sin embargo, ambos resultados coinciden en un franco retroceso de la cobertura glaciar en los últimos 56 años.

Este estudio representa uno de los primeros intentos por cuantificar y observar el comportamiento de los glaciares venezolanos en el siglo XXI a través de imágenes SPOT. Pero aun restan muchas incógnitas importantes por resolver en relación con el estudio de glaciares en Venezuela: extensión máxima y características de los glaciares durante el Pleistoceno; relación existente entre la alta tasa de exhumación y denudación y el desarrollo de glaciares; relación de los glaciares con la actividad sismotectónica local; el comportamiento que tienen los glaciares existentes ante los efectos climáticos como El Niño-La Niña; y el impacto de la emisión de gases contaminantes sobre su dinámica. Futuros estudios u observaciones sistemáticas de estos glaciares podrían servir de alertas tempranas a otros sistemas glaciares de mayor altitud en Sudamérica.

Conclusiones

El glaciar Sinigüis presenta un área de 0,33 km² y ha experimentado un retroceso acelerado en la segunda mitad del siglo XX y principios del XXI a 30,3 m/año. Desde 1952 ha perdido 83,74% de su cobertura. Además, comparando con la extensión de las evidencias glaciares pleistocenas, los glaciares actuales representan menos de 1% de su máxima extensión. Sin embargo, para ofrecer mayor precisión, se requieren datos volumétricos y de balance de masas para conocer el real comportamiento de los glaciares de la cordillera de Mérida ante las variaciones climáticas.

Si bien se desconoce la extensión precisa de la cobertura glaciar en la Sierra Nevada con la metodología empleada en este trabajo (ausencia de datos en el Pico Bolívar), se estima que sea considerablemente reducida en comparación con los datos obtenidos en 1952. Las estimaciones hechas para el glaciar Sinigüis representarían un límite máximo en extensión y tiempo de permanencia, teniendo en cuenta que se trata de la máxima cobertura glaciar sobre esa cordillera.

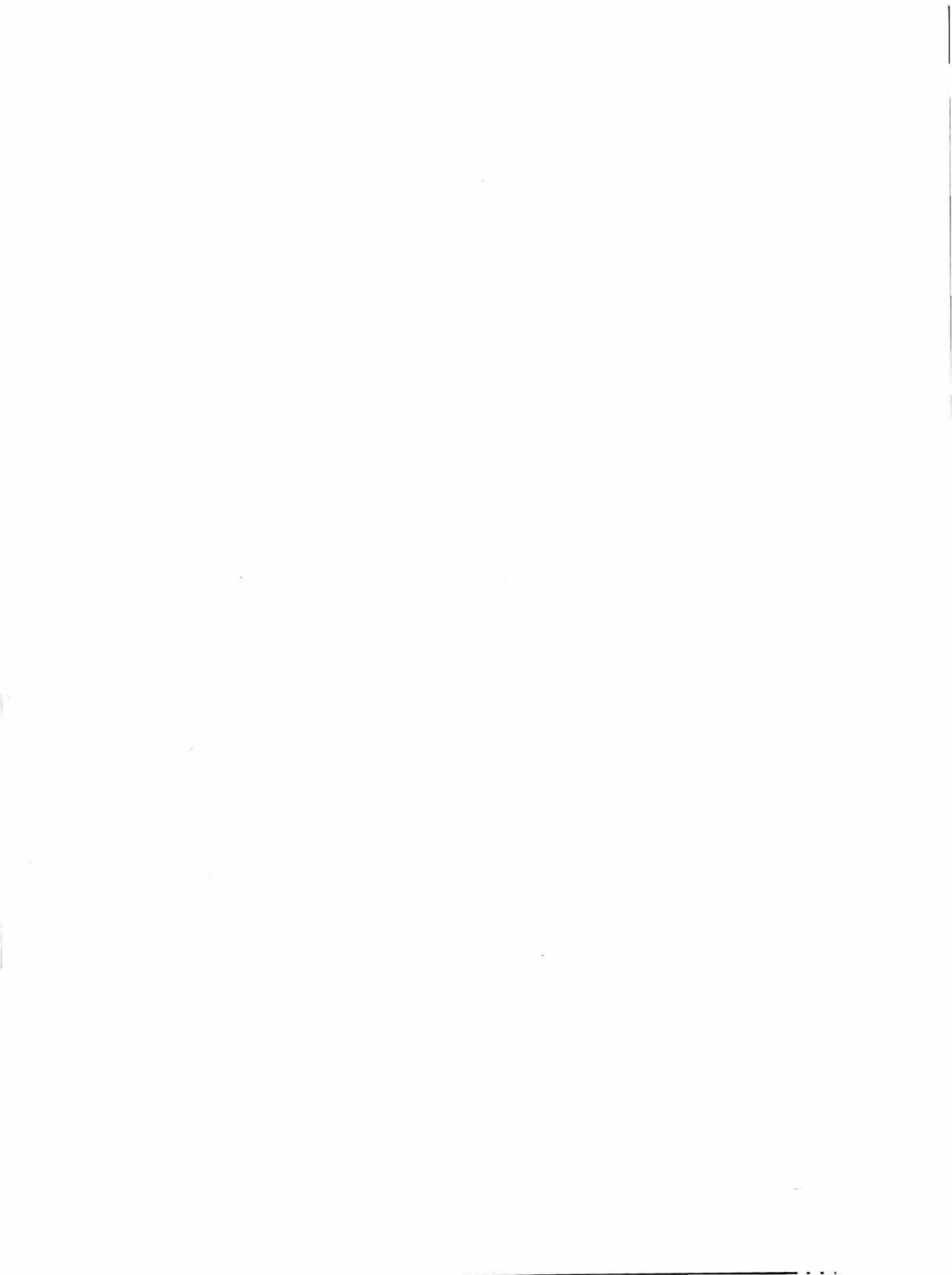
Las evidencias expuestas indican que, de continuar el sostenido retroceso de estos glaciares, para 2018 podría ocurrir por primera vez en el periodo Cuaternario, la extinción total de los glaciares en los Andes venezolanos.

Agradecimientos

La Fundación Instituto de Ingeniería, a través del Laboratorio de Procesamiento y Adquisición de Imágenes Satelitales (LPAIS), provee gentilmente las imágenes SPOT utilizadas en este trabajo. Los autores igualmente agradecen a los colegas miembros del Grupo de Nieves y Hielos de América Latina del PHI-UNESCO, cuyas observaciones enriquecieron el contenido de este manuscrito. ▀

Referencias Bibliográficas

- Bermúdez-Cella, M., P. Van der Beek & Bernet, M. (2008). Fission-track thermochronological evidence for km-scale vertical offsets across the Boconó strike slip fault, central Venezuelan Andes. *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU2008-A-07173.
- Garrity, C. P., Hackly, P. C. & Urbani, F. (2004). Digital shaded-relief map of Venezuela, Open-File Report-U. S. Geological Survey. 2004. U. S. Geological Survey. Reston, VA, United States.
- Goering, A. (1962). *Venezuela, el más bello país tropical*. Mérida: Ediciones de la Universidad de los Andes.
- Jahn, A. (1912). La cordillera venezolana de los Andes. *Revista Técnica del Ministerio de Obras Públicas*, 2(21), 451-488.
- Jahn, A. (1925). Observaciones glaciológicas en los Andes venezolanos. *Cultura Venezolana*, 64, 265-280.
- Jahn, A. (1931). Los páramos venezolanos. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales*, 1(3), 93-132.
- Jordan, E., Blanco, D., Castillo, K., González, J., Ponce de León, F., Torres, J., Vélez, F. & Vélez, L. M. (2008). ¿Representa la fuerte desaparición de los glaciares en el Parque Nacional de los Nevados en Colombia una clara expresión de un cambio climático en esta zona del trópico central? *Derivaciones del caso Santa Isabel y su investigación glaciocfotogramétrica*. En VII Encuentro Internacional de Investigadores del Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos de América Latina del PHI-UNESCO. Manizales, Colombia.
- Morris, J., Poole, A. and Klein, A. (2006). *Retreat of Tropical Glaciers in Colombia and Venezuela from 1984 to 2004 as Measured from ASTER and Landsat Images*.
- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 40, 457-476.
- Schubert C. (1998). Glaciers of Venezuela. En Williams, R. S., Jr. & Ferrigno, J. G., (eds.). *Satellite Image Atlas of glaciers of the World-South America*. USGS *Professional Paper* 1386-I. Washington: United States Government Printing office.
- Schubert, C. (1992). The glaciers of the Sierra Nevada de Mérida (Venezuela): A photographic comparison of recent deglaciation. *Erkunde*, 46, 58-64.
- Schubert, C. (1980). Contribución al inventario mundial de glaciares. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales*, 34 (137), 267-279.
- Schubert, C. (1979). La zona del páramo: morfología glacial y periglacial de los Andes de Venezuela. En Salgado-Laborouriau, M. L. (ed.). *El medio ambiente páramo*. Caracas: Ediciones del Centro de Estudios Avanzados IVIC.
- Schubert, C. (1974). Late Pleistocene Mérida Glaciation, Venezuelan Andes. *Boreas*, 3, 147-151.
- Schubert, C. (1972). Geomorphology and glacier retreat in the Pico Bolívar area, Sierra Nevada de Mérida, Venezuela: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 8 (1-2), 189-202.
- Schubert, C. & Vivas, L. (1993). *El Cuaternario de la Cordillera de Merida; Andes Venezolanos*. Mérida, Venezuela: Universidad de los Andes-Fundación Polar.
- Sievers, W. (1885). Über Schneeverhältnisse in der Cordillere Venezuelas [On snow conditions in the Venezuelan Cordillera]: *Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft in München*, 10, 54-57.
- Yépez, S., Espinola, E. Torres, W. & Arismendi, J. (2008). Análisis multi-temporal de imágenes SPOT en el glaciar Buenos Aires, Bahía Esperanza-Península Antártica. Primera Expedición Científica Venezolana al Continente Antártico. PLANET ACTION. Informe técnico, pp. 1-4.



Erupciones del volcán Nevado del Huila, en febrero y abril de 2007, y los cambios en su masa glaciar

ERUPTIONS OF THE NEVADO DEL HUILA VOLCANO IN FEBRUARY AND APRIL 2007 AND THE CHANGES IN ITS GLACIAL MASS

BERNARDO **Pulgarín**¹
 CARLOS E. **Cardona**¹
 CRISTIAN C. **Santacoloma**¹

ADRIANA **Agudelo**¹
 MARTA L. **Calvache**²
 MARÍA L. **Monsalve**¹

RESUMEN

El volcán Nevado del Huila se encuentra localizado al SW de Colombia; su comportamiento ha sido principalmente efusivo y de composición predominantemente andesítica, aunque en su último desarrollo se han generado flujos de lava, domos y algunos flujos piroclásticos. El 18 de febrero y el 17 de abril de 2007 se registraron eventos eruptivos freáticos; los cuales estuvieron asociados a una columna de aproximadamente 4 km de altura, formación de una fisura de 2 km de largo en dirección N-S, reacomodación del sistema de grietas glaciares preexistentes, generación de cenizas que cubrieron el pico Central, una nueva fisura que atravesó los costados SW y NE del pico Central con una longitud de 2,3 km, pérdida parcial del glaciar El Oso (al E) y formación de dos lahares pequeños que se encaminaron por los cauces de los ríos Páez y Símbola, afectando importante infraestructura vial y dejando incomunicada la población del área de influencia del volcán. Hasta la actualidad, los cambios morfológicos que ha venido sufriendo la masa glaciar incluyen fusión paulatina, debido a la interacción con los gases calientes que emanan permanentemente de las fumarolas presentes a lo largo de las dos grandes fisuras generadas recientemente, basculamiento y fusión de bloques de hielo cercanos a los bordes de estas grandes fisuras; y pérdida parcial de algunos frentes de lenguas glaciares.

Estudios anteriores sobre el retroceso glaciar en el volcán estimaban la desaparición de esta masa glaciar hacia los años 60-70 de este siglo, sin considerar en esta tendencia aceleraciones debidas a erupciones volcánicas o sismos. Por tanto, estos cambios, causados por la reciente actividad volcánica y los efectos posteriores a ella, seguramente están generando un retroceso glaciar mucho más acelerado, que llevará a una extinción más rápida de esta masa glaciar.

Palabras clave

Volcán Nevado del Huila, erupción freática, flujo de lodo, fisura, retroceso glaciar.

ABSTRACT

The volcano Nevado del Huila is located in southwest Colombia. Its behavior has been mostly effusive and predominately andesitic. Lava flows, domes and pyroclastic flows have been generated during its development. On February 18th and April 17th 2007, two phreatic eruptive events were registered. These events were associated with a 4 km high column of ash, formation of a N-S directed 2 km long fissure, change in the pre-existing glacial crack system, an ash fall that covered Pico Central, formation of a new 2-3 km long fissure that cut through the SW and NE slopes of the Pico Central, partial loss of El Oso Glacier (to the east) and the formation of two small lahars which were directed to the Paez and Símbola streams which affected important road infrastructure and left the local populations isolated.

Presently, the morphological changes of glacial mass include gradual melting due to hot gases that emerge from permanent fumaroles along the two big fissures which formed recently, tilting and melting of ice-blocks near the edges of the big fissures and partial loss of some glacial tongue fronts.

Previous studies of glacial retreat looked at the total loss of this glacial mass during the 1960's and 1970's without considering the accelerations due to volcanic eruptions and earthquakes. Therefore, these changes caused by the recent volcanic activity and its subsequent effects are generating a much faster glacial retreat which may lead to a faster retreat of this glacial mass.

Key words

Volcano Nevado del Huila, phreatic eruption, mudflow, fissure, glacier retreat.

Artículo recibido el 24 de octubre de 2008. Aprobado el 30 de diciembre de 2008.

¹ INGEOMINAS, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán. bpulgarin@ingeominas.gov.co; cecardona@ingeominas.gov.co; csantacoloma@ingeominas.gov.co; aagudelo@ingeominas.gov.co; mmonsalve@ingeominas.gov.co

² INGEOMINAS, Subdirección de Amenazas Geológicas, Bogotá. mcalvache@ingeominas.gov.co

Introducción

En el mundo, el acelerado retroceso glaciar en las altas montañas, debido al cambio climático, es un fenómeno que no es ajeno al conocimiento actual de las comunidades, principalmente de aquellas que habitan cerca de estas masas glaciares, ya que han sido testigo de los drásticos cambios que se manifiestan en los agrietamientos de los glaciares, su derretimiento parcial, el aislamiento o separación de porciones de hielo de la masa principal, la disminución de la longitud de sus lenguas y la disminución del área, espesor y volumen, hasta llegar a la desaparición de estos. En Colombia también suceden estos fenómenos, y algunos investigadores han realizado estudios en varias zonas glaciadas colombianas (nevados del Ruiz y Santa Isabel, Sierra Nevada de Santa Marta, y los nevados El Cocuy, Tolima y Huila). El panorama del retroceso glaciar en las montañas nevadas, que también son volcanes activos, puede ser un poco más complicado ya que, aparte del cambio climático, la interacción del sistema volcánico (calor interno, emanación de gases calientes, alteración hidrotermal y, en algunos casos, actividad eruptiva con generación de productos sólidos o líquidos calientes como piroclastos y lavas) con las masas de hielo-nieve acelera su afectación y contribuye a mayor desestabilización de estos glaciares. En el Nevado del Huila, de acuerdo con los estudios glaciares previos, realizados por Flórez & Ochoa (1990), Flórez (1992), Pulgarín et ál. (1996 y 2007) y Ariza (2006), el retroceso glaciar ha sido muy acelerado en los últimos años. Después de las erupciones ocurridas en febrero y abril de 2007, su masa glaciar se vio particularmente afectada, lo cual ha acelerado mucho más este retroceso.

