

GEOMORFOLOGIA, PETROGRAFIA Y TECTONICA

DE LA CUENCA DEL RIO CONCEPCION (*)

Luis Norberto Parra S. (**)
Astrid Blandon M. (***)

RESUMEN

El presente trabajo reporta un fenómeno geomorfológico denominado valles en cadena y demuestra que al menos parte de la superficie de erosión de Rionegro en la zona central de Antioquia fué afectada por tectonismo de bloques. Estructuralmente se estudió la falla inversa de Don Matías, se reportan la falla normal de la Magdalena y la falla del Morro y se demuestra que la falla de Miraflores es - Al menos en parte - una zona de cizalladura sometida posteriormente a fallamiento. Como conclusión se propone un modelo de evolución estructural para el Batolito Antioqueño.

1.1 ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LA CUENCA

La zona estudiada está ubicada al oriente del departamento de Antioquia, tiene como centro el municipio de Concepción y está atravesada en sentido W-E por el río del mismo nombre. (Figura 1). Presenta como litologías importantes rocas metamórficas pertenecientes a los metasedimentos del Grupo Ayurá Montebello y roca ígnea perteneciente a la cuarzodiorita del Batolito Antioqueño; tiene una temperatura promedio de 17°C y una precipitación de 3.064 mm/año.

Debido a que los suelos son ácidos, poco espesos y se encuentran sobre pendientes fuertes, las tierras son poco aptas para la agricultura, pero podrían permanecer sin erosionarse conservando la vegetación natural.

El hecho de encontrar remanentes de capas de ceniza volcánica indica q' las influencias de las erupciones volcánicas llegaron hasta las partes más altas de la cuenca, depositando espesores muy pequeños, esto también indica que la topografía actual ya existía antes del holoceno.

(*) Condensado de un proyecto de grado y de estudios sobre geomorfología y sedimentación realizados para I.S.A.

(**) Departamento de Ciencias de la Tierra - Universidad Nacional - Medellín

(***) Ministerio de Minas y Energía. (Bogotá)

La forma de la cuenca es oval-oblonga, por lo tanto las crecientes no alcanzan a ser catastróficas, aunque sí alcanzan niveles del orden de dos a tres m sobre la superficie normal del agua, pero se han presentado casos históricos excepcionales donde el nivel ha subido seis m.

El espesor de roca meteorizada en la cuenca del río Concepción es muy variable y se encuentra desde roca fresca hasta un saprolito desarrollado.

La intensa meteorización química presente en la cuenca ha sido favorecida por las altas precipitaciones, que conservan el saprolito constantemente húmedo. En la cuenca existe meteorización esferoidal y en forma de grus restringidas a ciertas áreas. Se tiene gibsita proveniente de las rocas metamórficas y de las rocas ígneas a alturas entre 2.000 y 2.400 m y con precipitaciones mayores de 3.000 mm/año.

En la cuenca los movimientos de masa son producidos por una o varias de las siguientes causas: Sobrepastoreo, socavamiento por las corrientes y caída de bloques a lo largo de diaclasas. La mayoría de los movimientos de masa son flujos de lodo mientras que los de mayor volumen y activos son deslizamientos de tipo rotacional y se hallan con mayor frecuencia en saprolito y depósitos de vertiente antiguos.

La mayor concentración de movimientos de masa y depósitos de vertiente se encuentran en la parte central de la cuenca la cual presenta la mayor densidad de población, intenso sobrepastoreo, socavamiento por las quebradas, completa deforestación, son comunes las pendientes largas y menos abruptas que en el resto de la cuenca y existen evidencias de tectonismo reciente (diaclasas en terraza aluvial).

En el río Concepción y en los afluentes mayores se encuentran depósitos aluviales formando llanuras de inundación o varios niveles de terrazas los cuales presentan una columna estratigráfica muy parecida. (Fig.1)

Las terrazas se encuentran en valles delimitados por saltos los cuales generalmente están asociados a fallas o zonas de cizalladura, en algunos casos la actual cuenca de aporte es muy reducida para el volumen de sedimentos que constituyen la terraza. El origen de estas terrazas debe buscarse a partir de la erosión de zonas debilitadas por tectonismo, erosión en los cambios bruscos de pendiente y fuertes y prolongados períodos lluviosos que facilitaron la remoción y depositación del material.

