

SISMO DEL QUINDÍO DEL 25 DE ENERO DE 1999, EVALUACIÓN MORFOTECTÓNICA Y SISMOLÓGICA

Gallego, A.¹; Ospina, L. M.¹; Osorio, J.²

RESUMEN

Investigaciones orientadas al entendimiento del comportamiento del sismo del 25 de enero de 1999 y la secuencia de réplicas, a partir de criterios morfotectónicos (índices geomórficos) y sismológicos (análisis espaciotemporal y espectral, cálculo de longitudes de ruptura, mecanismos focales y tensor de esfuerzos), sugieren que el área epicentral del sismo presenta un régimen estructural extensional en los primeros 10 km de profundidad y compresivo entre los 10 y 25 km de profundidad, y que configura una geometría tipo flor negativa. Esta geometría se interpreta como el producto de la tracción lateral de la Falla Ibagué sobre el Sistema de Fallas Romeral, que origina una cuenca de tracción la cual ha sido colmatada por los depósitos del Glacis del Quindío durante los últimos 5 millones de años.

Palabras claves: Morfotectónica, mecanismos focales, cuenca de tracción, discusión

QUINDIO'S EARTHQUAKE 25 JANUARY 1999, MORPHOTECTONIC AND SEISMOLOGICAL EVALUATION

ABSTRACT

In order to understand the behaviour of the Quindio's Earthquake 25 January 1999 and its sequence of replicas a morphotectonic (geomorphologic indicators) and seismologic analysis (space-temporal and spectral analysis, rupture length, focal mechanism solutions and stress tensor) was undertaken. The result suggest that the epicentre area presents an extensional regime down to 10 km depth and compressive between 10 and 25 km depth, forming a negative flower structure. This geometry is interpreted as the result of the lateral traction of the Ibagué Fault over the Romeral Fault System, giving origin to a pull-apart basin in filled by the Glacis del Quindío deposits over the last 5 million years.

Key words: Morphotectonic, Focal Mechanism Solutions, Pull-apart basin.

¹ Universidad de Caldas. Correo electrónico: aracellygallego@yahoo.com, l_ospina@hotmail.com

² INGEOMINAS, Sede Central, Bogotá. Correo electrónico: josorio@ingeominas.gov.co

INTRODUCCIÓN

El sismo del 25 de enero de 1999 ocurrió en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia con epicentro en el Departamento del Quindío y alcanzó una intensidad en el área epicentral de VIII MSK (Espinosa, 1999). La gran pérdida de vidas humanas (2.000 muertos) y las graves consecuencias económicas y sociales hacen que este sismo sea considerado como uno de los más desastrosos para la historia sísmica de Colombia y en especial para los departamentos de Quindío, Caldas y Risaralda (FIGURA 1).

Trabajos realizados en esa región intentaron explicar de forma aislada diferentes aspectos relacionados al sismo, los cuales se enfocaron a campos específicos de la ingeniería, la geotecnia, la geología y la sismología. Se destaca el estudio de Monsalve (2001), quien por medio de análisis telesísmico de ondas de cuerpo determinó

que la ruptura del sismo se inició en el sureste del Departamento del Quindío, y viajó hacia el noroeste con un azimut de $356 \pm 10^\circ$. Además, concluyó que el sismo de magnitud $M_w = 6,2$ y 18 km de profundidad se generó por una falla sinistral normal, con un buzamiento de 67° al este y con una dislocación en roca de 48,4 cm. La gran complejidad estructural en la zona, y la ausencia de evidencias de ruptura en superficie del plano de falla, generó una gran controversia sobre cuál o cuáles segmentos de falla fueron involucrados en el proceso sísmico.

Por lo anterior, y con el fin de complementar e integrar la información existente, se desarrolla un modelo geológico estructural que permita formular una hipótesis entorno al ambiente tectónico de la zona asociada al sismo principal y la secuencia de réplicas. Para esto, se efectúa un análisis morfométrico de las cuencas contenidas en el área epicentral y se realiza un análisis

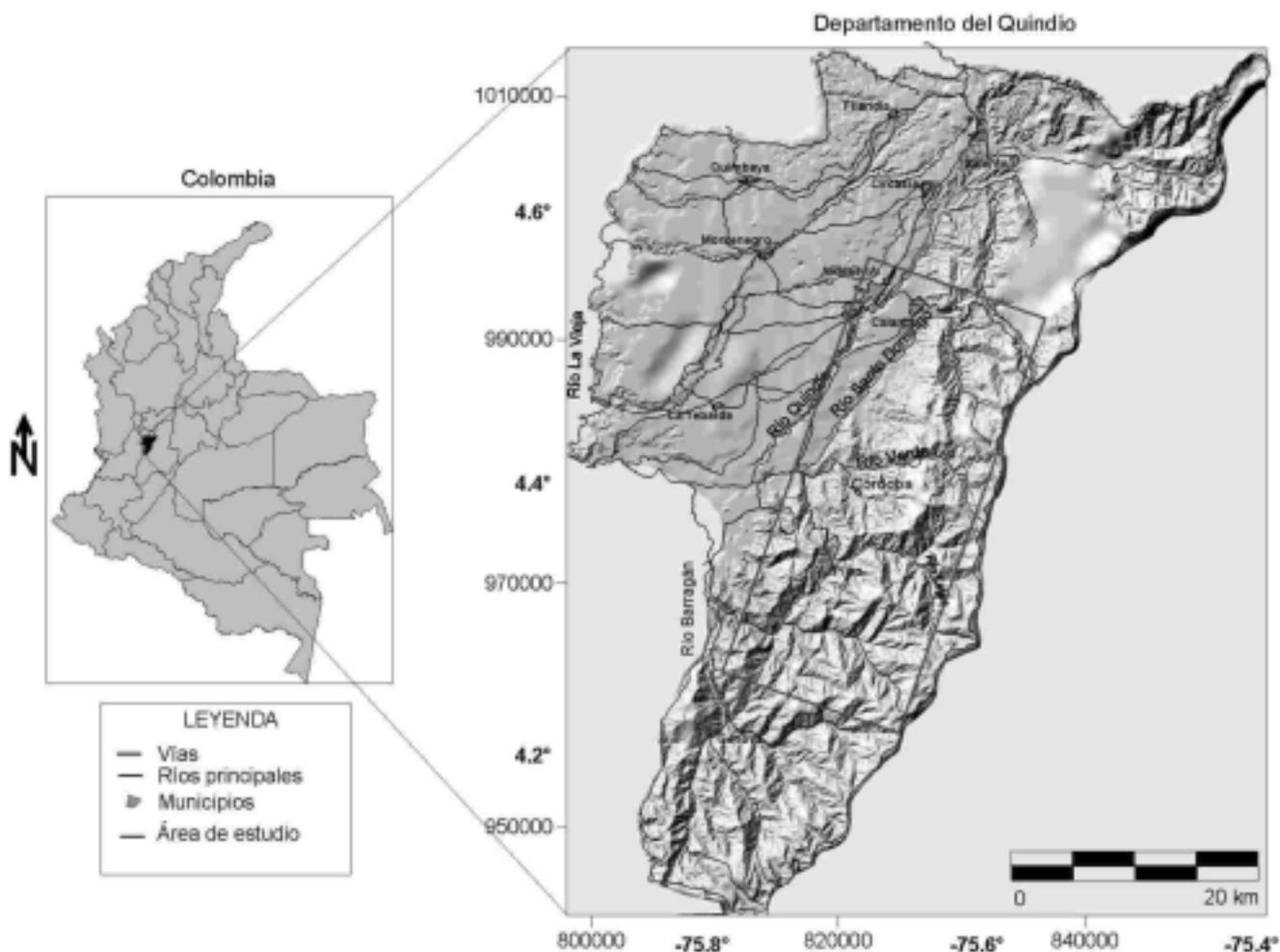


FIGURA 1. Localización de la zona de estudio. El rectángulo rojo corresponde a la zona de estudio.

sismológico de la secuencia de réplicas generadas durante el primer año contiguo a la ocurrencia del sismo principal.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La zona de estudio se encuentra ubicada en el flanco occidental de la Cordillera Central y el piedemonte del Valle del Cauca, y es el rasgo estructural más importante dentro de esta región el Sistema de Fallas Romeral, el cual ha sido interpretado como una zona estrecha de deformación tectónica que marca en forma bien definida el límite entre la corteza continental hacia el este y corteza oceánica al oeste. Esta zona hace parte de una región acrecionada por varios eventos de subducción y obducción contra la margen continental (Naranjo, 2002), que define fajas alargadas en dirección norte sur, formadas por unidades litológicas de diferentes composiciones, cuyo registro geológico abarca desde el Paleozoico hasta el Reciente (González & Núñez, 1991) y donde sus contactos están en su mayoría afectados por fallas (FIGURA 2).