Localización y generalidades

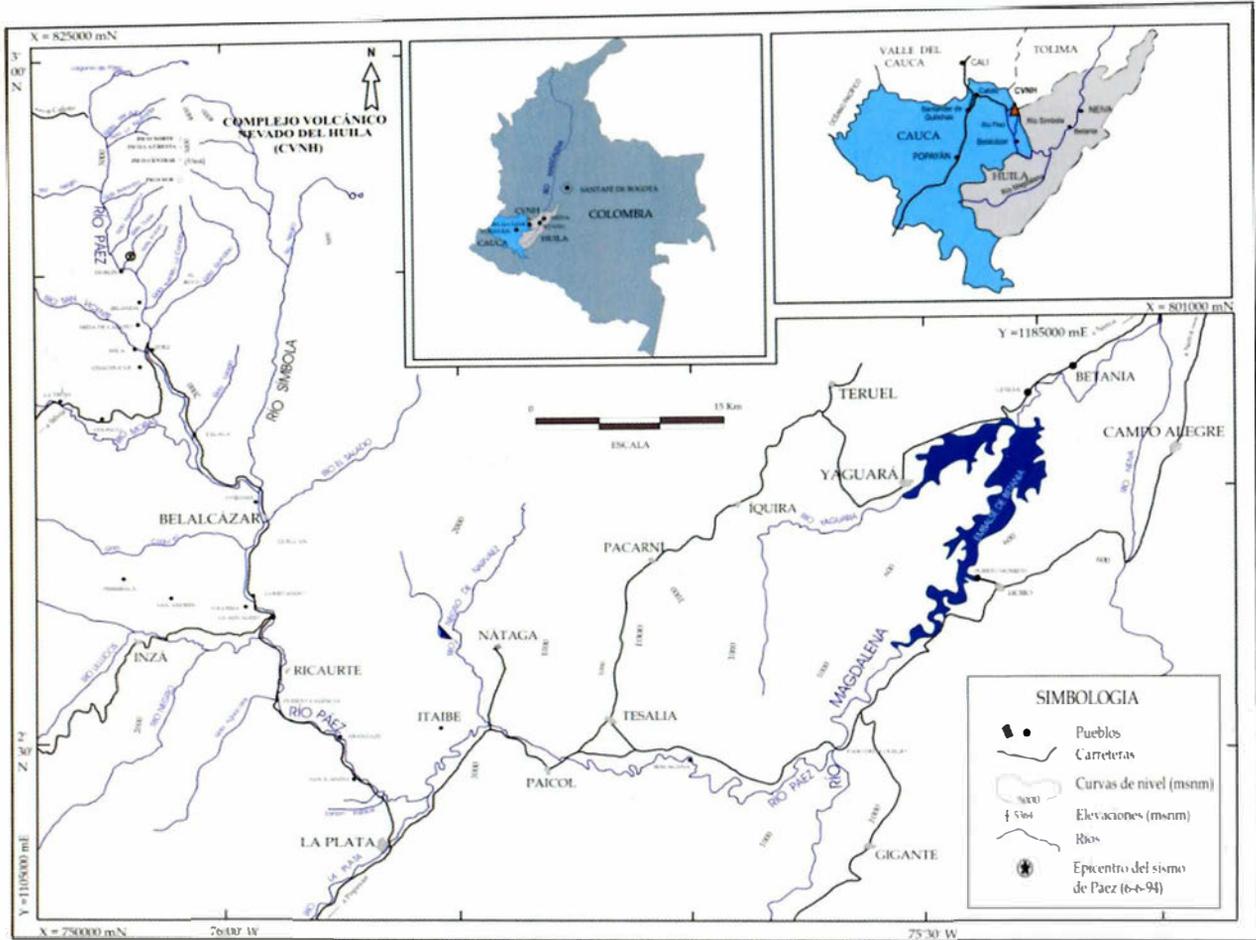
El volcán Nevado del Huila (o complejo volcánico Nevado del Huila), con una altura de 5364 msnm (en 1995, Pulgarín et ál., 1996 y 2007), se ubica en el sector limítrofe entre los departamentos de Cauca, Huila y Tolima (figura 1), sobre la cordillera Central de Colombia, en las coordenadas geográficas 2° 53' de latitud N y 75° 59' de longitud W. Se

encuentra a 85 km al NE de la ciudad de Popayán y 86 km al SE de la ciudad de Cali.

El volcán Nevado del Huila es un estratovolcán de composición mayormente andesítica, con predominio de erupciones de tipo efusivo. En su cima no se aprecian cráteres y en su lugar se encuentran cuatro picos (Norte, La Creta, Central y Sur) que representan antiguos centros de emisión. Además hay presencia de varios domos en la cima del pico Sur. Sobre los picos se encuentra una cubierta glaciar que en 1995 tenía una extensión cercana a los 13,4 km² (Pulgarín et ál., 1996 y 2007). Domos y depósitos de flujos de lava de corta longitud (< 3 km) representan la última evolución de este complejo volcánico, con productos más viscosos y de menor volumen (Correa & Pulgarín, 2002). La única actividad volcánica conocida había estado relacionada con aguas termales y actividad fumarólica, hasta las erupciones ocurridas en 2007. Estas son las primeras erupciones históricas registradas en este volcán.

Estudios glaciares realizados en el Nevado del Huila

Los estudios glaciares realizados en el Nevado del Huila son escasos y han sido apoyados principalmente en estudios fotogramétricos con distintas metodologías, utilizando diferentes tipos de sensores remotos y fotografías aéreas, así como imágenes de satélite. Entre estos trabajos se encuentran: Flórez & Ochoa (1990) y Flórez (1992), con base en fotografías aéreas de 1965, 1981 y 1990, realizan un estudio sobre el retroceso glaciar de este nevado y encuentran que en estos periodos siempre ha habido una tendencia permanente de retroceso (areal y volumétrico). Calcularon que el área en 1850 eran 33,7 km² (basados en el límite de la pequeña Edad Glacial) y que en 1990 eran 13,9 km², lo que muestra una pérdida areal de 19,8 km² en 140 años (promedio de 0,14 km²/año). Además, calcularon los volúmenes para cada uno de estos años. El volumen para 1850 y 1990 era 769,2 y 220,6 millones de metros cúbicos, respectivamente, lo que muestra una pérdida media de 548,6 millones de metros



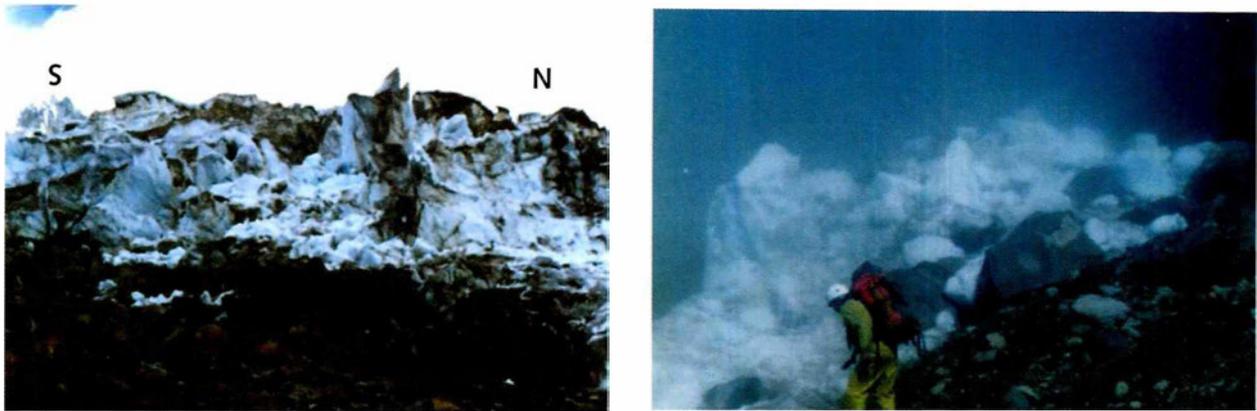
► Figura 1. Mapa de localización del volcán Nevado del Huila.

cúbicos en este periodo (promedio anual de pérdida de 3,91 millones de metros cúbicos), estos datos calculados con espesores medios del glaciar de 23 m y 16 m para 1850 y 1990, respectivamente. La máxima altura la calcularon en 5655 msnm, sobre el pico Central. En su trabajo encuentran una aceleración del retroceso glaciar en la última década analizada (1981 a 1990).

INGEOMINAS (1994) y la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC, 1994) en sus estudios sobre el sismo y avalancha de Páez del 6 de junio de 1994 (magnitud 6,4 Richter), identifican la zona sur del volcán Nevado del Huila como el área epicentral del sismo, cuyo epicentro se localizó a 10 km al SW de la cima volcánica y se originó a 10 km de profundidad. Con este movimiento sísmico, tanto el volcán como el glaciar sufrieron deslizamientos superficiales (se reportaron más de 3000 de ellos en

toda la zona epicentral) que desprendieron más de 320 millones de metros cúbicos de materiales (Calderón et ál., 1997). En el Nevado del Huila hubo algunos frentes de lenguas glaciares que se vieron afectadas por deslizamientos o caída de sus frentes, como el caso del glaciar La Danta (Pulgarín et ál., 1997) en el sector E del pico Norte (figura 2), en el que quedó expuesta, por el desprendimiento, una pared de unos 80 m de alto sobre el glaciar, pero el depósito de bloques de hielo llegó hasta unos 500 m más hacia fuera del límite glaciar. Hubo también algunos desplomes de paredes de roca (lavas) que sostenían glaciares, como en los sectores SW y E del glaciar del Nevado del Huila, en los cuales, los bloques de hielo se encontraban mezclados con los bloques de rocas desprendidos.

Pulgarín et ál. (1996 y 2007), basados en restituciones de la topografía de las áreas glaciares de



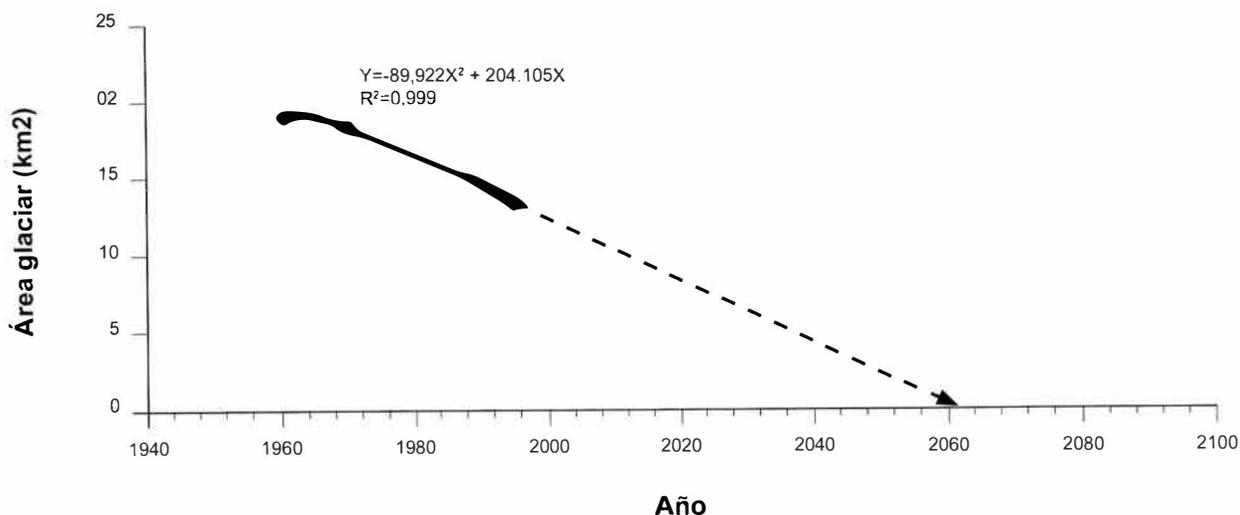
► Figura 2. Fotografías del glaciar La Danta (W del pico N) en julio de 1994, posterior al Sismo de Páez del 6 de Junio de 1994. Izquierda: frente de la lengua, parcialmente colapsado, el espesor de la pared de hielo es de aproximadamente 80 m. Derecha: detalle de los bloques desprendidos del frente de esta lengua glaciar.

este nevado a partir de fotografías aéreas para 1961, 1965, 1970, 1989 y 1995 y el posterior tratamiento de los datos con el Software LISA (Land Information System for All, de origen Alemán), encuentran que entre 1961 y 1995, es decir, un periodo de 34 años, el glaciar perdió $5,47 \text{ km}^2$ (promedio $0,161 \text{ km}^2/\text{año}$), o sea, 29% del área de 1961 y redujo su volumen en $0,27 \text{ km}^3$. La altura de la superficie del glaciar descendió en promedio $14,52 \text{ m}$ (considérese esta como pérdida de espesor), a razón de $0,427 \text{ m/año}$, muy semejante al calculado por Linder (1990) para el Nevado del Ruiz en un periodo muy similar. De esos periodos estudiados, los autores mencionan que el comprendido entre 1989 y 1995 fue el de retroceso más acelerado, al perder $1,33 \text{ km}^2$ en 6 años. En promedio, $0,222 \text{ km}^2/\text{año}$. Además concluyen, mediante extrapolación de sus datos, que el área de glaciar de este nevado se acabaría aproximadamente hacia el 2063, suponiendo que no haya desestabilizaciones súbitas del glaciar causadas por sismos, erupciones volcánicas o grandes deslizamientos. Sobre esta gráfica de tendencia del área glaciar del Nevado del Huila, se realizó una extrapolación a 2007 (sin considerar efectos de la erupción de febrero) y se encontró que este glaciar debería tener un área de unos 11 km^2 (figura 3).

Si se considera el dato de espesor promedio basado en estimaciones visuales presentado por Pulgarín et ál. (1997) para el Nevado del Huila, que

era 55 m , y teniendo en cuenta la pérdida promedio de altura de la superficie glaciar de $0,427 \text{ m/año}$, se podría calcular, de manera general, el volumen de su glaciar, de la siguiente manera: si en 1995 el espesor promedio estimado era 55 m y venía perdiendo entre 1961 y 1995 en promedio $0,427 \text{ m/año}$, entonces hasta el 2007 ha transcurrido un periodo de 12 años, en los que el glaciar habría perdido $5,12 \text{ m}$ de su espesor, es decir, que en 2007 el espesor de este glaciar era aproximadamente $49,88 \text{ m}$. Multiplicando este espesor por el área extrapolada que tenía el glaciar en 2007 (11 km^2), se tiene que el volumen ese año era posiblemente $548.746.000 \text{ m}^3$, que equivalen aproximadamente a $0,55 \text{ km}^3$. Si se tiene en cuenta que el hielo al descongelarse disminuye aproximadamente 9% del volumen y si se considera que el complejo sistema de grietas que contiene el glaciar representa un 10% de los espacios vacíos en el glaciar, se tendría un equivalente de agua de $444.484.260 \text{ m}^3$, o sea, cerca de $0,45 \text{ km}^3$ de disponibilidad de agua para 2007 (antes de las erupciones).

Ceballos et ál. (2007), en un estudio sobre los glaciares en Colombia y su relación con el comportamiento climático, teniendo como caso de estudio el Nevado de Santa Isabel, presentan datos de retroceso, entre otros, del área glaciar del Nevado del Huila entre los periodos 1850 a 1954-1959 y 1954-1959 a 2001-2003, y refiere una pérdida areal



■ **Figura 3.** Tendencia del área glaciar del Nevado del Huila, de acuerdo con Pulgarín et ál. (2007). La extrapolación del área glaciar 2007 es 11 km², aproximadamente.

del glaciar de 53% para el primer periodo (de 106 años) y de 25% para el segundo (45 años). Al igual que Flórez (1992), menciona que este glaciar ha presentado la menor pérdida, comparativamente, debido a que gran parte de su masa glaciar se encuentra por encima de la línea de equilibrio.

Ariza (2006), mediante el empleo imágenes Landsat y el NDSI (*Normalized Difference Snow Index*) aplicado a imágenes de satélite TM y ETM+, calcula, entre otros parámetros, el área glaciar del Nevado del Huila en 1976, 1989 y 2001, y encuentra que para el periodo completo de 1976 a 2001 (25 años) se registró un continuo y constante retroceso de la superficie glaciar, con una pérdida de 5,33 km², lo que constituye una disminución de más de 27% del área en esos 25 años. La altura máxima que encontró para el Nevado del Huila fue 5375 msnm, en las imágenes de satélite de 1976 y 1989, muy similar a la encontrada por Pulgarín et ál. (1996 y 2007), que fue 5364 msnm. Ariza (2006) menciona que para 1976 la superficie glaciar era 19,13 km²; para 1989, esta era 16,55 km²; y en 2001, el área del glaciar se redujo a 13,80 km². De acuerdo con este autor, la mayor parte de la pérdida en la cobertura del glaciar ocurrió entre 1989 y 2001, llegando a presentar un retroceso de 2,74 km² con promedio de 0,228 km²/año (muy similar al presentado por

Pulgarín et ál., 1996 y 2007 para el periodo 1989-1995, que es 0,222 km²/año), mientras que entre 1976 y 1989 redujo su área en 2,58 km², con un promedio de 0,199 km²/año.