En general la granulometría de los sedimentos tomados cerca a los saltos es muy similar y caracterizada por pocos gránulos y mucha arena muy gruesa a gruesa. Los sedimentos tomados en las partes de menor gradiente longitudinal de las quebradas y el río Concepción, presentan una granulometría caracterizada por una proporción de gránulos relativamente alta y gran cantidad de arena gruesa a muy gruesa; de esta manera los saltos actúan como un mortero que quiebra los gránulos para convertirlos en arena muy gruesa a gruesa.

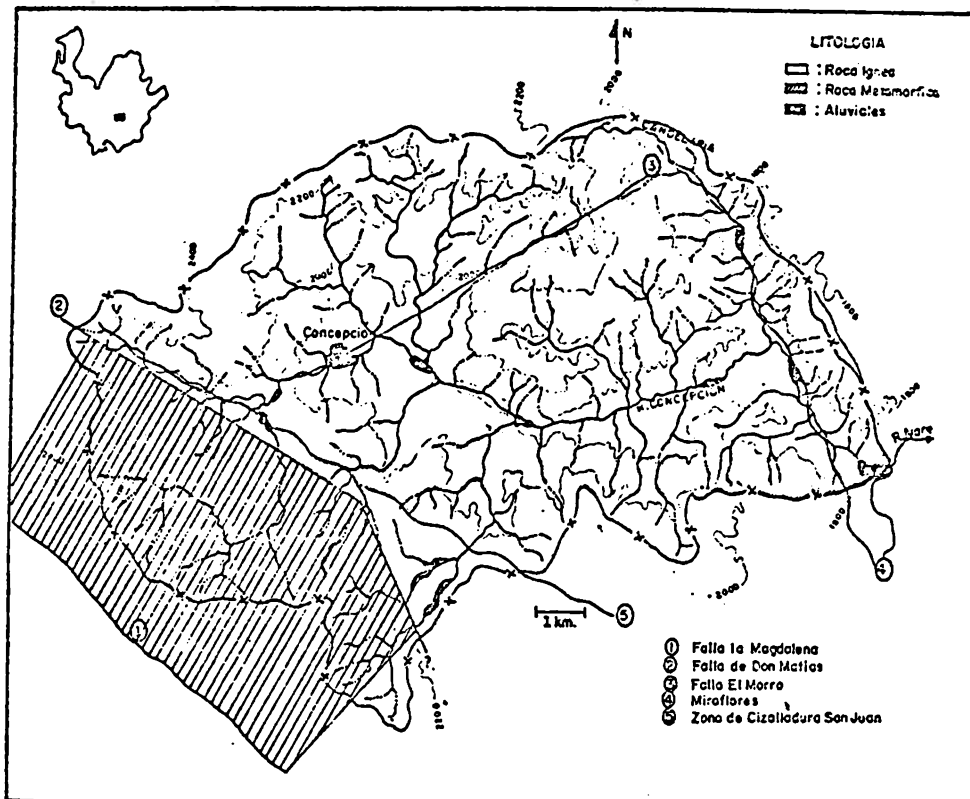


FIG. No.1 MAPA GEOLÓGICO

1.2 VALLES EN CADENA

En la cuenca del río Concepción se denominó así a los valles amplios separados por cañones estrechos de longitud variable.