Las tres grandes estructuras que actúan sobre las unidades litológicas son la Falla San Jerónimo (la cual separa el Complejo Cajamarca del Complejo Quebradagrande), la Falla Silvia - Pijao (que separa el Complejo Quebradagrande del Complejo Arquía) y la Falla Cauca - Almaguer, la cual pone en contacto rocas de afinidad oceánica al occidente con rocas de afinidad continental al oriente (FIGURA 2).

Las fallas y los segmentos de fallas principales del Sistema de Fallas Romeral dentro de la zona epicentral del sismo del Quindío, son subsidiarias del Sistema de Fallas Romeral y han sido cartografiadas previamente en diversos estudios (París, 1997; Maya & González, 1995; McCourt et al., 1984). Dentro de éstas se mencionan la Falla Montenegro, la Falla Armenia, la Falla Buenavista, la Falla Córdoba y la Falla Navarco; estas fallas son de carácter local y no superan los 80 km de longitud. Adicionalmente, el Modelo de Elevación Digital realizado para el Departamento del Quindío permitió visualizar lineamientos topográficos muy marcados en dirección E-W, los cuales, aunque no han sido cartografiados, podrían jugar un papel muy importante en el esquema estructural de la región, ya que pueden estar relacionados con el efecto de la cizalla en la dirección de la Falla Ibagué.

Las unidades de roca definidas para la zona epicentral son el Complejo Quebradagrande del Cretácico Inferior, el Complejo Ígneo de Córdoba del Cretácico Superior y el Glacis del Quindío del Plioceno - Pleistoceno. Cubriendo de forma variable la región se encuentran depósitos piroclásticos constituidos por material de caída, especialmente ceniza, y los depósitos característicos de dinámica fluvial y de pendiente (FIGURAS 2a y 2b).

METODOLOGÍA

En este estudio se realizan análisis morfotectónicos y sismológicos del flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia. El aspecto morfotectónico se basó en la interpretación de imágenes de sensores remotos y en los cálculos morfométricos de las cuencas hidrográficas contenidas en la zona de réplicas. Este análisis se hizo con base en la adaptación de las metodologías propuestas por Strahler (1952), Pike & Wilson (1971) y Keller & Pinter (1996), que consisten de forma general en la determinación de parámetros de forma - relieve de cuencas hidrográficas a partir de indicadores geomórficos. Las cuencas evaluadas fueron (de sur a norte): cuenca del río Lejos, cuenca del río Verde y cuenca del río Santo Domingo (FIGURA 3). Estas cuencas se trabajaron de forma completa y segmentada (parte alta y parte baja), con el fin de comparar los resultados y detectar cambios importantes en cada una de ellas.

Los indicadores geomórficos utilizados fueron la curva y la integral hipsométrica, el factor de asimetría, el factor de simetría topográfico transversal, la rectificación de drenajes y perfiles topográficos. El estudio fue complementado con la realización de modelos de elevación digital, procesados a partir de planchas topográficas del IGAC, a escala 1:25.000, e interpoladas con métodos geostatísticos (*kriging*) en el programa SURFER 8®.

El aspecto sismológico consistió en evaluar las réplicas asociadas al sismo del Quindío, generadas durante el período comprendido entre el 25 de enero de 1999 y el 31 de enero de 2000, tiempo en el cual se registraron 6.229 eventos sísmicos con una magnitud $ML \geq 1,29$ (magnitud local obtenida a partir de la duración del sismo). Para esta evaluación se trabajó con los sismos mejor localizados, cuyos criterios de selección se describen a continuación:

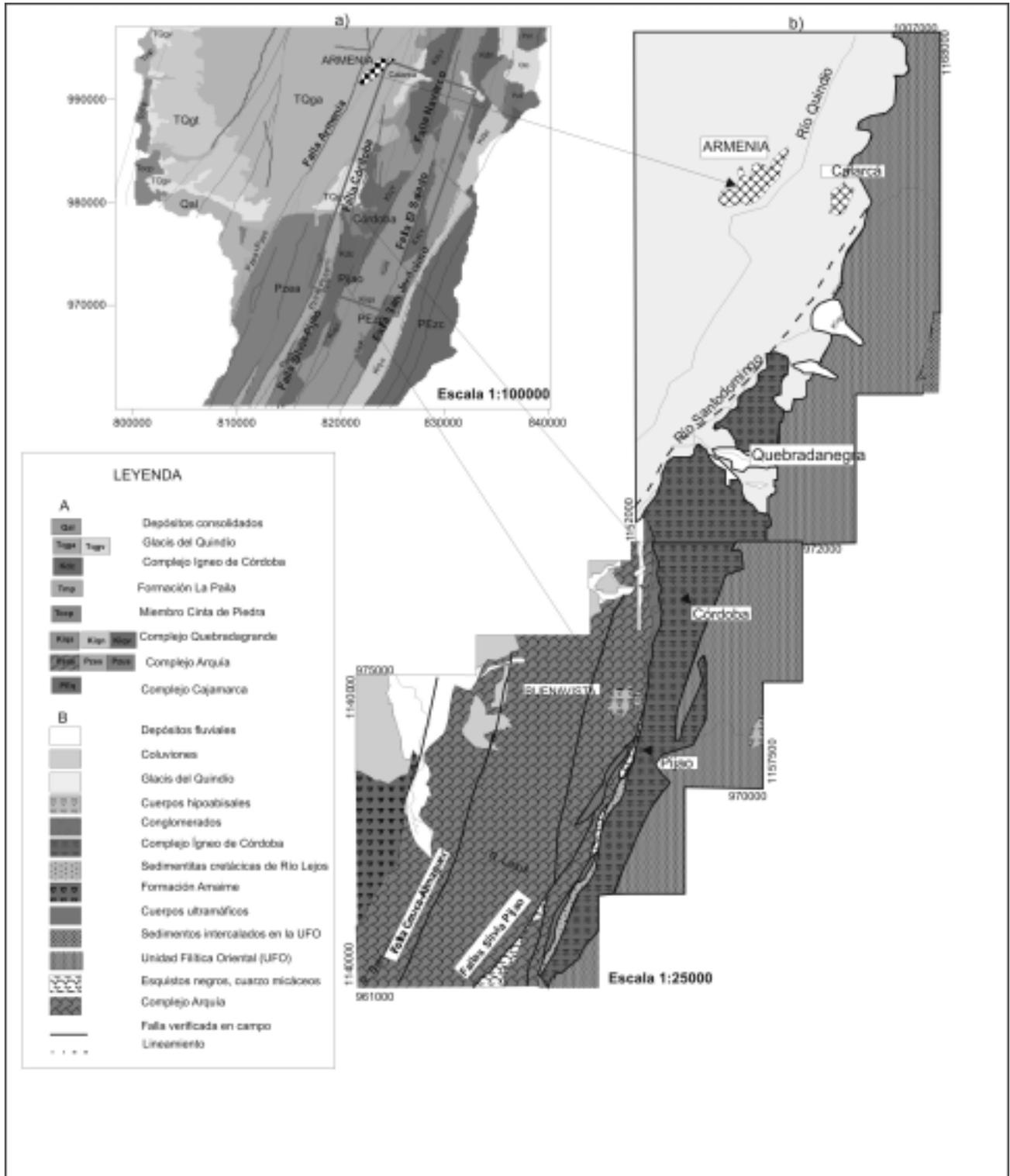


FIGURA 2. a) Geología del Departamento del Quindío. Base geológica según INGEOMINAS, 1999. Sistema de fallas según París (1997). **b)** Geología del flanco occidental de la Cordillera Central, entre los municipios de Salento, Génova y Caicedonia. Modificado de Mojica et al. (2001). El rectángulo rojo corresponde a la zona de estudio.