Descripción de las erupciones del 19 de febrero y del 18 de abril de 2007

El 18 de febrero, en una estación sismológica localizada al sur del pico Central del volcán Nevado del Huila, se registró un enjambre de 108 eventos sísmicos (muy por encima de lo normal) asociados a fracturamientos de roca, localizados en la parte superficial del edificio volcánico. Posterior a este episodio, el sistema volcánico entró en excitación con generación de sismos de fractura, acompañados con un número creciente de sismos asociados a tránsito de fluidos y gases a través de conductos volcánicos. Toda esta actividad conformó lo que se denominó fase preeruptiva. Luego, el 19 de febrero de 2007, ocurrieron dos sismos principales en la cima del pico Central que marcaron la etapa eruptiva, uno de ellos a las 8:30 a.m., y el otro a las 8:53 a.m., ambos asociados a explosiones fuertes, de acuerdo con los habitantes de las poblaciones relativamente cercanas al volcán. En la figura 4 (tomada de INGEOMINAS, 2007a, 2007b), se aprecia el número de eventos sísmicos y la energía liberada por estos

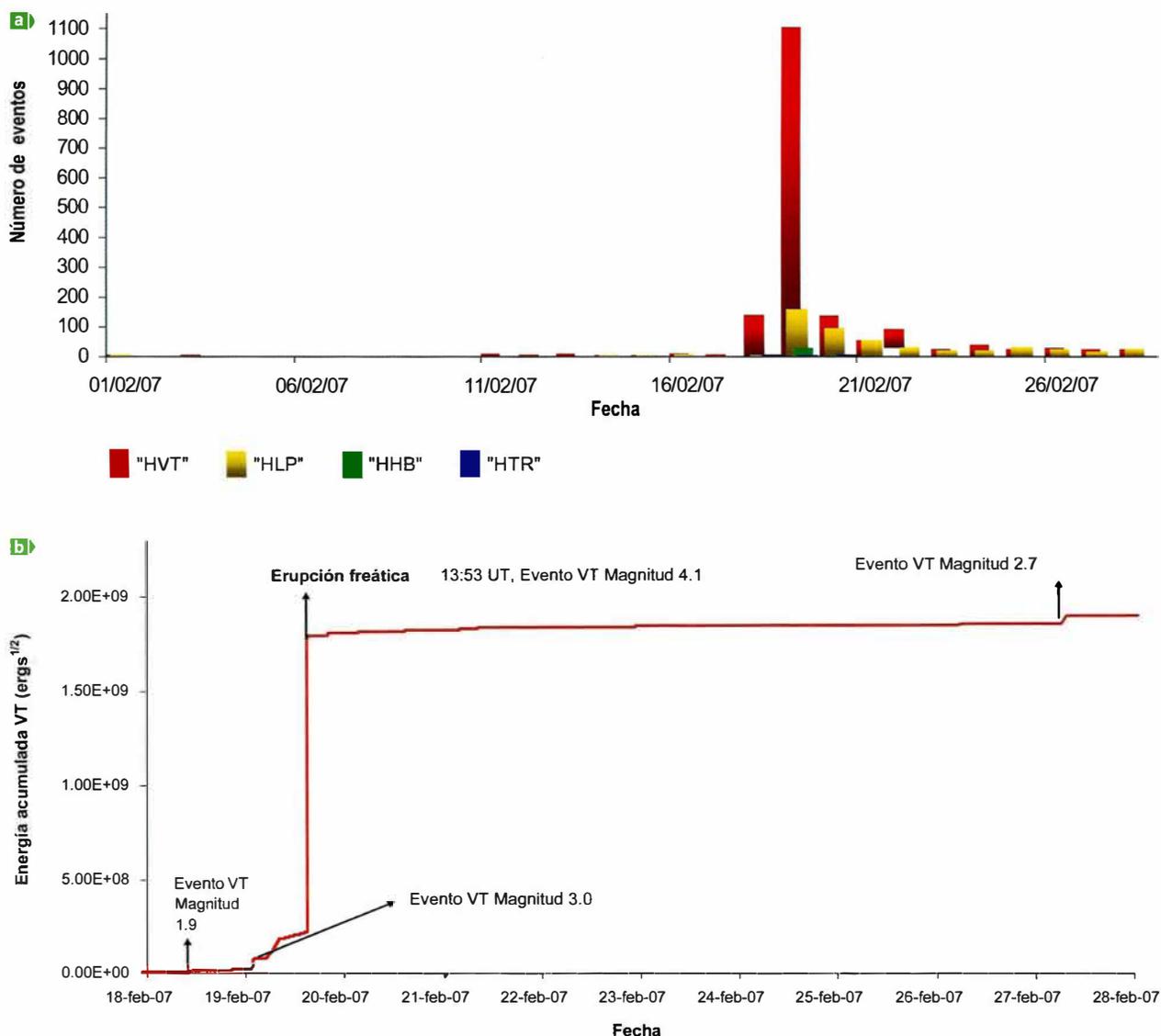


Figura 4. Gráficas que muestran el comportamiento sísmico. a. Número de eventos sísmicos diarios, asociados con fracturamiento de roca en el volcán Nevado del Huila. b. Energía sísmica diaria liberada durante los procesos eruptivos ocurridos en el volcán Nevado del Huila (tomado de INGEOMINAS, 2007).

durante los procesos eruptivos en 2007. En la erupción del 19 de febrero, se generó una columna de gases, vapor de agua y cenizas que alcanzó 4 km sobre la cima volcánica. A la vez se originó una enorme fisura entre los picos La Cresta y Central, en la parte alta W, la cual tuvo una longitud de 2 km en dirección N-S y unos 80 m de ancho (máximo), a través de la cual emanaban gran cantidad de fumarolas a lo largo de fisura (figura 5).

La ceniza generada, que se calculó de manera aproximada en menos de 700.000 m³, se dispersó

hacia el W. Parte de ella cubrió toda la porción W del glaciar del pico Central y un sector del edificio volcánico. Escasamente alcanzó a llegar ceniza muy fina (polvillo) a poblaciones que se encuentran a 30 km al W del volcán, como Jambaló y Toribío. Con esta erupción también se generó un lahar que descendió por las quebradas La Azufrada (al W) y Bellavista (al SW) hasta llegar al río Páez, con alturas entre 2 y 3 m. La mayoría de su carga de sedimentos fue depositada en los primeros kilómetros del río Páez (el cual tiene una pendiente menor de 1 gra-

do), pues al pasar por la población de Belalcázar (a 48 km de la cima a través de los drenajes), el flujo parecía una crecida normal del río (figura 6) cuya velocidad se calculó en 27 km/h, aproximadamente. Este lahar no causó víctimas fatales, aunque si alcanzó a afectar alguna infraestructura en la parte alta del valle y en cercanías de las orillas.

Después de la erupción de febrero, en el mes de marzo se evidenció una relajación parcial del sistema (o fase poseruptiva), con emisiones pequeñas escasas de cenizas, hasta el 17 de abril, cuando se registró un nuevo incremento en la actividad sísmica (figura 4), con la ocurrencia de otro enjambre de sismos de fractura de rocas, de carácter superficial y localizados también sobre el pico Central, que marcaron la fase preruptiva de esta erupción. Posteriormente, se registró un gran número de sismos asociados a movimiento de fluidos, los cuales desencadenaron finalmente una nueva erupción freática a las 2:57 a.m. del 18 de abril (fase eruptiva). Esta erupción originó una nueva megafisura sobre la cima del glaciar, que tuvo aproximadamente las mismas proporciones de la primera, es decir, 2,3 km de longitud y unos 80 m de ancho, atravesó el pico Central en dirección SW-NE y, a la vez, la fisura

formada el 19 de febrero (figura 7). Hubo generación de escasa ceniza de caída y salida de fumarolas abundantes que brotaban del interior de la fisura y a través de toda su longitud, que no dejaron ver por varios días la verdadera magnitud de la fisura formada, al igual que como ocurrió en la erupción del 19 de febrero. Con esta erupción también se perdió una porción de masa del glaciar El Oso (en el sector E) y hubo formación de un nuevo lahar de volumen mucho mayor que el anterior.

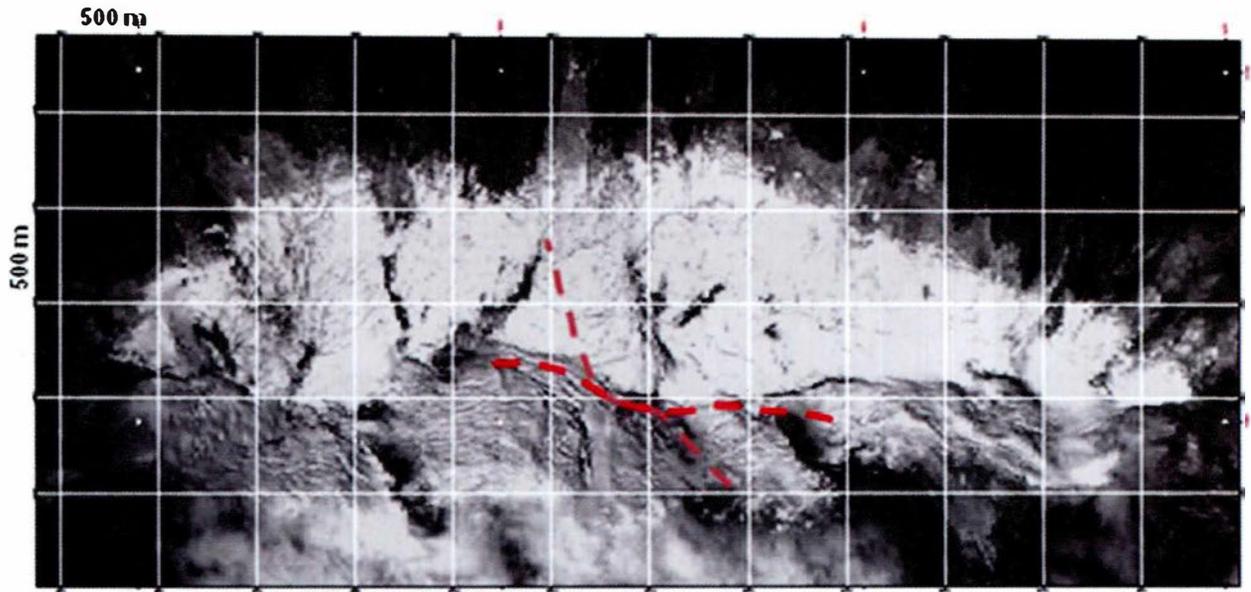
En esta oportunidad, el lahar descendió por los flancos W y E del volcán y luego se encauzó por los ríos Paéz (al W) y Símbola (al E). Ambos ramales del flujo se formaron casi al mismo tiempo y, luego de recorrer distancias muy similares, se encontraron en el sitio de unión de ambos drenajes (figura 8), unos 2 km al N de Belalcázar, y afectaron importante infraestructura vial, dejando incomunicada, entre otras, a esta población, que es el mayor centro poblado del área, y arrasando con varios puentes que se encontraban a alturas entre 5 y 15 m (esta última en los sitios de peralte del flujo). Luego de que los lahares se unieron alcanzaron una velocidad cercana a 80 km/h (en los primeros 50 km), de acuerdo con los datos de los detectores de flujos de



► Figura 5. Fotografía que muestra parcialmente el flanco W del volcán Nevado del Huila. Las fumarolas alineadas indican la formación de una gran fisura en el volcán y, por tanto, en el glaciar. De izquierda (N) a derecha (S): pico Norte y pico La Cresta (protuberancia pequeña antes de la fumarola), Pico Central (con fumarolas y glaciar cubierto por cenizas), y pico Sur (vista parcial del glaciar). En la parte media del pico Central se nota la cicatriz del paso inicial del lahar formado.



► Figura 6. Fotografía de la población de Belalcázar, margen izquierda del río Paéz, tomada el 19 de febrero de 2007 durante el paso del lahar ocurrido en ese día debido a la erupción del volcán Nevado del Huila. Nótese que el lahar parece una crecida normal del río; por tanto, fue poca la afectación sobre sus márgenes a la altura de esta población (compárese con la figura 8).



► **Figura 7.** Imagen QuickBird (febrero de 2007) (USGS). Área glaciar del nevado tomada unos días antes de la erupción de febrero de 2007. En ella están dibujados los trazos de las fisuras grandes formadas con las erupciones del 19 de febrero (rojo oscuro, en dirección N-S) y del 18 de abril de 2007 (en rojo claro, en dirección SW-NE).



► **Figura 8.** Sitio de unión de los dos brazos del lahar generado en la erupción del volcán Nevado del Huila el 18 de abril de 2007. El drenaje de la izquierda es el río Símbola y el de la derecha es el río Páez. El promedio de la altura de la inundación fue 10 m. Nótese la escala de las personas sobre el camino del lado izquierdo de la fotografía. El río corre hacia el S. La fotografía fue tomada desde un puente sobre el río Símbola, que fue arrastrado por el lahar.

lodo instalados en ambas cuencas. También fueron de apoyo, los registros de algunos testigos de las poblaciones de Belalcázar, Tóez y Mesa de Caloto. El lahar tuvo un alto de inundación promedio de 10 m en la parte alta y de unos 5 m en la cuenca baja y en su aproximación al río Magdalena.

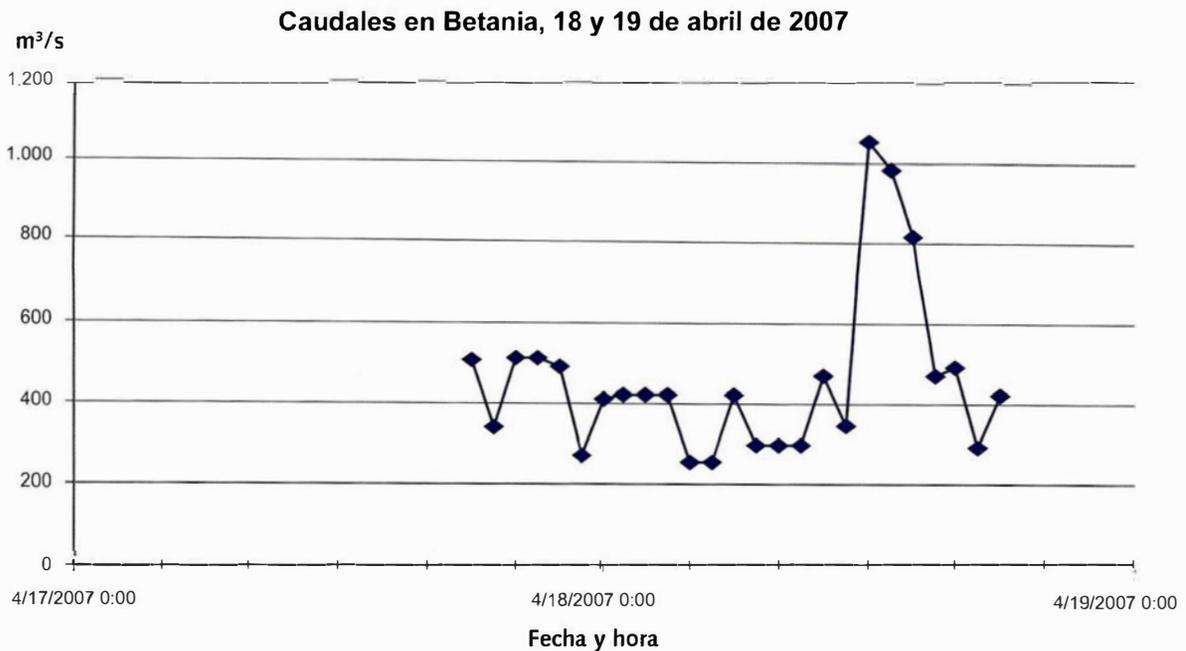
En algunos casos donde los ríos hacían curvas pronunciadas o el valle se estrechaba, las alturas de la inundación alcanzaron entre 16 y 30 m (este último en la cuenca de río Símbola). En total tuvo un recorrido de más de 160 km hasta la represa de Betania (sobre el río Magdalena y en el departamento

del Huila) y un volumen cercano a los 50 millones de metros cúbicos.