En general los valles amplios presentan las siguientes características:

- Tienen un contorno irregular alargado en la dirección de la corriente.
- En estos valles el río o quebrada tiene un suave gradiente longitudinal y el cauce adquiere un carácter meandriforme.
- Contienen depósitos aluviales tales como la llanura de inundación y las terrazas. (Figura 1).
- Las laderas aledañas al valle se encuentran formadas sobre rocas metamorizadas (saproilito) o cubiertas por depósitos de vertiente. : Comúnmente estos valles amplios están en pastos.
- La sección transversal del valle es en forma de cubeta

- La erosión lateral es dominante.
- Están limitados por altos gradientes longitudinales en los ríos y ocasionalmente por saltos los cuales en la mayoría de los casos, coinciden con zonas de debilidad estructural.

Los cañones que van asociados a los valles amplios tienen las siguientes características:

- Estos cañones no poseen depósitos aluviales, pero si grandes bloques acumulados en el cauce.
- Los ríos o quebradas que corren por estos cañones tienen altos gradientes longitudinales y ocasionalmente empiezan o terminan con saltos. El trazado del cauce es rectilíneo.
- Las laderas y el cauce están sobre roca fresca.
- El perfil transversal es en forma de V.
- La erosión es predominantemente vertical.
- Las laderas están cubiertas de bosque natural o intervenido.

1.2.1 SOBRE EL ORIGEN DE LOS VALLES EN CADENA

- Argumentos que favorecen un origen tectónico.
 - a. Cañones parcialmente o totalmente controlados por zonas de cizalladura, fallas o cortejos de diques.
 - b. Las terrazas y los mayores depósitos aluviales están cerca a la zona de mayor debilidad estructural (parte occidental).
 - c. El tamaño de los depósitos no está relacionado al tamaño de la cuenca de aporte ni a la erosión actual.
 - d. Las quebradas que tienen valles en cadena están parcialmente controladas por tectonismo.
- Argumentos que favorecen un origen no tectónico.
 - a. Es necesario una longitud mínima del cauce para que se produzcan valles en cadena.
 - b. En los cañones que presentan pendientes poco abruptas no se observo presencia de tectonismo.
 - c. El caracter meandriforme indica una búsqueda del perfil de equilibrio.
 - d. Las quebradas sin régimen propio de valles en cadena aportan gran cantidad de sedimentos al río Concepción, los que son transportados y depositados posteriormente por este.

Los principales fenómenos estructurales detectados en la cuenca del río Concepción son el diaclasamiento, las zonas cizalladura y las fallas.

1.3 DIACLASAMIENTO

Se midieron diaclasas en ángulo alto con una nueva metodología (cuyos resultados son equivalentes al método clásico), pero distinguiendo diaclasas encontradas sobre cuarzodiorita fresca, saprolito derivado de ella, roca metamórfica y diaclasas recientes ubicadas sobre una terraza. De esta manera se encontró que la cuarzodiorita fresca tiene diaclasamiento vertical con orientación dominante NW, mientras en el saprolito este se orienta NE con buzamientos cercanos a 60° y la roca metamórfica no posee diaclasamiento importante de dirección NE. Por su parte las diaclasas recientes tienen orientación NW y verticales.

El cálculo del elipsoide de esfuerzos con los datos de diaclasamiento para la cuarzodiorita fresca y el diaclasado reciente, produce una orientación NW para el eje de esfuerzos máximo; este dato concuerda con la dirección obtenida por métodos microsísmicos para el mismo eje. (Hutchings et al, 1981).

1.4 ZONAS DE CIZALLADURA (Z.D.C.)

Estas se pueden definir como zonas continuas de extrema deformación inhomogénea, donde predomina la deformación dúctil (no cataclástica) con gradientes extremos de deformación de una parte a otra de la roca. Definición modificada de (Mitra, 1978, 1979, Wintsch, 1979 y otros).

Estas Z.D.C. fueron reportadas inicialmente por Feininger y otros (1971). Macroscópicamente las Z.D.C. presentan las siguientes características:

- Amplitud variable entre m y cm, a lo largo de su longitud.
- Continuidad longitudinal que le da carácter regional, pero el aspecto interno no permanece constante y varía continuamente entre una parte de muy alta deformación de color verde, con una foliación interna muy delgada cuya mineralogía la ubica en los esquistos verdes y se presenta como venillas, aunque puede llegar a constituir toda la Z.D.C.; Internamente las Z.D.C. presentan también una parte de menor deformación de textura levemente orientada hasta gneisica y su mineralogía es común con las rocas del Batolito Antioqueño (cuarzo, feldespato biotita y/o hornblenda) y pasa gradualmente a las rocas normales del Batolito Antioqueño.