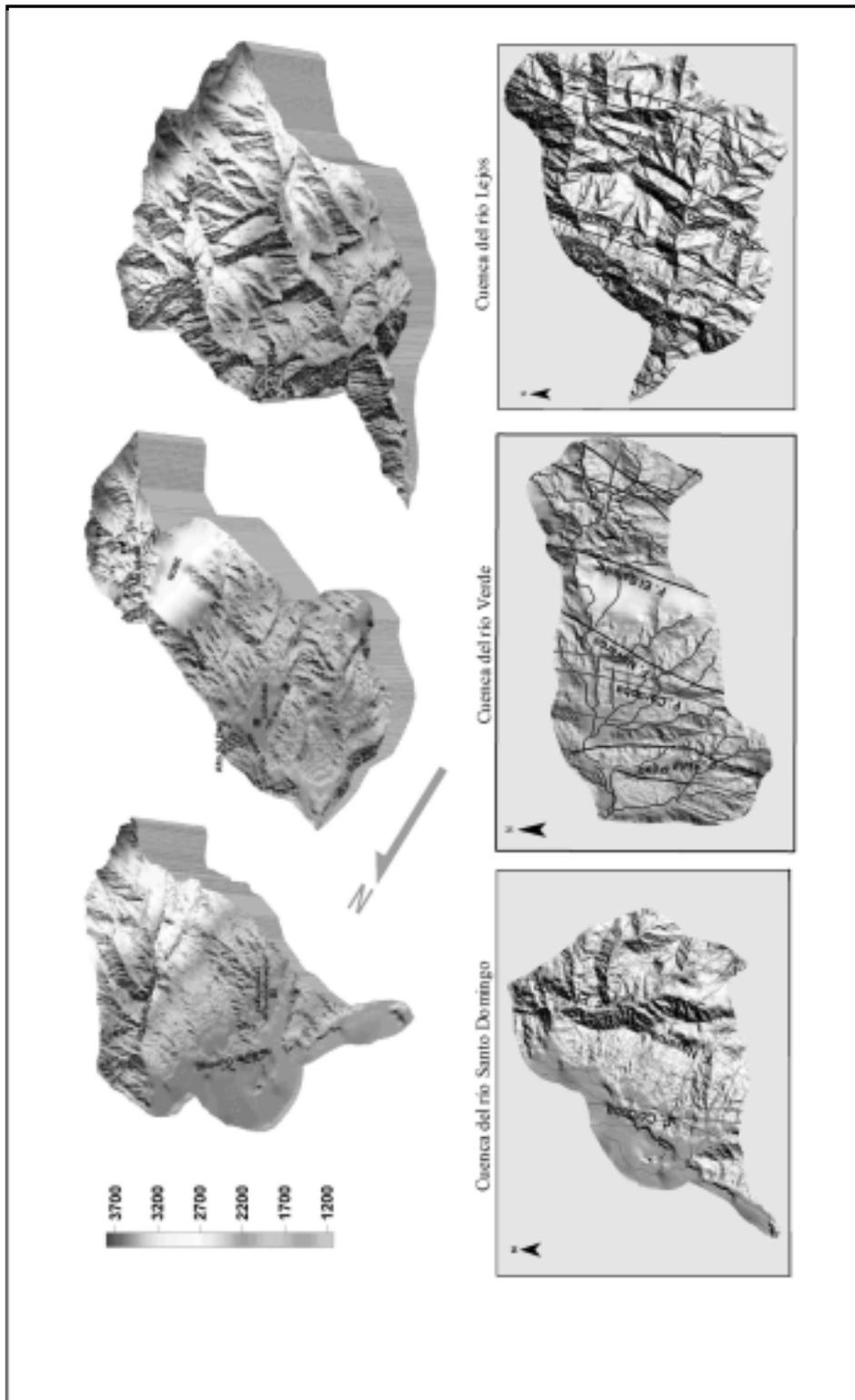


FIGURA 3. Mapas de elevación digital 3D y mapas de sombras con superposición de cartografía de fallas según París (1997).

- ◆ Eventos con $RMS < 0,10$ s
- ◆ GAP (ángulo de cobertura azimutal entre el sismo y la estación más cercana) $< 300^\circ$
- ◆ Errores en profundidad y epicentrales = 2 km.
- ◆ Número de observaciones (fases P y S) = 6

Con estos criterios se redujo la muestra a 173 eventos con magnitudes ML(2 (calidad Q según Hypo71 entre Ay B) en la escala de Richter. A partir de esta muestra se realizó el análisis espaciotemporal y espectral (envolvente de forma del sismo y formas espectrales características), se calcularon las longitudes de ruptura del sismo para los eventos de mayor magnitud (de acuerdo con el modelo de Brune, 1970) y se seleccionaron siete zonas de concentración de sismos, que fueron analizadas en intervalos de 5 km de profundidad, y a las cuales se les hallaron los mecanismos focales compuestos, con el programa BUZ (Rivera & Cisternas, 1990), para finalmente determinar el tensor de esfuerzos con el método de inversión Reches et al. (1992).

ANÁLISIS MORFOTECTÓNICOS

El análisis de los aspectos morfotectónicos se concentró en el cálculo morfométrico de las cuencas hidrográficas contenidas en la zona epicentral (cuencas de los ríos Lejos, Verde y Santo Domingo, FIGURA 3), según los fundamentos teóricos de los indicadores geomórficos de actividad tectónica. En esta parte se determinó la curva hipsométrica y se calculó la integral hipsométrica, el factor de asimetría, el factor de simetría topográfico transversal, la rectificación de drenajes. Estos indicadores han sido desarrollados como una herramienta de reconocimiento básico para identificar y evaluar áreas que están experimentando una rápida deformación tectónica y son particularmente útiles cuando se quieren emprender estudios tectónicos en detalle. *Los siguientes son los indicadores geomórficos estudiados en el área:*

Curva e integral hipsométrica

Los indicadores de curva e integral hipsométrica están relacionados con el grado de disección del paisaje y

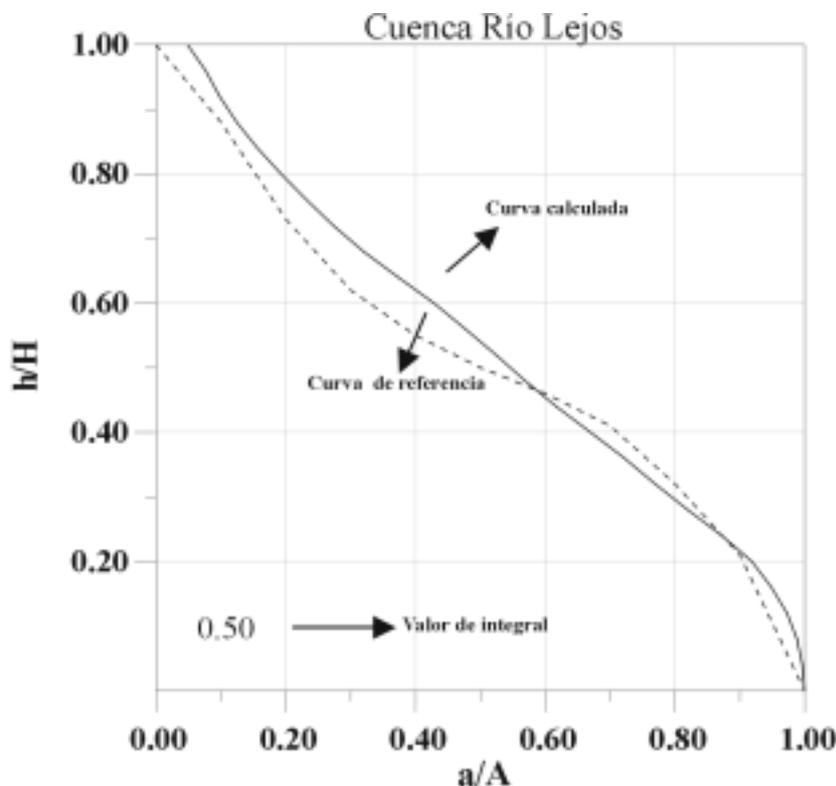


FIGURA 4. Curva e integral hipsométrica calculada para la cuenca completa del río Lejos. Nótese que la curva calculada se aproxima a la curva ideal o de referencia. h/H: altura relativa a/A: área relativa.

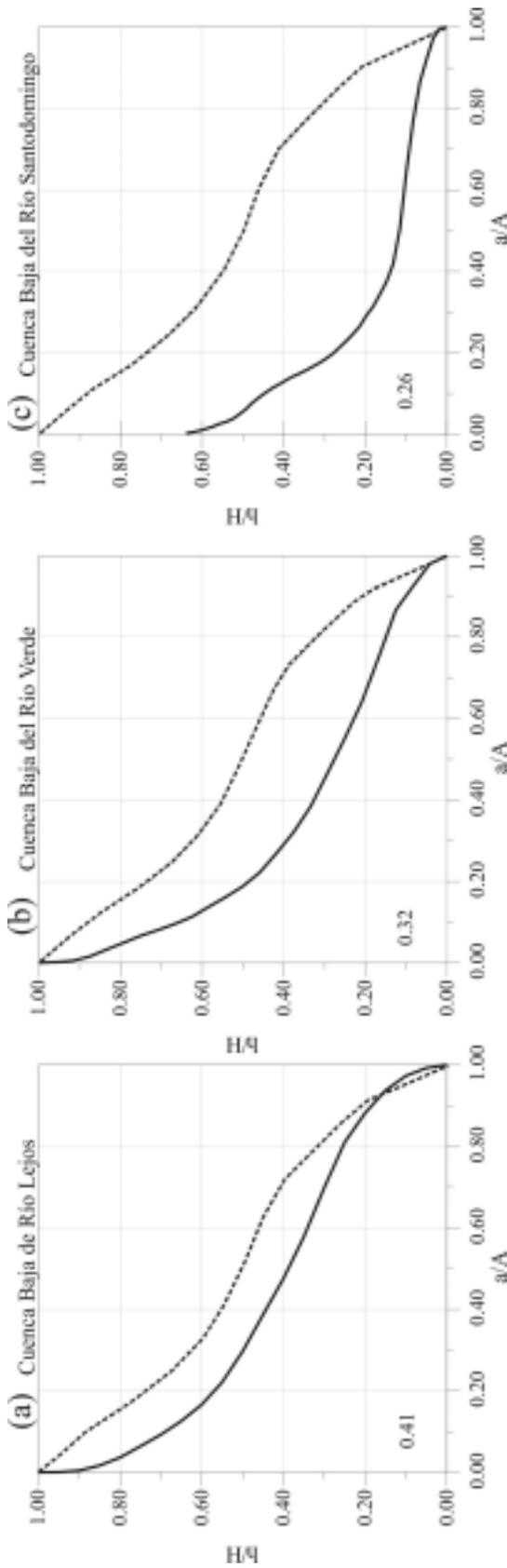


FIGURA 5. Curvas e integrales hipsométricas calculadas para las cuencas de los ríos Lejos, Verde y Santo Domingo. En las gráficas se puede observar cómo las anomalías se incrementan desde la cuenca sur (río Lejos) hasta la cuenca norte (río Santo Domingo).