La generación de ambos lahares, sobre todo el de abril, no se explica aún de manera satisfactoria, ya que en la represa de Betania (Central Hidroeléctrica de Betania, 2007) se registró la llegada de cerca de 10 millones de m^3 más de lo normal de agua (figura 9), y no hubo aportes de agua de precipitación, ya que no era época de lluvias en la zona. Por tanto, esta gran cantidad de agua debió de haber estado disponible superficialmente de alguna manera en el volcán, ya sea como reservorio superficial, en los ríos, lagunas, grietas o cavidades subglaciares, grietas en las rocas, aguas subterráneas o como reservorios de agua hidrotermal. Además, en la superficie por donde pasaron los flujos no se encontraban cuerpos de aguas importantes, por ejemplo lagunas o lagos, que hubieran aportado estas grandes cantidades de agua, incluso ni sumando el equivalente de agua de los cerca de 500.000 m^3 de hielo perdido del frente de la lengua glaciar El

Oso. En consecuencia, la ocurrencia de ambos lahares fue asociada a la expulsión de volúmenes considerables de agua del interior del volcán a través de las grietas formadas en el momento de las erupciones, las cuales debieron de haber afectado no solo la masa glaciar sino también el edificio volcánico. De acuerdo con las evidencias encontradas en el campo durante la inspección de los depósitos dejados por los lahares y el análisis de las escasas muestras de cenizas de caída colectadas de estas erupciones, no se detectó material juvenil en estos materiales; por ello se considera que ambas erupciones fueron de tipo freático, es decir, debidas a la interacción del calor producido por un cuerpo magmático en ascenso con cuerpos de agua que pudieron haber estado en el interior del glaciar o posiblemente como reservorios de agua hidrotermal, si se considera que en las cenizas analizadas se encontró clorita y tridimita, que son minerales de ambiente hidrotermal.

Posterior a la actividad sísmica registrada el 18 de abril, comenzó una etapa de relajación relativa



■ **Figura 9.** Gráfica de caudal vs tiempo, que muestra el ingreso de cerca de 10 millones de metros cúbicos de agua en exceso a la represa de Betania (localizada a más de 160 km de la cima volcánica), con un incremento notable entre las 12:00 m y 1:00 p.m., es decir, 9 a 10 horas después de la erupción del 18 abril 2007 (Datos: Represa Hidroeléctrica de Betania, 2007).

del sistema volcánico, aunque con esporádicos registros sísmicos importantes, de manera que aunque la actividad decrecía, el nivel de esta quedó más alto que el registrado en el periodo de relajación de la primera erupción. Desde entonces hasta la fecha (agosto de 2008) ha permanecido más o menos constante aunque, como ya se mencionó, ha presentado fluctuaciones temporales con ocurrencia de enjambres de sismos que han alcanzado magnitudes hasta de 3 en la escala de Richter, sobre la cima del pico Central. Algunos fueron asociados a pequeñas emisiones de cenizas.

Imágenes recientes del glaciar del Nevado del Huila

De este glaciar, las imágenes más recientes que se tienen son fotografías tomadas principalmente por personal de INGEOMINAS durante los sobrevuelos en helicópteros de la Fuerza Aérea Colombiana en las rutinas de monitoreo visual llevadas a cabo tanto en las épocas de crisis como en épocas de relativa calma. Con base en estas fotografías se ha realizado la mayoría de las observaciones de los cambios recientes pos eruptivos en el glaciar de este volcán.

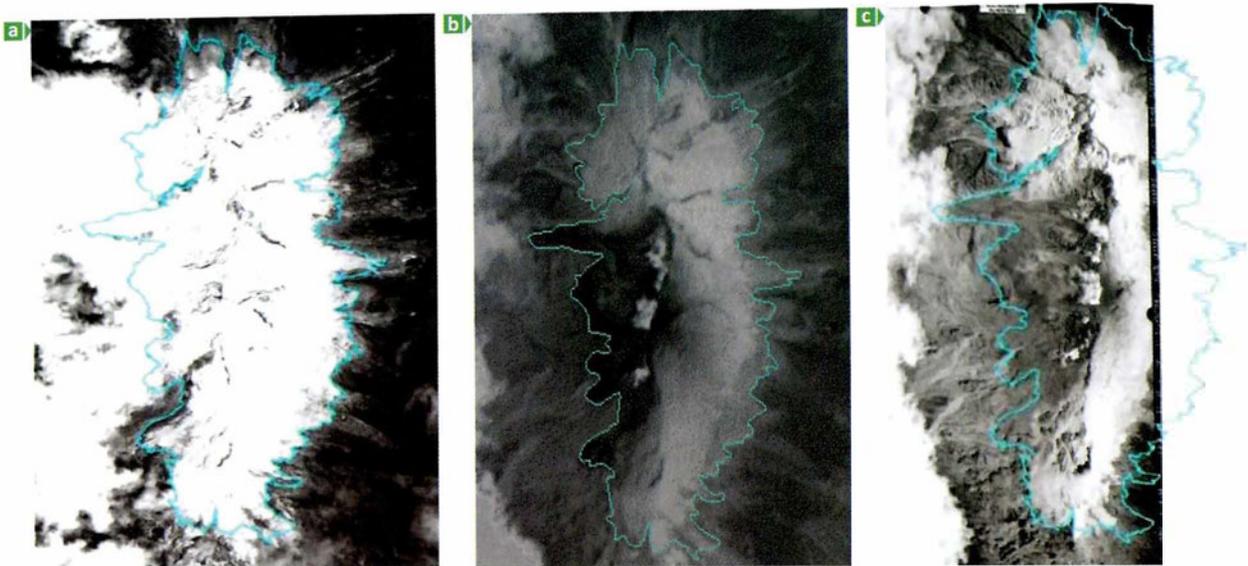
No se han podido realizar cálculos precisos de estas pérdidas de masa glaciar debido a que no se dispone de fotografías aéreas de toma periódica reciente, con posterioridad a las erupciones de febrero y abril de 2007. Los materiales de sensores remotos más recientes de que se dispone son (figura 10):

- Imagen QuickBird (figura 10a) (USGS, 2007a), con 0,6 m de resolución, del 7 de febrero de 2007, unos 12 días antes de la erupción de febrero de 2007. Esta imagen es de muy buena calidad pero el límite W del glaciar quedó oculto por las nubes, de manera que en ella no se puede calcular el área glaciar de manera exacta.
- Imagen ASTER (figura 10b) (USGS, 2007b), de 15 m de resolución, del 23 de febrero de 2007 (4 días después de la erupción de febrero de 2007). De esta imagen se tomó una subescena, emplea-

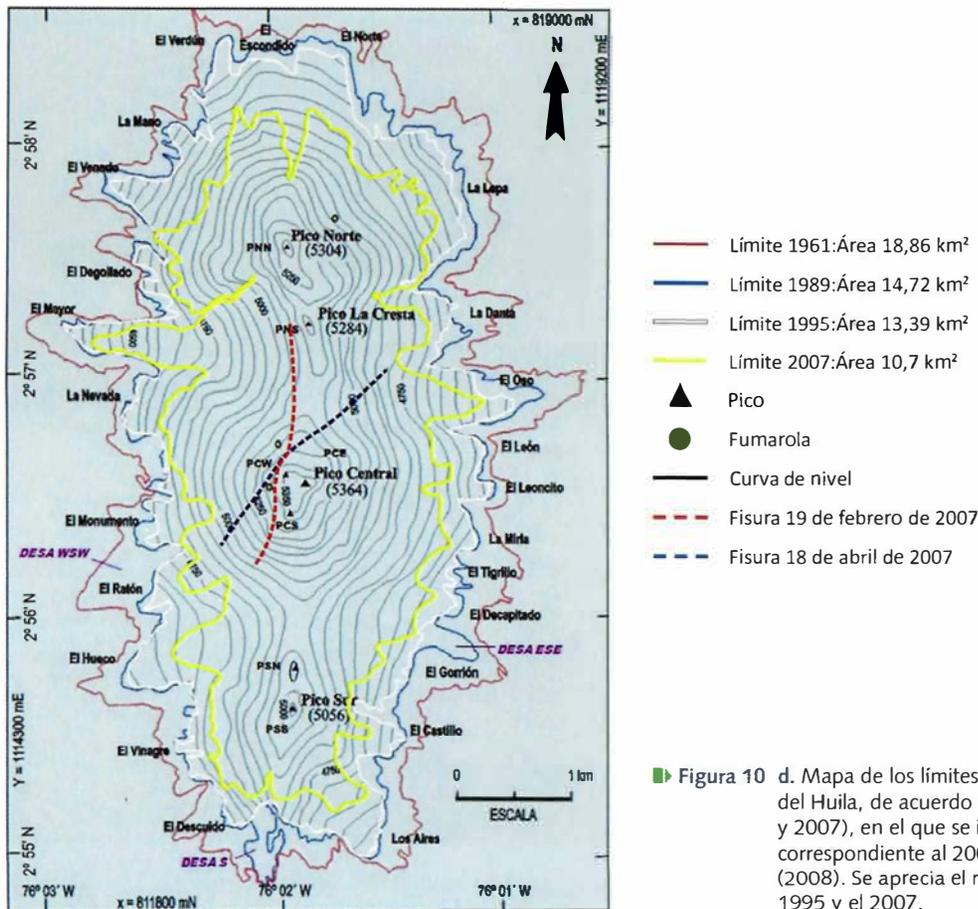
da para compararla con otras dos imágenes disponibles (la QuickBird y la fotografía aérea).

- Línea de vuelo de cinco fotos aéreas (vuelo C-2805 de 2007, fotos 189 a 193), de muy buena resolución (85 micrones), tomadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC, 2007) el 27 de febrero de 2007, es decir, 8 días después de la erupción de ese mes. En la foto 192 de este vuelo se observa el cuerpo casi completo del glaciar; sin embargo, el nevado quedó en un extremo de la fotografía (figura 10c), es decir, en la zona de máxima deformación óptica. Se considera que el límite glaciar del lado W quedó en una zona de la fotografía que puede ser confiable para su medición. Los extremos de las lenguas glaciares del lado E no quedaron completos en esta foto.

Con base en la georreferenciación de la imagen QuickBird, la fotografía aérea del IGAC y la imagen ASTER, se realizó un ajuste (entre las tres) para obtener el límite más preciso del área glaciar, basado principalmente en la imagen QuickBird y corrigiendo los extremos del glaciar tanto del lado W como del E, con las otras dos imágenes. Estos ajustes se realizaron en el software ARC GIS, dando como resultado un área de 10,7 km² (Worni, 2008), muy cercana a los 11 km² de área glaciar calculados a partir de la extrapolación realizada sobre la gráfica de tendencia del área glaciar elaborada por Pulgarín et ál. (1996 y 2007). De esto se infiere que también dicho estudio arrojó resultados confiables, toda vez que la extrapolación hecha fue a los 12 años después del último año tenido en cuenta (1995) como dato real en la gráfica y conociendo que el retroceso glaciar en los últimos años había sido el más acelerado de los periodos estudiados, de acuerdo con los mismos autores. El límite del área glaciar obtenido para el Nevado del Huila en 2007 se encuadró en el mapa de los límites glaciares obtenidos por Pulgarín et ál. (1996 y 2007) (figura 10d). En este se puede visualizar la marcada pérdida areal en los últimos 12 años (1995 a 2007).



► Figura 10. Imágenes de diferentes tipos de sensores remotos del Nevado del Huila, a las que se les dibujó el límite del área glaciar, de acuerdo con la georreferenciación de cada una de ellas y con la complementación de este límite, teniendo en cuenta las tres imágenes, debido a las distintas resoluciones y a la cobertura de nubes. a. Imagen Quick Bird (resolución de 0,6 m) del 7 de febrero de 2007 (USGS, 2007a). b. Imagen ASTER (resolución de 15 m) del 23 de febrero de 2007 (USGS, 2007b). c. Fotografía aérea (resolución 85 micrones) del 27 de febrero de 2007 (IGAC, vuelo C-2805, foto 192) (modificado de Worni, 2008).



► Figura 10 d. Mapa de los límites del área glaciar del Nevado del Huila, de acuerdo con Pulgarín et ál. (1996 y 2007), en el que se incluye el límite glaciar correspondiente al 2007, obtenido por Worni (2008). Se aprecia el notable retroceso areal entre 1995 y el 2007.

Cambios en la masa glaciar del Nevado del Huila ocurridos durante y después de las erupciones de 2007

Entre los cambios manifestados en este glaciar después de las erupciones de 2007, se evidencian notoriamente la formación de las dos megafisuras sobre este glaciar; una en cada erupción. La primera, ocurrida durante la erupción del 19 de febrero (figura 11), se formó entre los picos La Cresta y Central, en dirección N-S, con una longitud de 2 km, un ancho máximo de 80 m y profundidades cuyas paredes internas mostraban alturas mayores de 50 m en algunos sitios.

La segunda megafisura se generó con la erupción del 18 de abril, atravesó el pico Central en dirección SW-NE y cruzó a la vez, la cima de este pico y la fisura formada en la primera erupción (figuras

7 y 12). Tuvo casi las mismas proporciones que la anterior: 2,3 km de largo, 80 m de ancho y profundidades de más de 50 m. Al igual que la primera, también dejaba ver, en algunos sectores de sus paredes, los estratos de cenizas de anteriores erupciones, intercalados en el hielo. En ambas erupciones se observó la formación de canales delgados de derretimiento superficial del glaciar (figura 13), principalmente en la parte alta del glaciar mayor, al W del pico Central, que indican la salida de flujos calientes del interior del volcán, a través de las fisuras formadas. Seguramente, fueron canales por donde se encausaron inicialmente los lahares generados.

La actividad fumarólica durante las erupciones fue tan abundante en las dos megafisuras (figura 14) que mantuvo oculta la verdadera magnitud de estas hasta algunos días después de su formación,

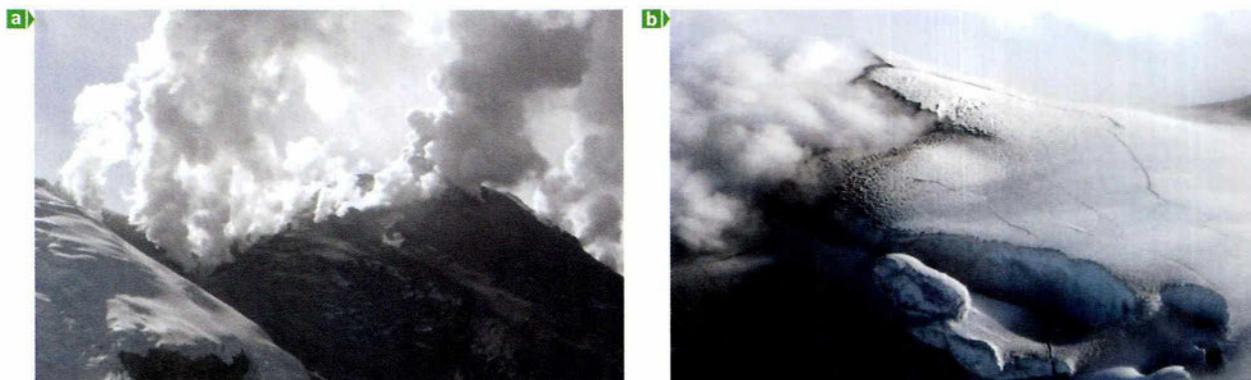


Figura 11. Fisura formada durante la erupción del 19 de febrero de 2007 sobre la parte alta W del glaciar del Nevado del Huila. a. Fumarolas alineadas en dirección N-S que indican la presencia de la fisura. b. Parte alta de la fisura, sobre la cima del pico Central. Dentro de la fisura, las paredes pueden alcanzar unos 50 m de altura.