Microscópicamente las partes con muy alta deformación se han denominado dominio A y las partes con menor deformación dominio B (Roy, 1977). En general la asociación mineralógica que constituye el dominio A (clorita, epidota, cuarzo) es derivada directamente de la cuarzodiorita normal que constituye el Batolito Antioqueño por procesos de deformación y/o recristalización que en general implican una reducción del tamaño de grano y su evolución hacia facies mineralógicas más estables compatibles con los esfuerzos dominantes. Esta facies corresponde a un esquistos verde, lo cual sugiere que las Z.D.C. se han formado en profundidad y están expuestas actualmente en superficie por procesos de meteorización y erosión.

Las orientaciones generales de estas Z.D.C. ($N20^{\circ}30'W$, $N60^{\circ}W$, $N48^{\circ}W$ y aproximadamente E-W) tanto en la cuenca del río Concepción, como en la totalidad del Batolito Antioqueño, requieren que durante su formación el eje de esfuerzos máximos estuviera orientado NE.

1.5 FALLAS

Las fallas detectadas en la cuenca del río Concepción son las siguientes:

- Falla de Don Matias. Es una falla inversa cuyo plano de falla es múltiple con una orientación promedio $N60^{\circ}W/70^{\circ}SW$, de carácter regional, que ha sido denominada también falla de Belmira. (Figura 1). Esta falla corre paralela al contacto entre la roca metamórfica y la roca ígnea, pero sin determinar entre ellas un contacto fallado y en algunos puntos la traza de la falla está marcada por bloques de roca metamórfica asimilados en una facies ácida proveniente del Batolito.
- Falla de la Magdalena. Es una falla normal con plano de falla múltiple y orientado en promedio $N58^{\circ}W/68^{\circ}SW$. Esta falla corre paralela al contacto de la roca metamórfica y la roca ígnea sin determinar entre ellas un contacto fallado. (Figura 1).

Las dos fallas anteriores tienen igual edad y significado estructural. En cuanto a la edad, estas fallas colocan la roca metamórfica en posición de horst respecto a la superficie de erosión de Rionegro, a la cual se le ha asignado una edad mioceno superior-plioceno (Page y James, 1981); por otra parte la topografía de este horst es una superficie de erosión ubicada entre 2200 - 2400 m, la cual formó parte de la superficie de erosión de Rionegro antes del fallamiento.

Estas consideraciones indican que la edad de las fallas es muy probablemente post-mioceno superior, aunque este evento podría significar una reactivación de estas estructuras.

Lo anterior indica que en los estudios sobre superficies de erosión en la parte central de Antioquia es indispensable el factor tectónico, ya que el solo criterio morfológico puede llevar a interpretaciones equivocadas.

- Falla El Morro. Es una falla normal con orientación $N50^{\circ}E/70^{\circ}SE$ y desplazamiento visible 1,8 m sobre roca fresca. (Figura 1). La traza de esta falla atravieza la terraza que posee el diáclasmamiento reciente, lo que podría indicar una actividad muy reciente. La edad e historia tectónica de esta falla es desconocida y regionalmente su traza coincide en rumbo con el cañon del río Porce.
- Falla de Miraflores. Esta estructura aparece como falla en el mapa geológico de Antioquia (I.G.M.N., 1979). Estudios detallados de esta estructura permitieron discernir que se trata de una Z.D.C. que ha sufrido fallamiento.

Los eventos del más antiguo al más reciente son:

- a. Generación de una Z.D.C., la cual presenta una orientación promedio N30°W y bien desarrollados los dominios A y B.
- b. Fallamiento a lo largo del rumbo de la Z.D.C., ya que el buzamiento de esta falla (rellena con epidota y calcita) corta la foliación de la Z.D.C.
- c. Nuevo reajuste tectónico liberado a través de la estructura, el cual produjo maclas sobre la calcita y fragmentación de la epidota que rellena la falla.