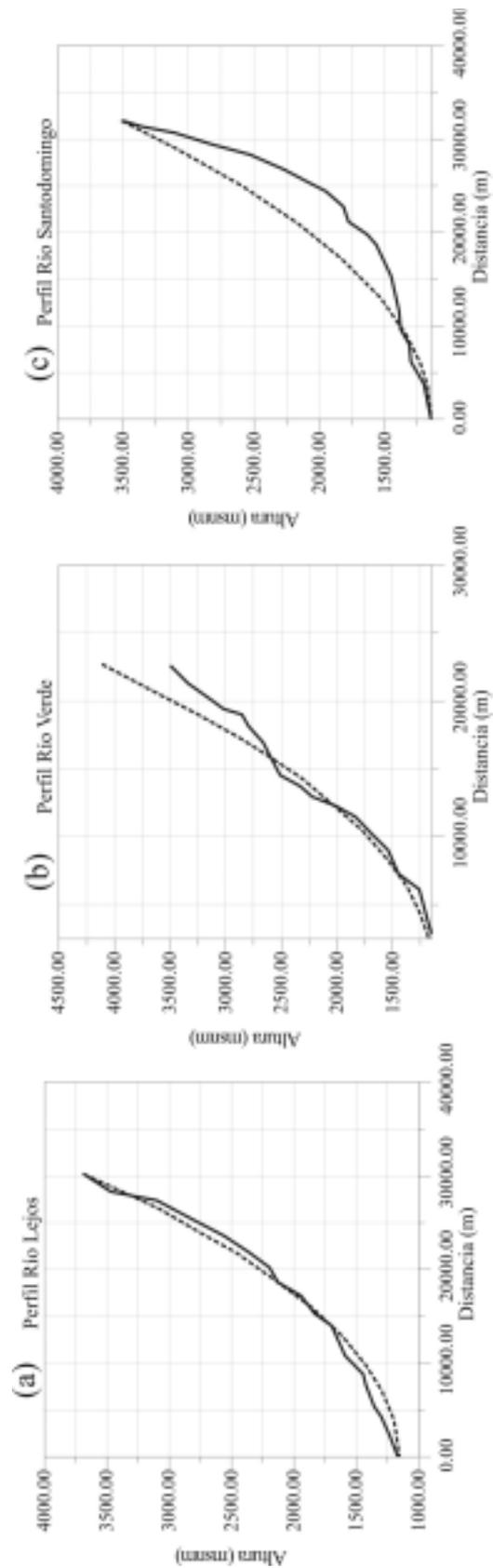


FIGURA 6. Perfiles fluviales longitudinales de los ríos Lejos, Verde y Santo Domingo. Nótese que el desequilibrio en las cuencas se incrementa igualmente de sur a norte, y la cuenca del río Santo Domingo es la de mayor desequilibrio.

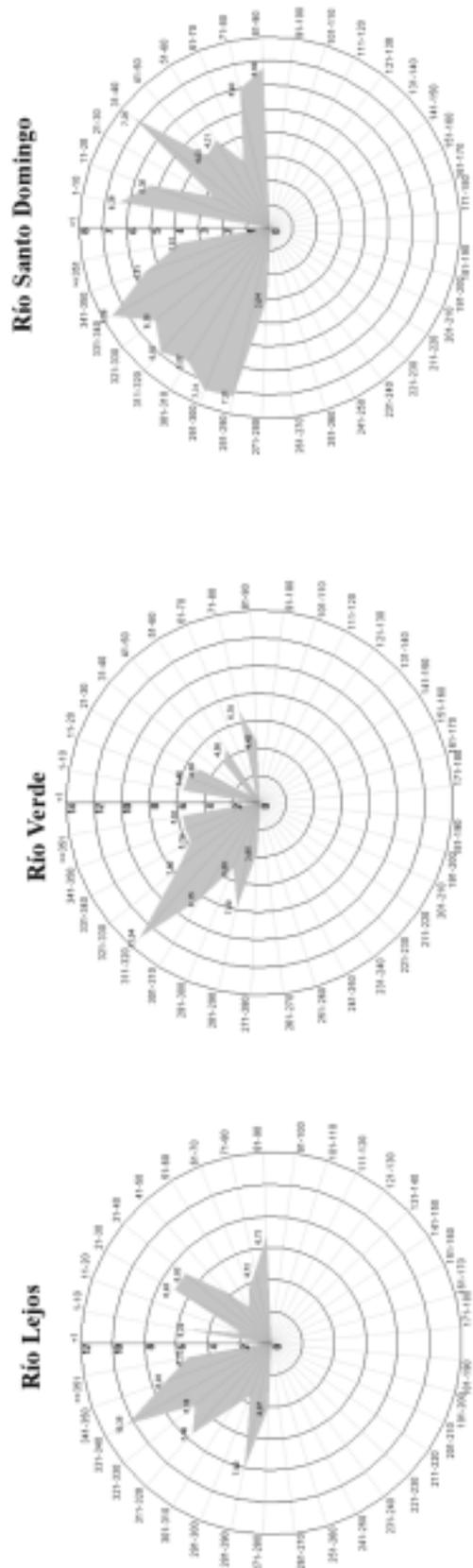


FIGURA 7. Diagramas estadísticos de la rectificación de la red de drenaje para los ríos Lejos, Verde y Santo Domingo.