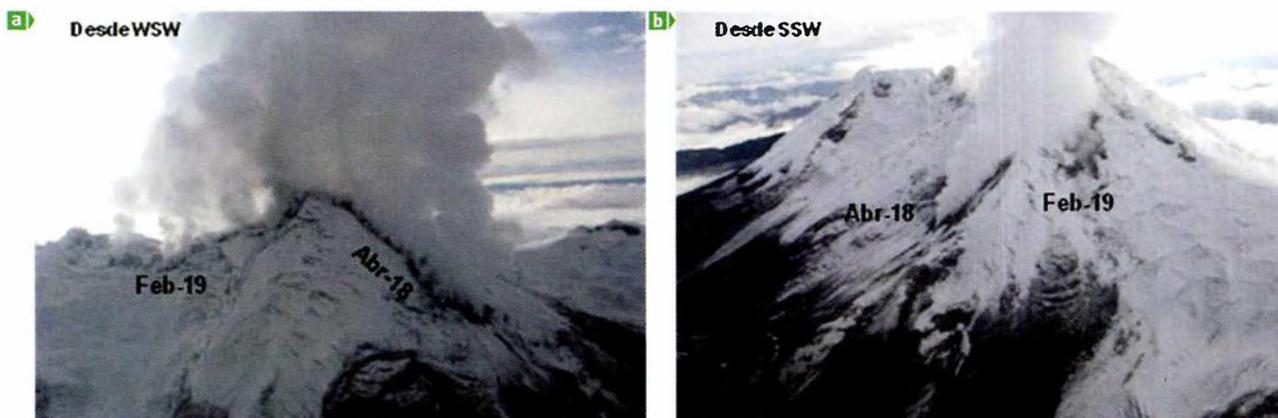
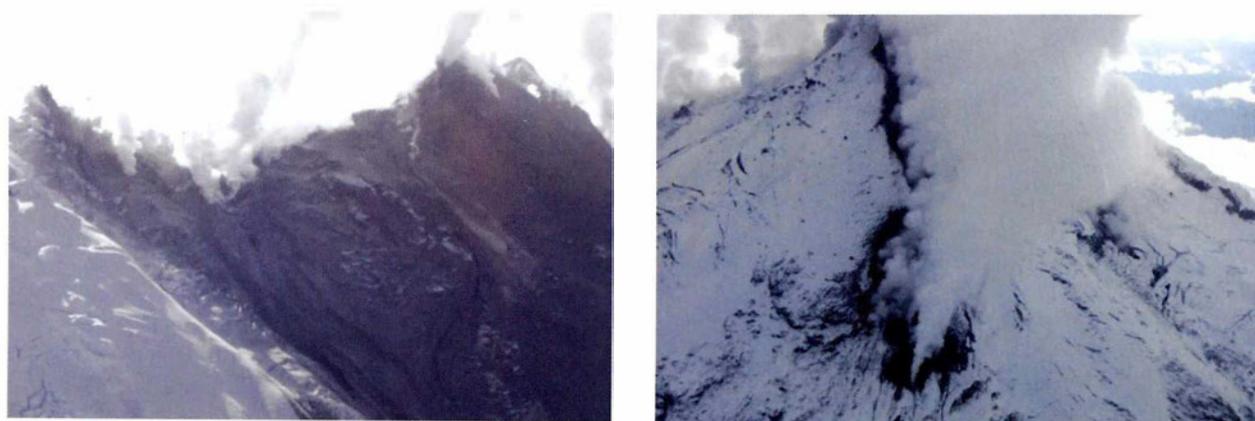


Figura 12. Fotografías de fisuras formadas en las erupciones del 19 de febrero y del 18 de abril de 2007 (tomadas el 22 de abril). a y b muestran el cruce de ambas fisuras, desde dos puntos diferentes.



► Figura 12. c. Fisura del 19 de febrero, aún con abundante actividad fumarólica. d. Porción SW de la fisura del 18 de abril, mostrando abundante salida de fumarolas y con las orillas cubiertas de ceniza.



► Figura 13. Canales de fusión en el hielo, que denotan el inicio de los lahares, debido a la salida de agua caliente de las fisuras. Izquierda: canales formados en la erupción del 19 de febrero de 2007, entre los picos La Cresta y Central. Derecha: canales en el frente del extremo SW de la fisura formada en la erupción del 18 de abril.



► Figura 14. Actividad fumarólica abundante a través de las fisuras formadas durante las erupciones del 19 de febrero y 18 de abril de 2007, la cual se mantuvo por varias semanas, ocultaba parcialmente la magnitud de las fisuras y generaba derretimiento de las paredes del glaciar. En ambas fotos se observa la cobertura de ceniza sobre el flanco W del glaciar del pico Central.

cuando habían disminuido parcialmente su actividad. Este fenómeno, que debió y debe continuar produciendo actualmente un derretimiento lento pero continuo de las paredes de la fisura, dio inicio a una serie de basculamientos de bloques grandes de hielo hacia adentro de las fisuras (figura 15), los cuales se derretían. Las aguas producidas comenzaron a arrastrar cenizas depositadas sobre el hielo, buscaron salida y formaron pequeños lahares locales en la zona periglacial.

Con la erupción del 18 de abril de 2007 también se produjo la pérdida parcial del frente de la lengua glaciar El Oso (figura 16), que hasta entonces había sido el glaciar de mayor longitud del lado E del Ne-

vado del Huila. Al parecer el glaciar no se derritió desde arriba (no tenía indicios de depositación de sedimentos sobre él) sino desde abajo, como si una masa de agua caliente hubiera pasado por debajo de éste, derretiéndolo y haciéndolo subsidir luego, ya que sobre la superficie periglacial quedaron regados algunos fragmentos del glaciar y, en seguida de ellos, la huella del lahar que descendió por este valle. Mediante estimaciones preliminares, se obtuvo un volumen perdido de masa glaciar para este frente de lengua de aproximadamente 500.000 m³.

En ambas erupciones se evidencia la formación de nuevas grietas diferentes de aquellas que normalmente mostraba el glaciar debido a la acción de



Figura 15. Fotografías en las que se observa el basculamiento de bloques de hielo hacia la parte interna de las fisuras. Fotos tomadas el 22 de abril de 2007. Izquierda: porción NE alta de la fisura del 18 de abril. Derecha: Porción N alta de la fisura del 19 de febrero.



Figura 16. Fotografías del sector E del glaciar del Nevado del Huila, donde se aprecia la pérdida parcial del frente de la lengua glaciar El Oso (en el centro de las fotos). Izquierda: tomada el 11 de abril de 2007 (siete días antes de la erupción del 18 de abril). Derecha: tomada el 22 de abril. Se observan la forma diferente del frente de la lengua, que indica la pérdida parcial de masa glaciar, la fisura formada en la erupción del 18 de abril y la evidencia del paso de lahar a partir de esta lengua glaciar.

la gravedad (favorecidas debido a la posición del glaciar en altas pendientes). Estas nuevas grietas se reconocían porque se encontraban más limpias de cenizas y, en algunos casos, más abiertas que las anteriormente formadas. En las paredes, se alcanzaban a distinguir las grietas desde los sobrevuelos en helicóptero, y diferentes niveles de capas de cenizas intercaladas entre el hielo, seguramente producto de erupciones anteriores no vistas o no reportadas por el hombre. Hubo formación de grietas paralelas o no a las existentes. En ocasiones, se observaron patrones rectos paralelos al eje mayor del glaciar (figura 17), principalmente en el flanco E.

La desestabilización general evidenciada por la presencia y conexión de todos los sistemas de grietas (antiguas y nuevas), principalmente en la parte alta del glaciar donde la pendiente es mayor, comenzó a hacerse más notoria y empezaron a formarse especies de escalones de hielo cubiertos por cenizas. Algunas de estas grietas se tornaron en cavidades casi redondas (figura 18) y con subsidencia y escalonamiento de bloques, quizá debido al mismo derretimiento que seguramente se presentaba en el contacto entre la roca y la base del glaciar, así como por la salida, unas veces continua y otras intermitente, de fumarolas a través de ellas.



► **Figura 17.** Fotografías del flanco E del glaciar del Nevado del Huila. Izquierda: se observa, en su parte media, la formación patrón de grietas rectas paralelas al eje mayor del glaciar. Derecha: se observa también el patrón de grietas longitudinales y se evidencia la generación de avalanchas angostas de nieve de pequeña magnitud, que no sobrepasan el límite del glaciar.



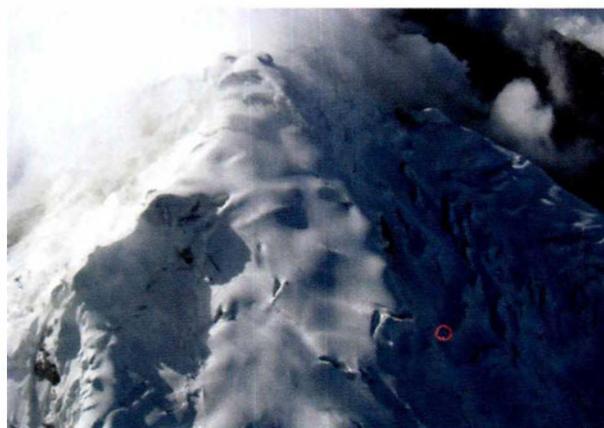
► **Figura 18.** Fotografías de las fisuras. Izquierda: se aprecian algunos hoyos en el glaciar, a partir de los cuales ha evolucionado la apertura en la fisura formada el 19 de febrero de 2007 (parte S de la fisura). Tomada el 22 de abril de 2007. Derecha: fotografía de la fisura al NE, tomada el 12 de mayo de 2008. Nótese los basculamientos, el escalonamiento de bloques de hielo y la escasa actividad fumarólica.

Durante las erupciones y en los días posteriores a ellas hubo otras emanaciones pequeñas de cenizas que cubrían principalmente la parte alta del pico Central y su flanco W, aunque en ocasiones también se cubrió su parte E. En general, estas caídas de ceniza no han afectado drásticamente los picos Norte, La Cresta y Sur. Entre las épocas en las que no se presentaban emisiones de cenizas, también ha habido condiciones climáticas que han favorecido la formación de capas de nieve nueva sobre las cenizas depositadas, produciéndose una recuperación parcial de la masa glaciar (figura 19). En ocasiones alcanzaba a cubrir por completo las cenizas depositadas sobre el glaciar y algunas de las grietas de poca profundidad quedaban nuevamente rellenas y comenzaban a formar nuevamente neveros, que dejaban casi completamente cubierta la grieta.

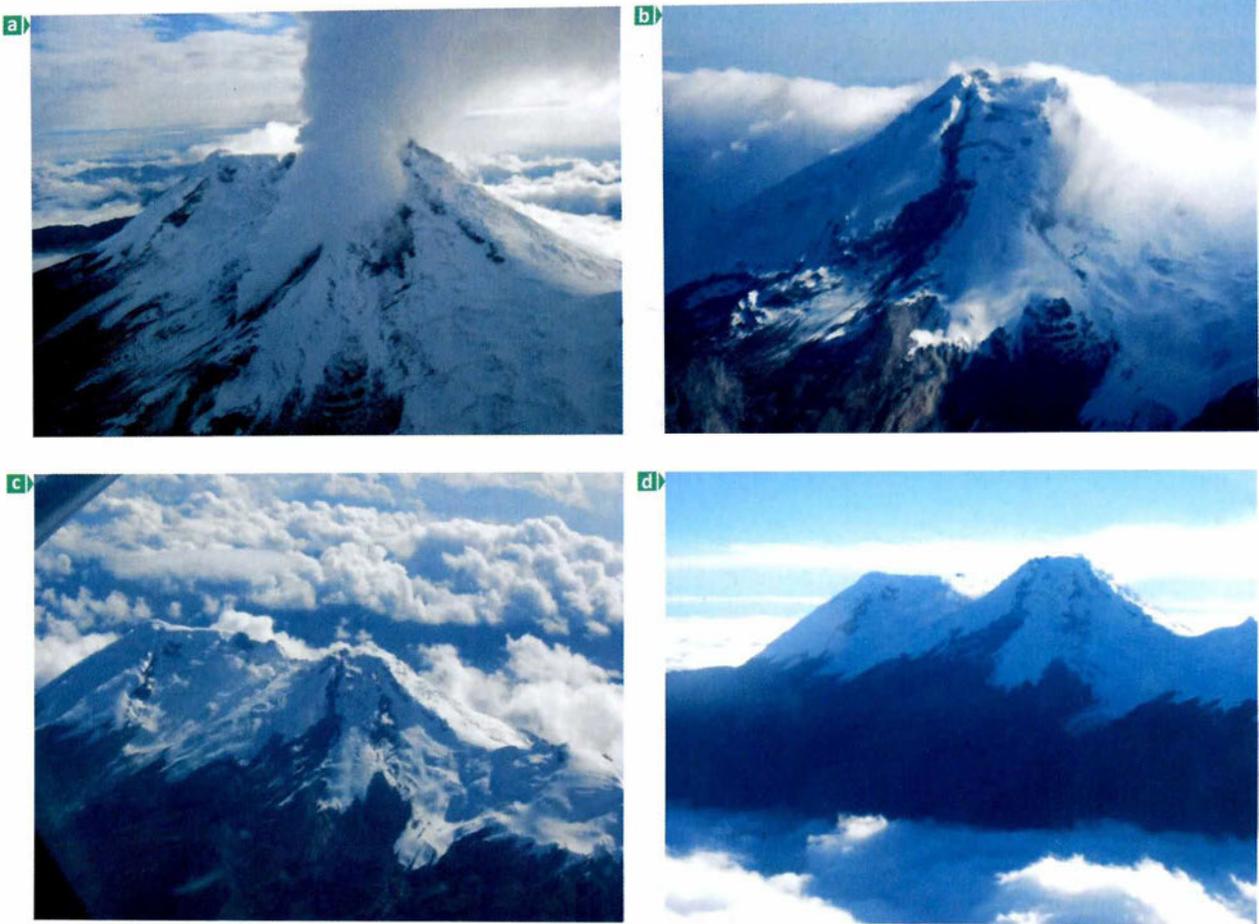
Desde los sobrevuelos era preocupante observar el panorama del glaciar ya que se veía muy desestabilizado por la presencia de las megafisuras, las grietas, los escalones y los hundimientos formados. Se pensaba en la posible ocurrencia de una avalancha de hielo, además de la desestabilización del flanco W del volcán; aunque estos escenarios todavía no pueden descartarse, el comportamiento que ha continuado mostrando esta parte del glaciar no

sugiere, en el tiempo cercano, la formación de una avalancha de grandes proporciones, a no ser que ocurran mayores desestabilizaciones causadas por nuevas erupciones. En contraste, lo que ha sucedido es un derretimiento parcial de los glaciares cercanos a los extremos de las dos megafisuras (figura 20), localizados en las partes S y SW y en la parte E del glaciar. Como estos extremos quedaron cerca al límite glaciar, lo observado sugiere que las aguas calientes que descienden por dentro de ambas fisuras han causado el derretimiento del hielo entre el final de cada megafisura y el límite glaciar, provocando la entrada de dicho límite cada vez más hacia las fisuras, generando un retroceso más acelerado que el provocado por el cambio climático.

También han ocurrido pequeños desprendimientos de hielo y nieve de las paredes más altas del glaciar, principalmente observables en el sector E y N (figuras 20b y 21b), donde se han apreciado acumulaciones alargadas de bloques de hielo y de nieve, que terminan en forma de pequeños abanicos. En general, han quedado depositadas sobre la misma masa glaciar o, en algunos casos, han alcanzado a sobrepasar ligeramente la línea del límite glaciar, como se pudo observar en la parte SE del pico Central, en una fotografía del 29 de abril de 2008,



► Figura 19. Fotografías que muestran la acumulación de nuevas capas de nieve. Izquierda: parte W del Pico Central, tomada el 4 de abril de 2008, donde se observa la nueva cobertura de nieve sobre las cenizas que cubrían este sector del glaciar. A las partes media y baja de la lengua glaciar Mayor, aún se les nota parte de la cubierta de cenizas. Derecha: flanco NW del pico N, donde se aprecia el relleno de grietas por la nueva acumulación de nieve y una línea de avalancha de nieve. Tomada el 1 de marzo de 2007.



► **Figura 20.** Fotografías de los extremos sur de las dos fisuras formadas en 2007. a. Tomada el 22 de abril de 2007, donde se observa una actividad fumarólica fuerte en ambas fisuras. b. Tomada el 20 de noviembre de 2007, con muy escasa actividad fumarólica. c. Tomada el 27 de marzo del 2008, también con escasa actividad fumarólica. d. El mismo sector, 6 de mayo de 2008; se aprecia muy poca actividad fumarólica. Al comparar estas fotografías se evidencia la pérdida de masa glaciar tanto en las márgenes como en los extremos de las fisuras.