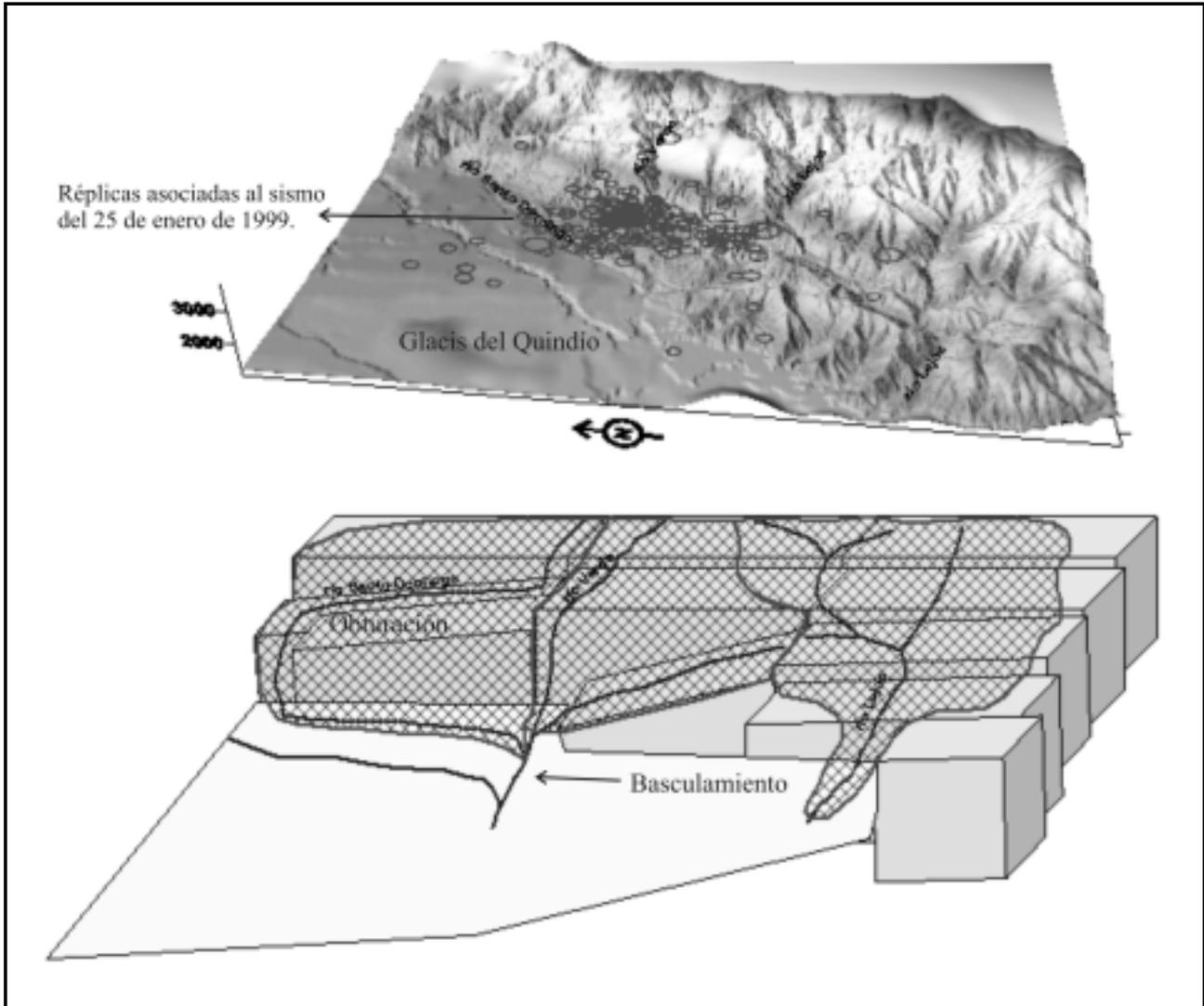


FIGURA 8. Esquema morfológico y sismológico de la zona de estudio.

permiten mostrar un amplio rango de formas en la evolución del paisaje, desde un período temprano o joven (estado de desequilibrio erosional), que avanza a un estado maduro o de equilibrio hasta alcanzar temporalmente una fase posmadura (Strahler, 1952).

Al efectuar el proceso de estos dos indicadores sobre las cuencas completas, éstas mostraron un equilibrio relativo tal como puede observarse en el ejemplo de la cuenca del río Lejos (FIGURA 4). Al segmentar las cuencas se encontró que las partes altas y medias de éstas presentaban un comportamiento similar; mientras que las partes bajas presentaron diferencias significativas entre la relación curva calculada y la curva teórica o de referencia, con una disminución en su valor de integral (FIGURAS 5a, 5b y 5c).

La diferencia entre las curvas calculadas y las curvas teóricas (FIGURAS 5a, 5b y 5c) sugieren anomalías tectónicas (levantamiento? o subsidencia?), generadas en la zona como consecuencia de la actividad tectónica presente en la región, esto hace que cada cuenca actúe de manera fraccionada y presente comportamientos diferentes en los resultados de los indicadores de curva e integral hipsométricas.

Geomorfología analítica de perfiles longitudinales fluviales

Como complemento al análisis de cuencas, es igualmente importante considerar el gradiente del cauce. El método consiste en analizar el perfil de la corriente de interés con el perfil parabólico ideal, esta relación sugiere que las diferencias resultantes son debidas principalmente a efectos de actividad tectónica, en concordancia cuantitativa y cualitativa con los rasgos estructurales regionales (Durán, 1987).

De acuerdo con la FIGURA 6, el gradiente obtenido que se acerca más a un perfil parabólico, como el mostrado por una corriente en equilibrio, es el perfil del río Lejos. Los ríos Verde y Santo Domingo muestran curvas irregulares y en el caso del río Santo Domingo puede apreciarse un mayor desequilibrio durante todo su trayecto. Adicionalmente, al comparar conjuntamente las tres curvas, puede verse que el desequilibrio en las cuencas se incrementa de sur a norte.

Factor de asimetría

El factor de asimetría (AF) fue implementado para detectar el basculamiento tectónico de cuencas hidrográficas (Kéller & Pinter, 1996). Este factor se calcula a partir de la relación del área relativa de la cuenca contra el área total de la misma y su resultado indica si existe basculamiento y en qué sentido. La aplicación de este parámetro en la zona de estudio permitió detectar basculamiento de las tres cuencas (FIGURA 3), las cuales mostraron una tendencia hacia el NNW, donde la cuenca del río Lejos presentó el menor basculamiento.

Rectificación de drenajes

La rectificación de drenaje se hizo con el fin de encontrar y definir comportamientos que indiquen alguna clase de control sobre la red de drenaje. Con base en los diagramas de la FIGURA 7, pueden identificarse tres tendencias comunes en las cuencas de drenaje:

- **Tendencia NW.** Está representada en un 40% del total de cauce en cada una de las cuencas y coincide con la dirección de basculamiento definida para las mismas, lo que sugiere una adaptación de la red de drenaje en esa dirección.

- **Tendencia E - W.** Constituye aproximadamente un 25% en cada una de las cuencas, y se correlaciona con la presencia de un control estructural en esa dirección, principalmente por los ríos Azul, Verde y Lejos.

- **Tendencia NE.** Abarca un 23% de la cuenca río Lejos, 18% de la cuenca río Verde y 32% de la cuenca río Santo Domingo. Estas direcciones coinciden con las contra-pendientes, asociadas a los segmentos de falla que atraviesan las cuencas en esta dirección.

Interpretación general

De acuerdo con los resultados obtenidos de los índices geomórficos, se pueden reconocer dos estados de deformación para las cuencas estudiadas. El primero, previo a la apertura de la cuenca del glacis, se caracteriza por presentar una adaptación importante de la red de drenaje a la deformación causada por la presencia de los segmentos de falla del Sistema Romeral, y muestra

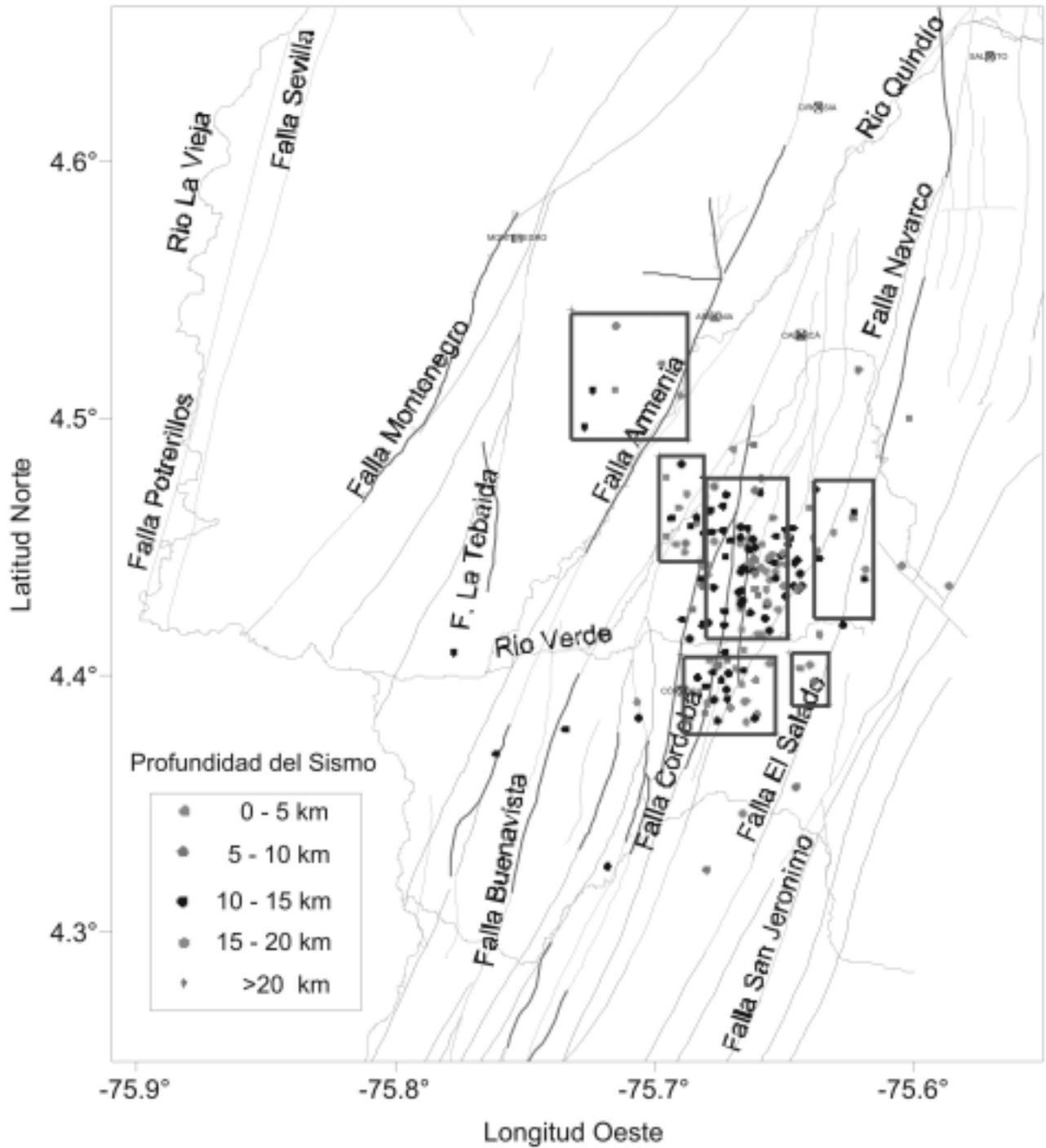


FIGURA 10. Distribución epicentral de los sismos con mejor localización por profundidades. Se presentan las zonas seleccionadas para el análisis espectral y focal.

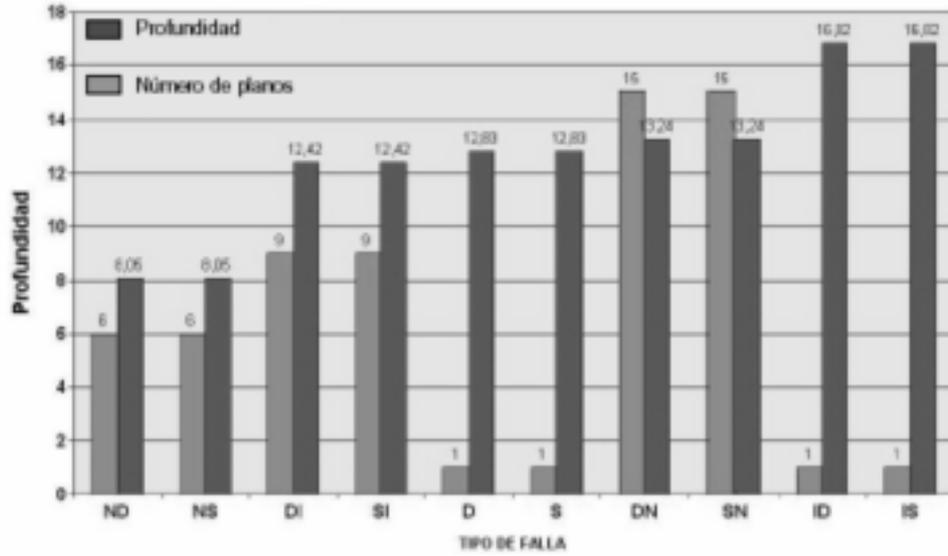


FIGURA 11. Histograma representativo de las soluciones de los mecanismos focales compuestos obtenidos a partir de “espectro de estación”. ND: normal dextral; NS: normal sinistral; DI: dextral inversa; SI: sinistral inversa; D: dextral; S: sinistral; ID: inverso dextral.

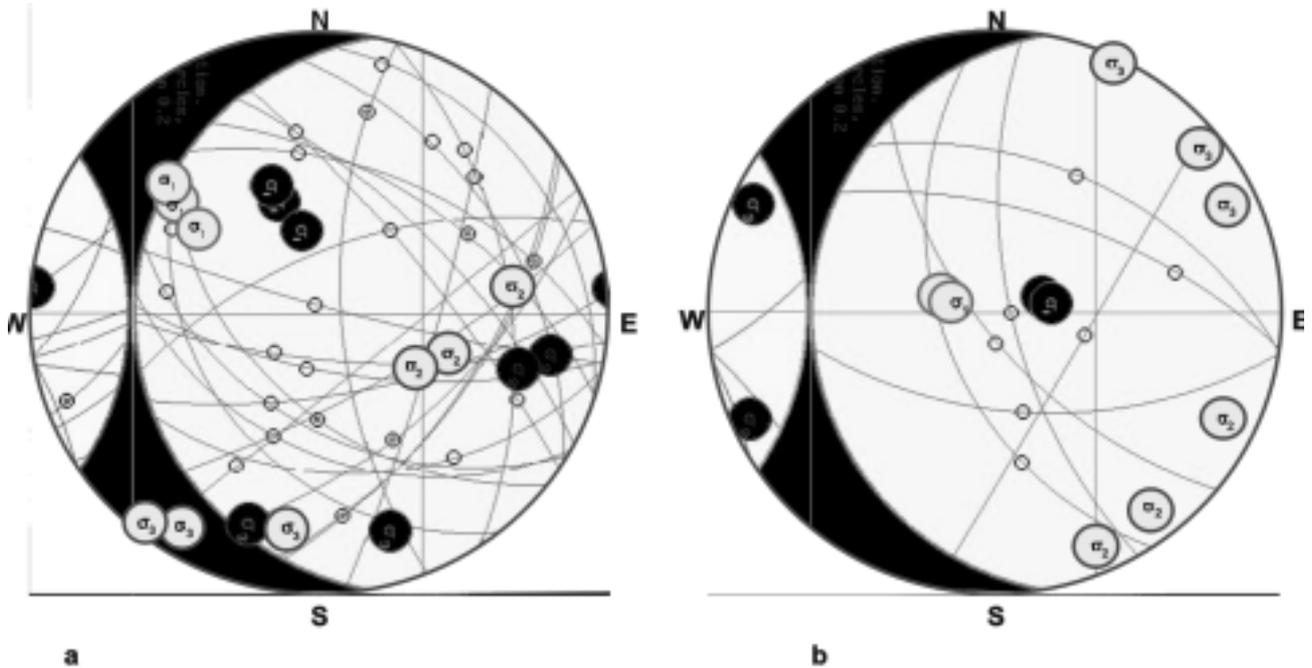


FIGURA 12. Tensores de esfuerzos obtenidos con el método de inversión de esfuerzos de Reches, et al., 1992. (a) Tensor obtenido para las réplicas con profundidades entre 12 km y 16 km. (b) Tensor obtenido para las réplicas localizadas entre los 0 y 10 km. Tiene a σ_1 vertical que señala un régimen extensivo.

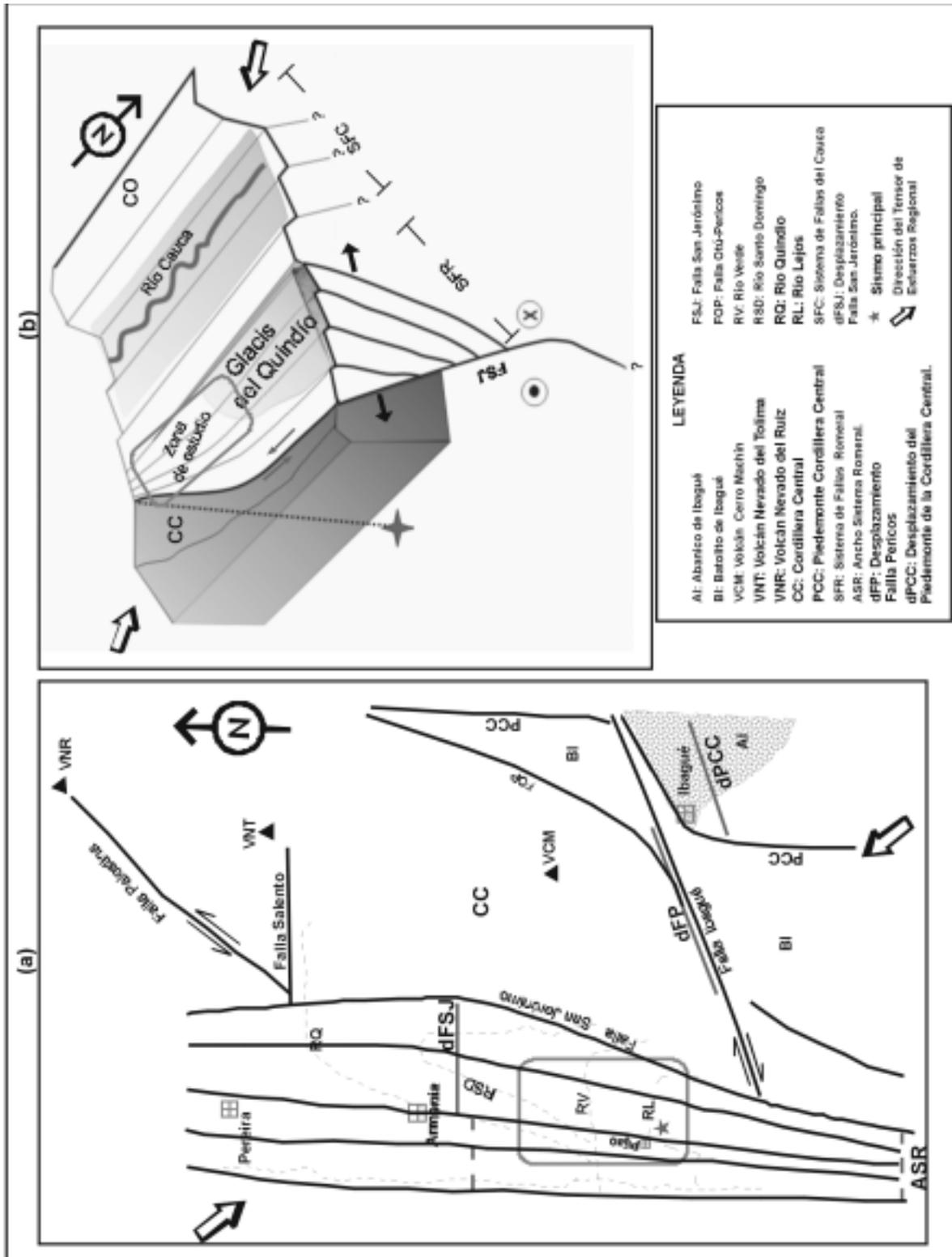


FIGURA 13. Modelo geológico estructural preliminar, propuesto para la zona de estudio. (a) Vista en planta. (b) Vista en perfil. Representación sin escala.