► **Figura 21.** Fotografías del flanco E del volcán Nevado del Huila, tomadas desde el SE. Izquierda: tomada el 11 de abril de 2007, donde aún no se aprecia el depósito de bloques de hielo. Derecha: tomada el 29 de abril de 2008, en la que se aprecia un depósito de bloques de hielo que sobrepasó aproximadamente 1,2 km la línea del límite glaciar, lo que indica la desestabilización por todos los efectos que ha sufrido el glaciar. Sector SE del pico Central.

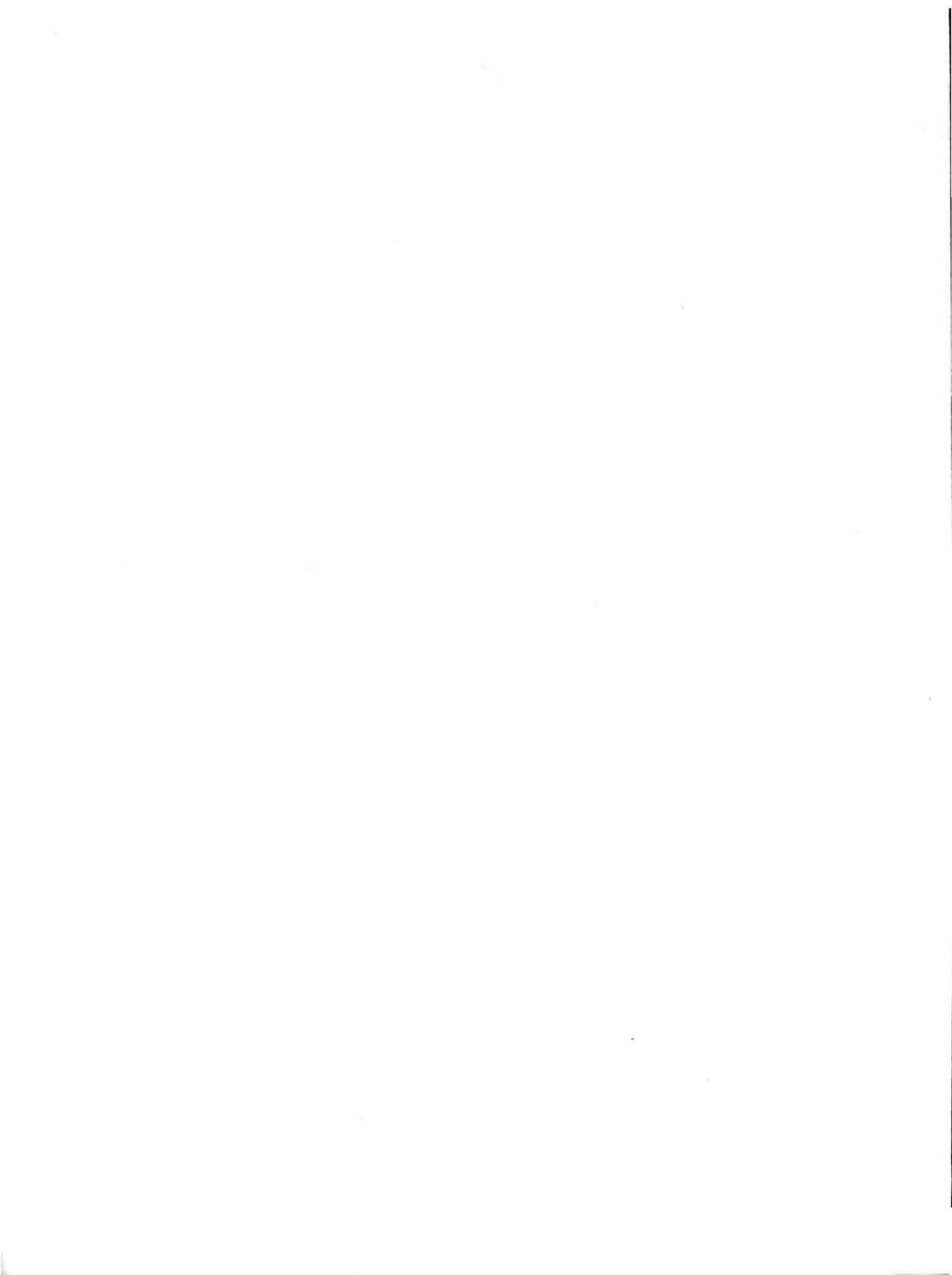
en la que se observa una pequeña avalancha de bloques de hielo, más de un año después de la segunda erupción (ocurrida en el mes de abril de 2007) y seguramente debido a la inestabilidad generada por la abundancia de grietas y el derretimiento lento del glaciar por la salida de gases calientes. El depósito llegó hasta aproximadamente 1,2 km más abajo del límite glaciar (figura 21).

Conclusiones

- Las erupciones ocurridas en 2007 en el volcán Nevado del Huila son las primeras erupciones históricas registradas.
- Las megafisuras de la cima del volcán Nevado del Huila (erupciones de 2007) fueron causadas por la desestabilización (apertura-limpieza de conductos volcánicos) y la interacción presión-calor de un magma ascendente en el que no se registró salida de material juvenil y por eso se han clasificado como erupciones freáticas.
- De acuerdo con el registro geológico, los escenarios eruptivos posibles podrían ser flujos de lava (fisurales) o domos y generación de nuevos lahares.
- Aunque en las erupciones hubo fases preeruptivas cortas, el Observatorio Vulcanológico pudo dar aviso oportuno a las autoridades y comunidades, de manera que más de 5000 personas alcanzaron a evacuar exitosamente en cerca de 5 horas antes del paso de los flujos. Esto indica el trabajo mancomunado y el funcionamiento de los comités de emergencia, la disponibilidad y preparación de la comunidad y los organismos de protección civil.
- La experiencia que han acumulado los sismólogos en nuestro medio es digna de reconocimiento, pues gracias a ella se pudo dar el aviso oportuno de la ocurrencia de la erupción y de los flujos de lodo.
- Hubo un exceso de agua en la erupción/lahar de abril (7,5 millones de metros cúbicos) si se tienen en cuenta los 10 millones de metros cúbicos de exceso de agua que ingresó en la represa de Betania el día de la segunda erupción (18 de abril de 2007). Su origen debió estar relacionado con cuerpos de agua presentes en grietas glaciares, lentes subglaciares, fracturas superficiales en las rocas, acuíferos superficiales en materiales fragmentarios, aguas en reservorios hidrotermales.
- Los trabajos de Pulgarín et ál. (1996 y 2007) y Ariza (2006) muestran características similares de retroceso glaciar para este nevado, es decir, aceleración en el último periodo analizado, que para los primeros autores va de 1989 a 1995, con promedio anual de pérdida de área glaciar de 0,222 km²/año, y para el segundo, va de 1989 a 2001, con un promedio de 0,228 km²/año.
- Debido a la escasa disponibilidad de imágenes remotas de precisión para estudios multitemporales, no se dispone de medidas cuantitativas exactas de los cambios glaciares ocurridos después de las erupciones de 2007; sin embargo, en los sobrevuelos de inspección se ha visto que el cambio en la dinámica del glaciar ha sido bastante notoria y se han observado cambios importantes, como escalonamiento, basculamiento y colapsamiento de grandes porciones del glaciar desde las márgenes de las megafisuras hacia adentro de éstas, además fusión del glaciar posiblemente desde el piso de éste, en las zonas de las fisuras y en los frentes de las partes finales de estas fisuras, así como en algunos frentes de lenguas glaciares y la formación de nuevas grietas en la masa glaciar; todo lo cual está causando una gran desestabilización y está contribuyendo con el aceleramiento del retroceso glaciar de una manera marcada, que muy seguramente llevará a la extinción más rápida de lo previsto, de esta masa glaciar.
- Se deberán emprender nuevos estudios multitemporales mediante sensores remotos para investigar la dinámica y el retroceso de este glaciar antes de que sea demasiado tarde, lo que dependerá de la disponibilidad de estas herramientas y su respectivo análisis. ▀

Referencias Bibliográficas

- Ariza, A. (2006). Retroceso de glaciales tropicales en los Andes Centrales de Colombia mediante imágenes Landsat. By laws of the Journal Editorial Board Polytechnic University of Puerto Rico. San Juan, Puerto Rico. Accepted march 2006. Madrid: Universidad de Alcalá, Departamento de Geografía.
- Calderón, Y., Ávila, G. & Ojeda, J. (1997). Estudio de amenazas y zonificación geológica de la cuenca del río Páez. 2nd Pan-am. Symp. Landslides, 2nd COBRAE. Río de Janeiro.
- Ceballos, J. L., Euscátegui, C. & Tobón, E. (2007). *Los glaciares en Colombia, su estudio y relación con el comportamiento climático, caso volcán Nevado Santa Isabel (Cordillera Central, Colombia)*. Memorias de la Primera conferencia internacional de cambio climático: impacto en los sistemas de alta montaña. Bogotá: IDEAM-Universidad de Zurich, pp. 75-85.
- Central Hidroeléctrica de Betania (CHB). (2007). Datos de caudales de entrada a la represa de Betania los días 6 de junio de 1994, 18 y 19 de febrero de 2007, y 17 y 18 de abril de 2007 (comunicación escrita).
- Correa, A. & Pulgarín, B. (2002). Morfología, estratigrafía y petrografía general del complejo volcánico Nevado del Huila (énfasis en el flanco occidental). Informe Interno. Popayán: INGEOMINAS.
- Flórez, A. (1992). Los nevados de Colombia, glaciares y glaciaciones. *Revista Análisis Geográficos*, 22, 95. Bogotá: IGAC.
- Flórez, A. & Ochoa, F. (1990). El Nevado del Huila o Ñandí. *Revista Colombia, sus Gentes y Regiones*, 20, 206-215. Bogotá: IGAC.
- IGAC. (2007). Vuelo C-2805 de 2007, fotos 189 a 193, 85 micrones de resolución, del 27 de febrero de 2007.
- Ingeominas. (1994). El sismo de Páez, Cauca, del 6 de junio de 1994, evaluación de emergencia. Informe presentado al Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres de Colombia. Santafé de Bogotá: INGEOMINAS.
- Ingeominas. (2007a). Informe de actividad sísmica febrero de 2007. Popayán: INGEOMINAS.
- Ingeominas. (2007b). Informe de actividad sísmica abril de 2007. Popayán: INGEOMINAS.
- Linder, W. (1993). Pérdidas en la masa de hielo en el Nevado del Ruiz, causadas por procesos climáticos y eruptivos durante los últimos 50 años. *Revista Análisis Geográficos*, 23, 113. Santafé de Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- Pulgarín, B., Cepeda, H. & Correa, A. (1997). Geología del complejo volcánico Nevado del Huila. Informe Interno. Popayán: INGEOMINAS.
- Pulgarín, B., Jordan, E. & Linder, W. (1996). Cambio glaciar del volcán Nevado del Huila entre 1961 y 1995. *Memorias*. VII Congreso Colombiano de Geología. Bogotá.
- Pulgarín, B., Jordan, E. & Linder, W. (2007). Aspectos geológicos y cambio glaciar del volcán Nevado del Huila entre 1961 y 1995. *Memorias*. Primera conferencia internacional de cambio climático: impacto en los sistemas de alta montaña. Bogotá: IDEAM-Universidad de Zurich, pp.123-140.
- Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). (1994). El sismo de Páez (Cauca) del 6 de Junio de 1994. *Boletín Mensual de Sismos*, 2(13), 6, Santafé de Bogotá: INGEOMINAS,
- USGS. (2007a) Imagen QuickBird, 0,6 m de resolución, del 7 de febrero de 2007. *US Geological Survey*.
- USGS. (2007b). Imagen ASTER, 15 m de resolución, del 23 de febrero de 2007. *US Geological Survey*.
- Worni, R. (2008). *Volcanic eruption-related impacts on glaciers and modelling of lahars at Nevado del Huila, Colombia*. Diploma Thesis. Department of Environmental Sciences ETH Zurich. Authored at the University Zurich and INGEOMINAS. Popayán and Bogotá, Colombia.



Métodos e integración de análisis granulométrico para depósitos volcanoclásticos

INTEGRATION OF GRANULOMETRIC ANALYSIS METHODS FOR VOLCANICLASTIC DEPOSITS

HUGO F. Murcia¹

GLORIA P. Cortés²

BLANCA O. Hurtado³

RESUMEN

Este trabajo presenta una revisión y descripción de algunos métodos y conceptos que abordan la aplicación de metodologías existentes para la evaluación granulométrica de depósitos volcanoclásticos. Se describen los métodos del conteo de puntos o de la malla, del tamizado y de la pipeta, además de un método de unificación que permite llevar en conjunto los resultados de cada método a una curva de distribución equivalente. Igualmente, se hace énfasis en la importancia de este tipo de análisis, teniendo en cuenta principalmente el desarrollo y utilización, cada vez más común, de los diagramas empíricos de clasificación. De esta forma, la información suministrada por estos métodos permite discriminar entre diferentes procesos y efectuar una descripción cuantitativa de los depósitos volcanoclásticos.

Palabras clave

Granulometría, método del conteo de puntos, método del tamizado, método de la pipeta, depósitos volcanoclásticos.

ABSTRACT

This work presents a review and description of some methods and concepts which explain the application of methodologies to the granulometric evaluation of volcaniclastic deposits. Point counting, sieve and pipette methods are described along with a unification methodology which combines the results of each method in an equivalent distribution curve. Equally, an emphasis on the importance of this type of analysis is made taking into account the increasingly common development and utilization of empirical classification diagrams. In this way, the information given by these methods do not discriminate among different processes and make a quantitative description of the volcaniclastic deposits.

Key words

Granulometric, point counting method, sieve method, pipette method, volcaniclastic deposits.

Artículo recibido el 19 de agosto de 2008. Aprobado el 16 de diciembre de 2008.

¹ Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, INGEOMINAS. hmurcia@ingeominas.gov.co

² Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, INGEOMINAS. gpcortes@ingeominas.gov.co

³ Lewis Energy Colombia. hurtadoblanca@yahoo.com

Introducción

Una de las principales características físicas de un depósito volcanoclástico es el tamaño de las partículas que lo constituyen. Para su descripción, es ampliamente utilizada la escala de Udden (1914), modificada por Wentworth (1922): arcilla, limo, arena, guijo, guijarro y bloque, con sus respectivas subdivisiones. También es usada la escala de Schmidt (1981): ceniza fina, ceniza gruesa, lapilli, bloques y bombas, o las modificadas de Sohn & Cough (1989) y White & Houghton (2006), que presentan subdivisiones. Sin embargo, el análisis del espectro completo del tamaño de partículas depende de metodologías de análisis diferentes, que deben ser integradas para definir cuantitativamente los tradicionales parámetros estadísticos determinados por Inman (1952) y Folk & Ward (1957), que permiten clasificar los depósitos volcanoclásticos en gráficos como el de Walker (1971) o el de Pearson & Scott (1999), entre otros. En este trabajo se presentan, además del comúnmente usado método del tamizado, los métodos de la malla y de la pipeta, ambos muy útiles para los análisis de fragmentos muy grandes o muy pequeños, respectivamente. Tales metodologías permiten la unificación de los resultados en una sola curva de comparación, evitando los efectos que producen las diferencias entre procedimientos de muestreo no unificables o la cuantificación a partir del común, método del tamizado, que en ocasiones es el único utilizado.

Terminología

Clases de tamaño de partículas

Para la descripción granulométrica en términos del tamaño de las partículas constituyentes de los depósitos volcanoclásticos, existen la escala de Udden (1914), modificada por Wentworth (1922) y la escala de Schmidt (1981), modificada por Sohn & Cough (1989) o White & Houghton (2006), tabla 1.

Aunque ambas escalas son consideradas apropiadas, Major et ál. (1996) aclaran que la escala modificada por Wentworth (1922), que describe exactamente la textura de los sedimentos, no

es ambigua y no tiene connotaciones genéticas, mientras que la inicial de Schmidt (1981), según Fisher & Schmincke (1984), representa categorías muy amplias de tamaño cuya subdivisión ha sido considerada insuficiente. Con las modificaciones de Sohn & Cough (1989) o White & Houghton (2006), la última apreciación desaparece. De manera independiente, la escala de Krumbein (1934) representa cualquier tamaño de grano mediante números enteros en unidades phi (ϕ), figura 1. Cada unidad phi es definida como el logaritmo negativo del tamaño de grano, en milímetros, dividido entre el logaritmo de 2:

$$\phi = -\frac{\log X}{\log 2}$$

donde,

X = tamaño de grano en milímetros.

Parámetros estadísticos

Para tener una idea relativa de la energía asociada al movimiento de las partículas o energía cinética, existen grupos de parámetros de relación que representan estadísticamente las características granulométricas de un depósito, con base en las unidades phi. Tales grupos son definidos como parámetros estadísticos. Los más comúnmente usados son, además de la moda, los determinados por Inman (1952) como mediana *-median-* (Md), desviación estándar gráfica (σ_g) y asimetría gráfica (SKg), y los determinados por Folk & Ward (1957) como media *-mean-* (Mz), desviación estándar gráfica inclusiva (σ_i), asimetría gráfica inclusiva (SKi) y agudeza o *kurtosis* (Kg). A continuación se describe cada uno de ellos:

Moda: corresponde al tamaño de partícula más frecuente. Puede determinarse a partir de los histogramas o de las curvas de frecuencia simple (el pico más alto de la curva). Muchas distribuciones de tamaño tienen más de una moda.

Media (Mz): es la medida en el centro de la distribución granulométrica. En otras palabras es el promedio

Tabla 1. Clases de tamaño estándar que muestra la equivalencia entre algunas escalas de clasificación de clases de tamaño de partículas (Udden, 1914; Wentworth, 1922; Schmidt, 1981; Sohn & Cough, 1989; White & Houghton, 2006).

Límite del diámetro de partícula			Clase de tamaño epiclástico		Clase de tamaño volcánico primario	Clase de tamaño volcánico primario	Clase de tamaño volcánico primario	Clase de tamaño volcánico primario					
(mm)	(unidades phi)		(esquema de Udden-Wentworth)		(Schmidt, 1981)	(Sohn & Cough, 1989)	(White & Houghton, 2006)	(Este trabajo)					
2048	—	-11	Muy grande	Bloque	1 m	Bombas (Completa o parcialmente fundidas durante su formación y transporte)	Bloque grueso	Bomba	Bloque grueso				
1024	—	-10	Grande						Bloque grueso	Bloque grueso			
512	—	-9	Medio						Bloque grueso	Bloque grueso			
256	—	-8	Pequeño						Bloque grueso	Bloque grueso			
128	—	-7	Grande	Gujarro	1 m ⁻¹	Bloques (Sólidos durante su formación y transporte)	Bloque fino	Bloque	Bloque grueso				
64	—	-6	Pequeño						Bloque grueso	Bloque grueso			
32	—	-5	Muy grueso	Guijo	1 m ⁻²	Lapilli	Lapilli grueso	Lapilli grueso	Lapilli grueso				
16	—	-4	Grueso						Lapilli grueso	Lapilli grueso			
8	—	-3	Medio						Lapilli grueso	Lapilli grueso			
4	—	-2	Fino						Lapilli grueso	Lapilli grueso			
2	—	-1	Muy fino	(Granulado)	1 m ⁻³	Ceniza gruesa	Ceniza gruesa	Ceniza gruesa	Lapilli fino				
1	—	0	Muy grueso	Arena					Ceniza gruesa	Ceniza gruesa	Ceniza gruesa	Ceniza muy gruesa	
1/2	—	1	Grueso									Ceniza gruesa	Ceniza gruesa
1/4	—	2	Medio									Ceniza gruesa	Ceniza gruesa
1/8	—	3	Fino		Ceniza gruesa	Ceniza gruesa							
1/16	—	4	Muy fino	Limo	1 m ⁻⁴	Ceniza gruesa	Ceniza gruesa	Ceniza gruesa	Ceniza media				
1/32	—	5	Grueso						Ceniza media	Ceniza media			
1/64	—	6	Medio						Ceniza media	Ceniza media			
1/128	—	7	Fino						Ceniza media	Ceniza media			
1/256	—	8	Muy fino	Arcilla	1 m ⁻⁵	Ceniza fina (polvo)	Ceniza fina	Ceniza extremadamente fina	Ceniza muy fina				
1/512	—	9	Grueso						Ceniza fina	Ceniza extremadamente fina			
			Medio						Ceniza fina	Ceniza extremadamente fina			
			Fino						Ceniza fina	Ceniza extremadamente fina			

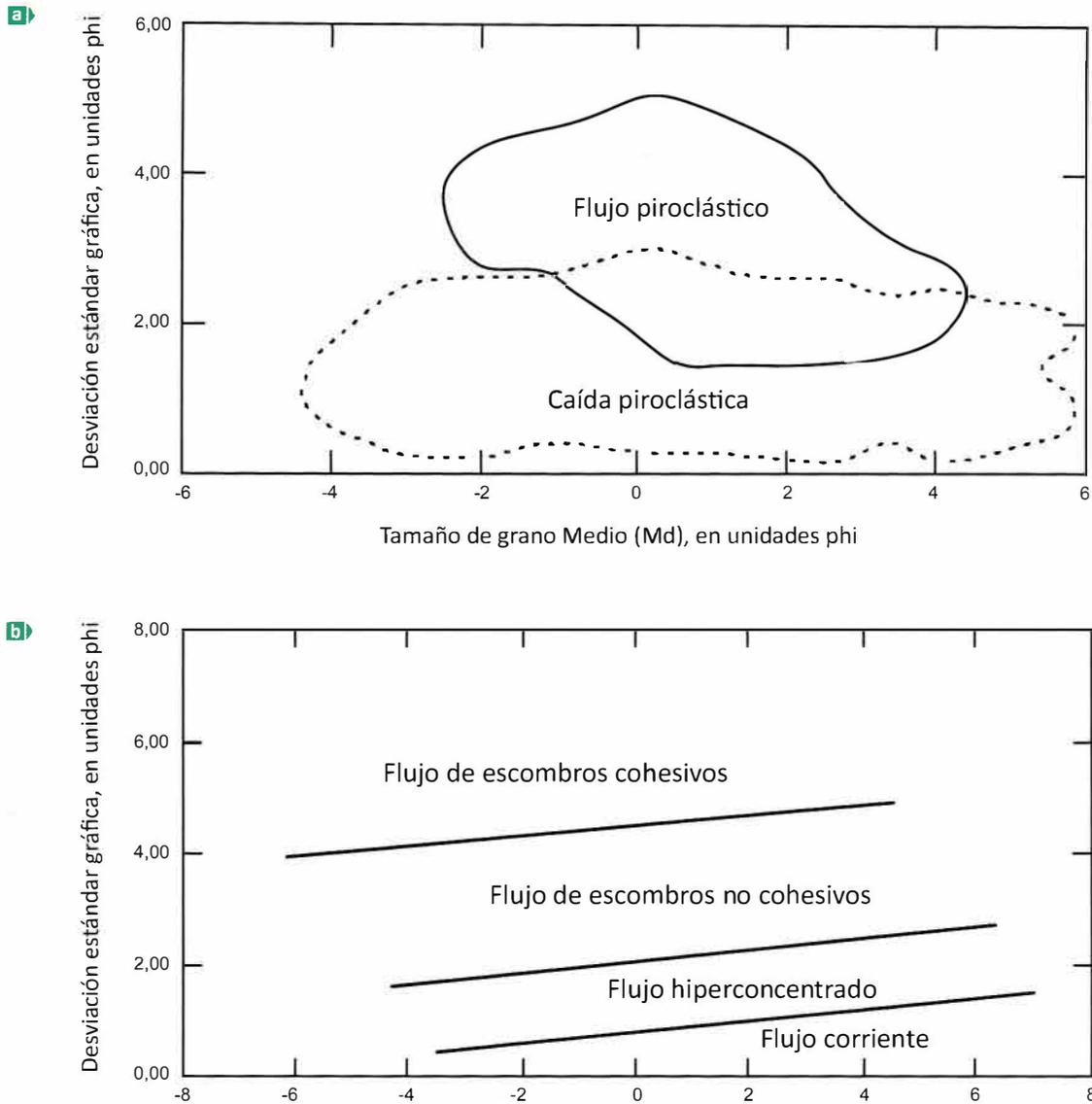


Figura 1. Diagramas empíricos de clasificación granulométrica. a. Clasificación propuesta por Walker (1971) para depósitos de corrientes de densidad piroclástica. b. Clasificación propuesta por Pierson & Scott (1999) para depósitos de lahar.

estadístico expresado en unidades phi (ϕ_{50}); puede hallarse sobre la curva de frecuencia acumulada, aplicando

$$Mz = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$$

Mediana (Md): es el tamaño de grano en el cual la mitad de las partículas son gruesas y la otra mitad de las partículas son finas. Se mide fácilmente en las curvas de frecuencia acumulada. En una distribución normal la moda, la media y la mediana coinciden;

en curvas asimétricas, muestran diferentes valores.

$$Md = \Phi_{50}$$

Desviación estándar: También conocida como selección, mide la uniformidad en tamaño de grano en una muestra. Se define como desviación estándar gráfica (σ_g), medida en la parte central (68%) de la curva acumulativa; y desviación estándar gráfica inclusiva (σ_i) medida en el 90% de la mis-

ma. Este parámetro está directamente relacionado con la pendiente de las curvas de frecuencia acumulada (a mayor pendiente, mejor selección de la muestra).

$$\sigma_G = (\Phi_{16} - \Phi_{84})/2$$

$$\sigma_I = (\Phi_{16} - \Phi_{84})/4 + (\Phi_5 - \Phi_{95})/6,6$$

Los siguientes valores son los descriptores propuestos por Folk & Ward (1957) para los diferentes grados de selección.

<0,35φ	Muy bien seleccionado
0,35φ a 0,49φ	Bien seleccionado
0,50φ a 0,99φ	Moderadamente seleccionado
1,00φ a 1,99φ	Pobrementemente seleccionado
2,00φ a 3,99φ	Mal seleccionado
≥4,00	Muy mal seleccionado

Para depósitos volcánicos, Cas & Wright (1987), con base en Walker (1971), proponen valores diferentes para los descriptores teniendo en cuenta que el criterio de selección en vulcanología difiere del definido tradicionalmente. Los valores son:

<0,35φ a 0,99φ	Muy bien seleccionado
1,00φ a 1,99φ	Bien seleccionado
2,00φ a 3,99φ	Pobrementemente seleccionado
≥4,00	Mal seleccionado

Asimetría: mide la desigualdad de la distribución del tamaño de las partículas; geoméricamente, es independiente de la selección de las muestras. Representa la diferencia entre la media y la mediana en la curva, teniendo en cuenta que, en una curva simétrica, los dos valores coinciden. Se define como la asimetría gráfica (SKg), calculada sobre el 68% de la curva; y la asimetría gráfica inclusiva (SKi), calculada sobre el 90% de la curva. A diferencia de la desviación estándar, los valores de la asimetría están dados en números enteros. Las distribuciones con asimetría positiva indican un desvanecimiento de la curva a la derecha de la media y un exceso de

partículas finas; las curvas con asimetría negativa tienen exceso de partículas gruesas en la cola izquierda de la curva.

$$SKg = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50})/(\Phi_{16} - \Phi_{84})$$

$$SKi = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{16} - \Phi_{84}) + (\Phi_5 - \Phi_{95} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_5 - \Phi_{95})$$

Los siguientes valores son los descriptores propuestos por Folk & Ward (1957) para los diferentes grados de asimetría.

-1,00 a -0,31	Muy negativamente asimétrico
-0,30 a -0,11	Negativamente asimétrico
-0,10 a 0,09	Cercanamente simétrico
0,10 a 0,29	Positivamente asimétrico
0,30 a 0,99	Muy positivamente asimétrico

Agudeza o kurtosis: es la medida de la agudeza en las distribuciones, es decir, la desviación simétrica o alejamiento de una curva normal (histogramas en forma gaussiana). Compara la selección de las colas y la porción central de la distribución. Si la porción central está mejor seleccionada, la curva es leptocúrtica o puntiaguda; si ocurre lo contrario, la curva es platicúrtica o achatada. Una *kurtosis* con un valor igual a 1 indica que la curva tiene distribución log-normal. Una aproximación a esta distribución da como resultado una curva mesocúrtica.

$$Kg = (\Phi_5 - \Phi_{95})/2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})$$

Los siguientes valores son los descriptores propuestos por Folk (1974) para los diferentes grados de agudeza o *kurtosis*.

<0,67	Muy platicúrtica
0,67 a 0,89	Platicúrtica
0,90 a 1,09	Mesocúrtica
1,10 a 1,49	Leptocúrtica
1,50 a 2,99	Muy leptocúrtica
≥3,00	Extremadamente leptocúrtica

Análisis textural por el método del conteo de puntos o de la malla

El método de la malla o método de conteo de puntos, originalmente descrito por Wolman (1954) para partículas mayores o iguales a -1ϕ (2 mm), es un método de análisis estadístico utilizado para complementar el análisis granulométrico en estudios de depósitos no consolidados debido a su utilidad para cuantificar las clases de tamaño grava de partículas de manera sistemática (Kellerhals & Bray, 1971). Dichos autores demostraron en laboratorio que la frecuencia por número, obtenida mediante la técnica del conteo de puntos, es equivalente a su porcentaje en peso y a cada clase ϕ de tamaño de partículas, hallando una relación directa y equivalente a los porcentajes en peso obtenidos para partículas menores mediante otros tipos de análisis texturales. Asimismo, la eficacia de este método fue sustentada por el trabajo de Wolcott & Church (1991), quienes demostraron que los 100 puntos contabilizados por este método son equivalentes a aproximadamente 500 puntos obtenidos por un muestreo al azar, y que este es menos preciso que la técnica con malla para representar los porcentajes en peso de tamaño de partículas reales del depósito.

Generalmente, el método del conteo de puntos ha sido utilizado para análisis de partículas mayores o iguales a -3ϕ (8 mm) en diversos depósitos volcanoclásticos y epiclásticos (ver Vallance & Scott, 1997; Mothes et ál., 1998; Capra & Macías, 2000; Pulgarín, 2000; Herrera & López, 2003; Capra et ál., 2004; Murcia et ál., 2008 entre otros). No obstante, Pierson & Scott (1999) proponen que este análisis debe emplearse en partículas correspondientes a -2ϕ (4 mm), argumentando que solo se necesita una pequeña porción de matriz para efectuar los análisis de laboratorio. Scott (1988) realizó el análisis para partículas mayores o iguales a -1ϕ (2 mm), como sugirió Wolman (1954) inicialmente.

Para la aplicación de este método, es importante tener en cuenta que la distribución de tamaño de grano varía de un depósito a otro; por tanto, el procedimiento para el análisis textural depende

no solo de la precisión requerida, sino también del rango de tamaño de partículas disponible. Al respecto, Pierson & Scott (1999) argumentan que el tamaño de la malla que va a utilizarse depende del tamaño promedio de las partículas, aunque para la mayoría de depósitos sea adecuada una malla de 1 m^2 . Los análisis de conteo de puntos se realizan directamente en campo. Otra opción es realizarlos por medio de fotografías, comenzando la medición de los clastos desde -3ϕ (8 mm) según lo sugieren Kellerhals & Bray (1971) o -5ϕ (32 mm) o -6ϕ (64 mm), de acuerdo con Pierson & Scott (1999). Ambos métodos son aceptables.

Análisis textural por el método del tamizado

El método del tamizado permite establecer cuantitativamente la proporción de los tamaños de partículas presentes en una muestra. Es realizado por vía húmeda o por vía seca. Generalmente se utiliza para separar partículas entre -1ϕ (2 mm) y 4ϕ (0.0625 mm) (e.g. Scott, 1988), aunque ha sido empleado para análisis de partículas con diámetros mayores (Capra & Macías, 2000, y Murcia et ál., 2008, cuantificaron partículas desde -2ϕ (4 mm), Vallance & Scott, 1997 desde -4ϕ (16mm) y Mothes et ál., 1998 lo hicieron desde -6ϕ (64 mm)). No obstante, independientemente del tamaño analizado por este método, es necesario tener claro que el límite superior de la cuantificación lo determina el límite inferior de partículas analizado en el conteo de puntos o método de la malla. Partículas grandes incluidas dentro del tamiz causan sobreestimación debido a su peso. Es importante tener en cuenta que en esta técnica se asume que el diámetro medido en los tamices corresponde al eje intermedio de los granos y está condicionado por la heterogeneidad de formas existentes en un sedimento (Fritz & Moore, 1988).