índices de estabilidad muy notorios. El segundo, asociado a la deformación de la apertura de la cuenca del glacis, donde predomina un proceso de rejuvenecimiento del paisaje y de las cuencas de drenaje donde los procesos erosivos intensos denotan índices de marcada inestabilidad (curva e integral hipsométrica, factor de asimetría, perfiles longitudinales fluviales, rectificación de drenajes) asociados a un colapso tectónico de los segmentos de falla reactivados, por un proceso aparentemente extensional de carácter superficial (FIGURA 8).

ANÁLISIS SISMOLÓGICOS

Durante el período del 25 de enero de 1999 y el 31 de enero de 2000 se desplegó en la región una red portátil de adquisición sismológica con tres arreglos diferentes (FIGURA 9); el primero funcionó entre el 26 de enero de 1999 hasta el 31 de marzo del mismo año, conformado por cuatro tipos de instrumentos: acelerógrafos digitales de tres componentes, sismógrafos portátiles con sensores de una componente (vertical), sismógrafos telemétricos con sismómetros de una componente (vertical) y sismógrafos digitales portátiles con sensor triaxial, para un total de 22 estaciones. Inicialmente se contó con telemetría con recepción en el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales (OVSM), con registro analógico y digital, y a partir de mayo de 1999 la recepción se hizo en el Observatorio Sismológico del Quindío.

El segundo arreglo se mantuvo hasta el 24 de agosto de 1999, y se conservó la misma instrumentación del primero, pero con un número menor de estaciones; finalmente, el tercer arreglo, consecuencia del retiro parcial de los equipos en agosto de 1999, funcionó básicamente con tres acelerógrafos digitales, cuatro estaciones telemétricas con sensores Ranger SS-1 de período corto y componente vertical, y una estación telemétrica en el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales (OVSM), localizada en el volcán Cerro Machín. Finalmente, el registro de los datos se efectuó con un registrador analógico modelo MEQ-800 y un sistema de adquisición de datos basado en el programa XDETECT (Lee, 1989) con una tasa de muestreo de 100 muestras/seg.

◆ Mecanismos focales

Mecanismos focales compuestos se obtuvieron mediante dos métodos diferentes, los primeros obtenidos a partir

del análisis de la envolvente de forma del sismo y los espectros de frecuencia y los segundos a partir del espectro de estación. Los mecanismos focales compuestos obtenidos a partir del análisis de la envolvente de forma del sismo y los espectros de frecuencia para cada una de las zonas seleccionadas son el resultado del análisis espacio temporal y espectral de manera conjunta (cálculo del espectro de Fourier y la envolvente de forma del sismo). Las concentraciones de sismos fueron analizadas tanto epicentral como hipocentralmente (cada 5 km de profundidad).

Debido a que las soluciones focales encontradas con esta metodología fueron de baja calidad y no permitieron relacionar de manera satisfactoria el comportamiento al interior de la zona de réplicas, se buscó la manera de mejorar los resultados con la aplicación de la metodología de “espectro de estación”. Sato (1984) sugirió que la envolvente de la forma de un sismo podría comprender diferentes mecanismos focales, por lo tanto, es posible pensar que las formas de la envolvente de un sismo no son confiables para discriminar familias de mecanismos focales. Bajo esta observación, se asume que los mecanismos focales compuestos pueden ser construidos cuando los patrones de radiación tengan una distribución espacial similar.

La técnica consiste en leer la polaridad y la amplitud en mm de los primeros arribos de P de cada sismo seleccionado en un mismo grupo de estaciones de la red que los haya registrado para posteriormente normalizarlos. Al representar las amplitudes normalizadas, pueden efectuarse comparaciones entre eventos, independiente de la magnitud de los mismos. Los valores se normalizaron a la misma ganancia para todas las estaciones (en teoría, como si estuvieran en el mismo registrador).

De esta manera, se obtuvieron 32 mecanismos focales compuestos por “espectro estación”, en donde el aspecto a tener en cuenta para el reconocimiento de las diferentes familias fue la forma que dibujaban las amplitudes de los primeros arribos de P de cada evento en las estaciones del OVSM. El histograma de la FIGURA 9 representa las soluciones encontradas.

La profundidad promedio alcanza los 13,2 km; ésta coincide con el rango de profundidad de mayor concentración de hipocentros (10-15 km) encontrado para la zona de réplicas. Se reconoce también que las

soluciones más distensivas se encuentran en profundidades no mayores a los 10 km.

◆ Tensor de esfuerzos

De los mecanismos focales compuestos hallados por la metodología de “espectro de estación” se calculó el tensor de esfuerzos y se separaron los planos a invertir de acuerdo con lo señalado por los histogramas de frecuencias presentado en la FIGURA 11, y se obtuvo dos tensores de esfuerzos principales mostrados en la FIGURA 12.

El primer tensor incluye todas las soluciones compresivas (de rumbo e inversas), las cuales se encuentran entre los 12 km y 16 km de profundidad (FIGURA 12a). Este tensor explica 36 planos con un tensor de régimen rumbo deslizantes inverso (σ_2 muy cercano a la vertical y σ_1 casi horizontal), con un factor de forma de 0,2. Los márgenes de confianza para el tensor 1 fueron las siguientes:

$$\sigma_1 = 35^\circ/308 \pm 25^\circ$$

$$\sigma_2 = 52^\circ/108 \pm 24^\circ$$

$$\sigma_3 = 10^\circ/211 \pm 13^\circ$$

El segundo tensor incluye las soluciones más distensivas (normales), las cuales se localizaron entre los 0 km y 10 km de profundidad (FIGURA 12b); este tensor explica 10 fallas con un factor de forma de 0,24. Los márgenes de confianza para el tensor 2 fueron las siguientes:

$$\sigma_1 = 72^\circ/287 \pm 29^\circ$$

$$\sigma_2 = 14^\circ/145 \pm 45^\circ$$

$$\sigma_3 = 7^\circ/52 \pm 37^\circ$$

En ambos casos, el tensor que presentó mejor ajuste se obtuvo con un coeficiente de fricción de 0,2; además, se observó que los márgenes de confianza para la localización de los ejes principales de esfuerzo restringen confiablemente a σ_1 para los dos tensores.

Ambos tensores fueron obtenidos con sismos de magnitud pequeña (réplicas); el tensor 1, de forma general, está de acuerdo con el tensor regional calculado para el Eje Cafetero por Rivera (2001) y por Toro-Ramírez & Osorio (2001). Estos últimos presentan a σ_1

con rumbo NNW, σ_2 vertical y un $R = 0,45$, indican un régimen rumbo deslizante o direccional, y que representa el empuje del Bloque Chocó en dirección SE, como lo propone Taboada et al., 2000. El tensor 2 es un tensor muy local para la zona de réplicas del sismo del 25 de enero de 1999 y muestra una distensión local manifestada por los mecanismos de tipo normal.

◆ Interpretación de resultados sismológicos

El área demarcada por la distribución de réplicas alcanza aproximadamente 120 km², donde la profundidad de éstas no superó los 20 km. El mayor número de eventos se concentraron entre 10 km y 20 km de profundidad y la solución de sus mecanismos focales fueron de rumbo e inversos, principalmente. Adicionalmente, se distinguió un grupo de sismos localizados superficialmente (profundidades inferiores a los 10 km) donde sus mecanismos focales normales probablemente sugieren un proceso extensional superficial en la zona, en el cual son movilizados los segmentos de falla más superficiales.

Esta situación sugiere el colapso tectónico de los bloques de roca que se encuentran entre las fallas principales presentes en la región y sobre las cuales se genera la cuenca de depósito del Glacis del Quindío. De acuerdo con los resultados encontrados para los tensores de esfuerzos calculados, se reconocieron dos comportamientos dominantes en la zona: el primero, compresivo (hallado con las réplicas localizadas entre los 10 km y 20 km de profundidad); resultado coherente con el tensor regional calculado para el Eje Cafetero por Rivera et al. (2001) y por Toro-Ramírez & Osorio (2001). El segundo tensor expone una distensión local bajo los primeros 10 km de profundidad.