Análisis textural por el método de la pipeta

El método de la pipeta permite separar las fracciones de tamaño limo y arcilla de un conjunto de par-

tículas de tamaños menores de 4 phi (0,0625 mm o 1/16 mm). Ha sido utilizado ampliamente para complementar los análisis granulométricos, con porcentaje en peso, de amplia variedad de depósitos volcánoclasticos (Scott, 1988; Vallance & Scott, 1997; Capra & Macías, 2000; Murcia et ál., 2008; entre otros), reemplazando métodos como el de Bouyucos (método de la probeta) y el hidrómetro, principalmente porque permite obtener el espectro completo de distribución de tamaño de partículas desde 5 phi (0,03125 mm o 1/32 mm) hasta el mínimo requerido de acuerdo con las necesidades del estudio. Sin embargo, las metodologías presentadas por Day (1965), Folk (1974) y algunos laboratorios de suelos como el Laboratorio de Edafología Ambiental de la Universidad Nacional Autónoma de México (2001) y el Laboratorio de Análisis de Suelos y Aguas de la Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo (2001), presentan variaciones tanto en los tiempos como en las profundidades de extracción. En consecuencia, es difícil encontrar una metodología estandarizada.

El método se basa en la ley de Stokes, la cual relaciona la velocidad de asentamiento o sedimentación de las partículas, según su tamaño (diámetro), a través de un líquido de temperatura, densidad y viscosidad conocidas, dependientes de las condiciones específicas del sitio donde se lleve a cabo el análisis, mediante la siguiente ecuación

$$V = \frac{2}{9}(d - d_a) \frac{gr^2}{h} = Kr^2$$

donde,

V = velocidad (cm/s²)

d = densidad de la partícula (g/cm³)

d_a = densidad del agua (g/cm³)

g = gravedad terrestre (cm/s²)

r = radio de la partícula (cm)

η = viscosidad del agua (g/cm³)

K = constante

Posteriormente se determinan los tiempos de extracción a partir de la profundidad y la velocidad de sedimentación encontrada, mediante la ecuación

$$t = \frac{S}{V}$$

donde,

S = Profundidad de extracción (cm)

V = Velocidad de sedimentación (cm/s)

Por último, en este caso, se relacionan las profundidades sugeridas en el método de la pipeta de Day (1965) con la velocidad de sedimentación de las partículas correspondientes a los diámetros 5, 6, 7, 8 y 9 phi, obteniendo valores para la aplicación del método, según se consignan en la tabla 2. Tales valores fueron hallados utilizando agua destilada y desionizada como medio de dispersión, con 20 °C de temperatura que corresponden, según Nikolskyi (1963), a una densidad de 0,998203 g/cm³, a una viscosidad de 0,01005 g/cm³ y a una densidad de partículas asumida en 2,65 g/cm³ (equivalente a la del cuarzo), según lo indica Folk (1974) y el

Tabla 2. Relación de tiempo y profundidad de extracción con el tamaño de partículas.

Profundidad (cm)	Diámetro de partícula (phi)	Diámetro de partícula (mm)	Clase de tamaño epiclastico	Tiempo de extracción
10	5	0,031	Limo grueso	1 min. 56 s
10	6	0,0156	Limo medio	7 min. 39 s
10	7	0,0078	Limo fino	30 min. 37 s
5	8	0,0039 ≈ 0,004	Limo muy fino	58 min. 12s
5	9	0,0020	Arcilla	3 h 52 min. 49 s

Nota. Algunas clasificaciones utilizan el límite limo-arcilla en 0,002 mm (2 μ), en vez de 0,004 mm (4 μ), para estudios de suelos; sin embargo, este último es más comúnmente utilizado por los geólogos.

Laboratorio de Edafología Ambiental de la Universidad Nacional Autónoma de México (2001). Con estos parámetros se obtuvo una constante K con un valor de 35.793,5.

Dispersión

La dispersión es un paso muy importante para medir el tamaño individual de las partículas. En general, las partículas menores de 6 o 7 phi son afectadas por la forma de escamas y las cargas eléctricas de otras partículas, produciendo floculación y alterando la velocidad de asentamiento.

Para evitar la floculación es indispensable utilizar un dispersante y cerciorarse de que este funcione. Específicamente, ocurre lo siguiente:

Las partículas finas en escamas están usualmente cargadas eléctricamente; la mayoría tiene una rejilla con carga iónica negativa, la cual se neutraliza tomando iones cargados positivamente de la solución circundante (usualmente H^+ , algunas veces Na^+ , Ca^{++} u otros), dejando la solución, en cercanía a las escamas de arcilla, carente de iones negativos (OH^- , etc.); así, cuando una de estas escamas con su "nube" de iones negativos aborda otra escama también con iones negativos, se repelen entre sí (Folk, 1974).

De allí que sea indispensable usar agua destilada y desionizada. Nunca debe utilizarse agua del grifo, ya que esta contiene pequeñas cantidades de iones que pueden causar floculación. Siempre deben probarse varios dispersantes y usar el que funcione mejor, ya que uno de ellos puede trabajar bien en un sedimento y fallar en otros. En consecuencia, deben realizarse pruebas para verificar que no esté ocurriendo floculación en el proceso, la cual puede ser reconocida por un coágulo, por un rápido asentamiento de cúmulos de partículas o por la presencia de una capa gruesa y pegajosa, generada dentro del agua relativamente clara.

También puede ponerse una gota sobre un portaobjetos para examinarla en el microscopio petrográfico. Si las partículas se presentan individuales y muestran movimiento browniano (caótico y constante), la dispersión está bien; si forman cúmulos o

cadenas, el agente dispersante o la cantidad no es adecuada (Folk, 1974).

Como dispersante, el hexametáfosfato de sodio ($NaPO_3)_6$ ha arrojado mejores resultados en los diferentes laboratorios de análisis texturales de partículas finas, tanto en el método de la pipeta como en el del hidrómetro y el de Bouyucos. Arteta (2001) confirmó, con una serie de comparaciones entre tratamientos, dispersantes y métodos de análisis mecánico de suelos, que el hexametáfosfato de sodio produce que mejores resultados incrementando los porcentajes de arcilla obtenidos. Por esta razón, se sugiere en este trabajo empleando una cantidad de 50 ml, a una concentración 0,4 N con 10 gramos de muestra introducida en un *beaker* (previamente pesado en la balanza analítica) y llevado a la plancha agitadora durante 30 minutos con el agitador magnético en su interior. Finalmente, se sugiere realizar pruebas para descartar floculación utilizando el microscopio petrográfico.

Integración de metodologías de análisis granulométrico

La metodología de Kellerhals & Bray (1971) para la integración de diferentes técnicas de muestreo se ha convertido en un análisis complementario que permite abordar un depósito volcánico-lástico de manera cuantitativa. Aplicado en diferentes estudios, se han obtenido resultados representativos, mostrando que es posible combinar varias técnicas de muestreo integrándolas mediante un factor de equivalencia. Su importancia radica en que la descripción de depósitos con fragmentos tamaño grava es una tarea difícil en términos cuantitativos, debido a que involucra una serie de decisiones subjetivas, como selección del sitio y procedimiento del muestreo. Un ejemplo de ello son los diferentes resultados a los cuales llegan los investigadores a pesar de estudiar el mismo caso. Usualmente la mayoría de estudios sobre transporte de sedimentos se basan en el análisis por tamizado; sin embargo, no es práctico cuando los depósitos contienen cantidades considerables de fragmentos tamaño grava, ya que las muestras grandes requieren representatividad.

Según Kellerhals & Bray (1971), en la literatura se encuentran diferentes gráficas donde los tamaños de las partículas obtenidos por varios métodos no equivalentes son fijados a una sola curva, ignorando un grupo de datos considerable, porque los efectos de las diferencias entre los procedimientos de muestreo no pueden ser evaluados. En consecuencia, desarrollaron un método para convertir el resultado de algún procedimiento a su equivalencia (tabla 3), basados en el siguiente argumento:

El método de conversión está respaldado por argumentos geométricos, los cuales se basan principalmente en el modelamiento experimental de un depósito no consolidado empaquetado densamente en tres cubos de diferente tamaño, con el fin de derivar factores de conversión para todas las combinaciones posibles de métodos de muestreo.

La tabla 3 muestra la lista de los factores resultantes. Se observa que los tipos de muestreos difieren por un factor de peso proporcional.

Tabla 3. Factores de peso para la conversión de procedimientos de muestreo (Kellerhals & Bray, 1971).

Conversión a					
Conversión de	Tamiz por peso	Malla por número	Malla por peso	Área por número	Área por peso
Tamiz por peso	1	1	D^3	$1/D^2$	D
Malla por número	1	1	D^3	$1/D^2$	D
Malla por peso	$1/D^3$	$1/D^3$	1	$1/D^3$	$1/D^2$
Área por número	D^2	D^2	D^3	1	D^3
Área por peso	$1/D$	$1/D$	D^2	$1/D^3$	1

Notas: 1. Los factores de peso son derivados por los argumentos geométricos de empaquetamiento denso en cubos.

2. El término D es el promedio de un rango de tamaños geométrico, ajustado en el factor de peso. El término D puede ser un eje intermedio o un tamaño en el tamiz.

Es importante clarificar que en la combinación del muestreo por conteo de puntos (malla por número) y el muestreo volumétrico (tamiz por peso) –dos de los métodos anteriormente descritos, y más usados para análisis granulométricos–, los factores de peso son iguales a la unidad según los análisis de Kellerhals & Bray (1971), lo cual indica que el muestreo por malla, con análisis de frecuencia por número, es un procedimiento capaz de describir la superficie de un afloramiento con granos gruesos en equivalencia con el usual análisis por tamizado.

Por último, se describe brevemente la relación e integración estadística de los tres métodos expuestos anteriormente, cuyos muestreos volumétricos para los análisis de pipeta y de tamizado por vía seca son integrados estadísticamente con los de la malla de la siguiente manera:

- Obtención de los porcentajes en peso de las fracciones calculadas por el método de la pipeta, teniendo en cuenta que debe recalcularse con respecto al peso total de la muestra retenida en el fondo del juego de tamices.
- Normalización de los porcentajes de las fracciones desde -2ϕ (4 mm) hasta 9ϕ (0,002 mm) al porcentaje en número de las partículas menores o iguales a -2ϕ (4 mm), obtenido del método de la malla. Los porcentajes resultantes de este cálculo son equivalentes automáticamente al porcentaje por peso, teniendo en cuenta que el factor de conversión es igual a 1 (tabla 3).
- Los porcentajes de las fracciones mayores o iguales a -3ϕ (8 mm) guardan equivalencia con los porcentajes en peso del tamizado y la pipeta, por lo cual se pueden integrar en una sola curva,

que representa el tamaño de grano en unidades phi vs el porcentaje en peso de las mismas.

- Finalmente se obtienen los histogramas, las curvas de distribución y las curvas de frecuencia acumulada en un espectro de partículas desde el tamaño neto de arcilla < 8 phi (0,004 mm), o el mínimo phi requerido, hasta el máximo tamaño phi encontrado para todas las muestras colectadas.

Diagramas de clasificación a partir de parámetros estadísticos

Es importante tener en cuenta que los parámetros estadísticos son utilizados para la descripción individual (cuantificación) de los depósitos, así como para el desarrollo y la aplicación de algunos métodos empíricos de clasificación, como los propuestos por Walker (1971, figura 1a,) y Pierson & Scott (1999, figura 1b).

Referencias bibliográficas

- Arteta, R. (2001). Comparación de métodos de análisis mecánicos de suelos. *Terra*, 19, 219-225.
- Capra, L. & Macías, J. L. (2000). Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 149-168.
- Capra, L., Poblete, M. A. & Alvarado, R. (2004). The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl Volcano (Central Mexico): textural and sedimentology constraints on their origin and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 351-369.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. (1987). *Volcanic successions, modern and ancient*. London: Allen & Unwin Ltd.
- Day, R. P. (1965). Pipette method of particle size analysis. *Methods the Soils Analysis. Agronomy*, 9, 553-562.
- Fisher, R. V. & Schmincke, H. U. (1982). *Pyroclastic rocks*. Berlin: Springer-Verlag.
- Folk, R. L. & Ward, W. C. (1957). Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Folk, R. L. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin: The University of Texas, Hemphill.
- Fritz, W. J. & Moore, J. N. (1988). *Basics of physical stratigraphy and sedimentology*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Herrera, S. & López, S. A. (2003). *Estratigrafía de la formación Manizales y propuesta de un modelo de depósito*. Tesis de pregrado. Manizales: Universidad de Caldas, Programa de Geología.
- Inman, D. L. (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22, 125-145.
- Kellerhals, R & Bray, D. I. (1971). Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Journal of Hydraulics Division*. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 1165-1180.
- Krumbein, W. C. (1934). Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, 65-77.
- Laboratorio de Análisis de Suelos y Aguas de la Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo. (2001). *Sistema de apoyo metodológico*. Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca de la Nación Argentina. Boletines no editados difundidos, a partir de 1982.

Conclusiones

Uno de los principales inconvenientes en muchos centros de estudio e investigación para llevar a cabo un trabajo completo es la ausencia de información estandarizada y difundida a manera de protocolo de seguimiento. De este trabajo se obtiene la información en conjunto con respecto a los análisis granulométricos de depósitos volcániclasticos, teniendo en cuenta que la aplicabilidad en diferentes estudios sustentan la importancia y amplia difusión actual de los análisis y, por tanto, la clasificación de los depósitos en relación con los diversos tipos de parámetros estadísticos, su comportamiento (dependiendo del tipo de depósito) y, en consecuencia su origen. ▀

- Laboratorio de Edafología Ambiental de la Universidad Nacional Autónoma de México. (2001). *Determinación de la textura por el método de la pipeta en suelos no volcánicos*.
- Major, J. J., Janda, R. J. & Daag, A. S. (1996). Watershed disturbance and lahars on the East Side of Mount Pinatubo during the mid-june 1991 eruptions, in Newhall, C. G. and Punungbayan, R. S. (eds). *Fire and Mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Philippines: Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, pp. 895-919.
- Mothes, P. A., Hall, M. L. & Janda, R. J. (1998). The enormous chillos valley lahar: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 59, 233-244.
- Murcia, H. F., Hurtado, B. O., Cortés, G. P., Macías, J. L. & Cepeda, H. (2008). The ~2500 yr. B. P. Chicoral non-cohesive debris flow from Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171, 201-214.
- Nikolskyi, B. I. (1963). *Spravochik khimika* (Manual de Química), I, 878, 985.
- Pierson, T. C. & Scott, K. M. (1999). Superficial hydrologic hazards at volcanoes: debris avalanches, lahars and floods: processes, interpretation of deposits, and techniques of hazard assessment and mitigation. Open-File Report U.S. Geological Survey. Washington.
- Pulgarín, B. A. (2000). *Depósitos masivos del Pleistoceno Tardío asociados al colapso del flanco Sur del Volcán Nevado del Huila, Colombia*. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- Schmidt, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9, 41-43.
- Scott, K.M., 1988. Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system. U.S. Geological Survey Professional Paper 1447-A.
- Sohn, Y. K. & Cough, S. K. (1989). Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology*, 36, 837-855.
- Udden, J. A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America. Bulletin*, 25, 655-744.
- Vallance, J. W. & Scott, K. M. (1997). The Osceola Mudflow from Mount Rainier: sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *GSA Bulletin*, 9, 143-163.
- Walker, G. P. L. (1971). Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, 79, 696-714.
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediment. *Journal of Geology*, 30, 377-392.
- White, J. D. L. & Houghton, B. F. (2006). Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, 34, 677-680.
- Wolcott, J. & Church, M. (1971). Strategies for sampling spatially heterogeneous phenomena: the example of river gravels. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 534-543.
- Wolman, M.G. (1954). A method of sampling coarse river bed material. *American Geophysical Union Transactions*, 35, 951-956.