DISCUSIÓN

Los resultados del estudio morfotectónico sugieren que la zona de estudio se encuentra sometida a un proceso extensional superficial activo (no mayor a 10 km), corroborado con las soluciones focales halladas para los primeros 10 km de profundidad. Este proceso extensional, superficial, activo, corresponde con la apertura de la cuenca de depósito del Glacis del Quindío a partir de la tracción lateral que ejerce la Falla Ibagué sobre el Sistema Romeral. El efecto de la Falla Ibagué también se observa a nivel regional sobre estructuras de la Cordillera Central

como el desplazamiento del piedemonte oriental en sentido dextral por aproximadamente 20 km, que estrecha el valle del Magdalena en esta misma proporción. Adicionalmente, la Falla Pericos es arrastrada cerca de 20 km y el ancho estructural del Sistema Romeral desde la Falla Cauca - Almaguer hasta la Falla San Jerónimo es ampliada en este sector en la misma proporción (FIGURA 13).

También se identifica un proceso compresivo en dirección NW coincidente con el tensor de esfuerzos regional definido por Toro-Ramírez & Osorio (2001), al cual responden las soluciones focales entre los 10 y 20 km de profundidad. Este tensor sería asimilado por las estructuras regionales principales que corresponden a la zona de producción sísmica responsable del sismo del Quindío, mientras el proceso superficial extensional es de carácter local, dominado por la acción de las fallas menores entre las principales.

Adicionalmente, estas ideas se soportan con el trabajo de Mora et al. (2001), quienes por medio de estudios de GPS realizados en la campaña posísmica, determinó vectores de desplazamiento de componente vertical en la zona afectada por el sismo del 25 de enero de 1999, y en general, para la cuenca del glacis.

La presencia del proceso extensional dentro del régimen compresivo regional sugiere la existencia de una estructura en flor negativa, producto de la tracción lateral de la Falla Ibagué sobre el Sistema de Fallas Romeral, que origina una cuenca de tracción que es colmatada por el Glacis del Quindío durante los últimos 5 millones de años.

CONCLUSIONES

Desde el punto de vista de las fuerzas tectónicas que afectan la zona epicentral del sismo del Quindío, puede decirse que la zona de estudio se encuentra sometida a un proceso extensional superficial, de acuerdo con los resultados obtenidos mediante criterios morfotectónicos y los cuales fueron corroborados con las soluciones focales halladas para los primeros 10 km de profundidad. También se identifica un proceso compresivo en dirección noroeste, coincidente con el tensor de esfuerzos regional conocido y al cual responden las soluciones focales entre los 10 y 20 km de profundidad.

A partir de la valoración diferencial de los índices geomórficos de actividad tectónica en las cuencas de drenaje, se determinó que éstas presentan un basculamiento progresivo hacia el noroeste, en dirección del Glacis del Quindío; consecuente con esto, se genera un proceso erosivo remontante que se prolonga hacia el sureste de la zona de estudio.

Se observan rasgos que definen aparentemente estructuras E-W, que no se encuentran cartografiadas y que podrían jugar un papel muy importante en el esquema estructural de la región, que pueden representar la cizalla en la dirección de la Falla Ibagué.

El control aparente que describe la distribución espacial de réplicas al norte del área está relacionado probablemente con las variaciones en los arreglos de la red y las dimensiones de la ruptura desarrollada por el sismo principal, más que con un control litológico o estructural.

No se evidenció migración para la secuencia de réplicas analizada y se concluye que la aparente migración fue consecuencia de los cambios en la red, los cuales influyeron significativamente en la calidad y la dispersión de las localizaciones.

AGRADECIMIENTOS

Los responsables de este trabajo expresan sus agradecimientos a INGEOMINAS, por el suministro de datos, materiales y equipos que se utilizaron en la realización de este proyecto. También agradecen al Observatorio Sismológico del Quindío por facilitar la información sismológica con la que se realizó el presente estudio. A los geólogos Jaime Arturo Romero, Jorge Acosta, Carlos Vargas, Eduardo López, Lina Constanza García Cano y Margaret Mercado por sus valiosos aportes en la elaboración y edición del documento.

REFERENCIAS

- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. En: *Journal of Geophysical Research*. Vol. 75, pp. 4997-5009.
- Duran, L. (1987). Geomorfología analítica de perfiles fluviales longitudinales. *Revista CIAF*. Vol II, t2, No. 1/3. pp. 297 - 300.

- Duque-Caro, H. (1990). The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 3, No. 1, pp. 71-84.
- Espinosa, A. (1999). Sismicidad histórica del Quindío (en preparación). Armenia: Universidad del Quindío.
- González, H. y Núñez, A. (1991). Mapa geológico generalizado del Departamento del Quindío. Esc: 1:100.000. Bogotá: Ingeominas.
- Ingeominas, Corpoquindío, Universidad del Quindío, (1999). Estudio de amenaza sísmica en los 26 municipios del Eje Cafetero, afectados por el sismo del 25 de enero de 1999. Armenia: Forec, 151p.
- Keller, E. A., Pinter N. (1996). Active tectonics: earthquakes uplift and landscape. New Jersey: Prentice Hall, 338 p.
- Lee, W., Lahr, J., (1975). HYPO71. A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitud and First Motion Pattern of Local earthquakes. U.S. Geol. Surv. Open-file Report 75 - 311, 59 p.
- Lee, W. (1989). Toolbox for seismic data acquisition, processing and analysis. IASPEI Software Library, Vol. 1.
- McCourt, W *et al.* (1984). Geología de la Cordillera Central en el Departamento del Valle del Cauca, Quindío y NW del Tolima (planchas 243, 261, 280 y 300). Cali: Ingeominas - Misión Británica (British Geological Survey). Reporte 8, inédito, 49 p.
- Maya, M., González, H. (1995). Unidades litodémicas en la Cordillera Central. *Bol. Geol. Ingeominas, Medellín*, Vol. 35, No. 23, pp. 43 - 57.
- Mojica, J. *et al.* (2001). Geología del flanco occidental de la Cordillera Central entre Salento, Génova y Caicedonia. Quindío - Valle. Colombia. En: Memorias del VIII congreso colombiano de geología. Manizales.
- Monsalve, H. (2001). El Sismo de Armenia (Colombia) del 25 de Enero de 1999: Un Análisis Telesísmico de Ondas de Cuerpo, Observaciones de Campo y Aspectos Sismotectónicos. Universidad del Quindío. En revisión.
- Mora, H. *et al.* (2001). Resultados del uso de Geodesia Satelital Para Estudios Geodinámicos en Colombia. En: I Simposio Colombiano de Sismología, 15 p.
- Naranjo, J. L. (2002). Modelo de Evolución Morfotectónica Del Sistema de Fallas Romeral entre Pereira (Risaralda) y Filadelfia (Caldas). En: Memorias Día del Geólogo, 16 p.
- París, G. (1997). Fallas potencialmente sismogénicas que pueden afectar las obras del complejo vial y cruces a desnivel de La 2ª con avenida Bolívar y de La Cejita con avenida República del Líbano (Informe). Empresa Geológico - Minera Gabriel París - Alcaldía de Armenia, 93 p.
- Pike, R., Wilson, S. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America. Bull.* 82, No. 4, pp. 1079-1083.
- Reches, Z. *et al.* (1992). Constraints on the strength of the upper crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 97 (B9), pp. 12481 - 12493.
- Rivera, L. *et al.* (2001). Sismo del Quindío del 25 de enero de 1999: Tensor de esfuerzos preliminar y estudio de réplicas. *Revista Horizontes Naturales, Manizales*. No 4; pp.79-93.
- Rivera, L., Cisternas, A. (1990). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 80. No 3; pp. 600-614.
- Sato, H. (1984). Attenuation and envelope formation of three component seismograms of small local earthquakes randomly inhomogeneous lithosphere. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 89, No. B2. pp. 1221- 1242.
- Strahler, A. M. (1952). Hypsometric (area-altitude curve) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. American., Bull.*, Vol. 63, pp. 1117-1142.
- Taboada, A. *et al.* (2000). Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, Vol 19, No. 5, pp. 787- 813.
- Toro-Ramírez, A., Osorio, J. (2001). Determinación de los tensores de esfuerzos actuales para diferentes regiones del territorio colombiano a partir de mecanismos focales de sismos mayores, Ingeominas.

Trabajo recibido: julio 16 de 2004

Trabajo aceptado: septiembre 6 de 2004

CAMBIAMOS!

**Correos
de Colombia**



Pensando en ofrecerle el mejor servicio

Nuestras Líneas de Atención al Cliente

429 8487 - 263 3484 - 295 6896

018000 111210 / 111313

Fax: 4163026

Subgerencia de Mercadeo

334 0304

División de Mercadeo Regional D.C.

4297320

www.adpostal.gov.co