1.6 MODELO SOBRE LA EVOLUCION ESTRUCTURAL DEL BATOLITO ANTIOQUEÑO (B.A.)

En base a los estudios publicados con anterioridad sobre el Batolito Antioqueño y los datos obtenidos en este trabajo se propone el siguiente modelo:

- Evolución durante el cretáceo superior-eoceno. Las edades radiométricas indican que durante el intervalo cretáceo superior-paleoceno inferior ocurrió la formación del magma y que buena parte de su cristalización había terminado durante el paleoceno medio. Asumiendo como la mayoría de autores que el Batolito Antioqueño es un intrusivo orogénico no compuesto y emplazado como una sola unidad, planteamos un mecanismo de elevación en bloque, limitado por fallas activas para explicar su emplazamiento. Las fallas serían el sistema Cauca-Romeral y Palestina activas durante el paleoceno (Toussaint, 1978), las cuales cortaron la cubierta metamórfica y facilitaron su ascenso.

Durante este período (cretáceo superior-eoceno) se formó una red de Z.D.C. al interior del Batolito Antioqueño cuando este todavía estaba en profundidad, las cuales facilitaron el ascenso en bloque del B.A., absorbiendo los esfuerzos impuestos sobre él y permitiéndole acortar su tamaño sin cambios apreciables de volumen. Esto se tradujo en una continentalización de esta parte de la cordillera con la formación de la superficie de erosión Pre-SI reportada por Page y James (1981) como del terciario temprano y en la ausencia de deformación horizontal de las rocas encajantes.

- Evolución a partir del eoceno. Durante esta época el lento ascenso de la Cordillera Central y los fenómenos erosivos permitieron eliminar gran parte de la cobertura metamórfica y la formación de las superficies de erosión S-I y S-II reportadas por Page y James (1981) como oligoceno-mioceno temprano y mioceno superior-plioceno respectivamente.

Las orogenias andinas del mioceno-plioceno inferior debieron afectar el B.A., pero no existe una evidencia segura como ocurrió esto, aunque el fallamiento sobrepuesto a las Z.D.C. como Miraflores podría estar relacionado a este período.

El fallamiento representado por las Fallas de Don Matías y la Magdalena, define un evento posterior al mioceno superior-plioceno, aunque podría ser una reactivación. Por su parte la falla El Morro y el diaclasamiento reciente sobre la terraza, definen el evento tectónico más reciente pero no ha sido ubicado en el tiempo. En general se puede argumentar que a partir del eoceno el Batolito Antioqueño estuvo sometido principalmente a diferentes eventos de fallamiento.

BIBLIOGRAFIA

1. FEININGER, T., BARRERO, D. y CASTRO, N. 1972. Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II_B). Boletín Geológico, Bogotá. Vol. 20, No. 2, 173p.
2. HUTCHINGS, L., TURCOTTE, T., Mc BRIDE, J. y OCHOA, M. 1981. Microseismicity along and near the dolores shear zone in Antioquia-Colombia. Revista C.I.A.F., Bogotá. Vol. 6, No.1-3, p.243-256.
3. MITRA, G. 1978. Ductile Deformation Zone and mylonites : The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basament rocks. Am. Journ. Sci., V. 278, No.8, p.1057-1084.
4. MITRA, G. 1979. Ductile deformation in Blue Ridge basament rocks and estimation of finite strains. Geol. Soc. Am. Bull., V. 90, No. 10, P.935-951.
5. PAGE, W. y JAMES, M. 1981. The Antiquity of the erosion surfaces and late cenozoic deposits near Medellín-Colombia: implications to tectonics and erosion rates. Revista C.I.A.F., Bogotá, Vol. 6, No.1-3, p.421-454
6. ROY, R., 1977. Mylonitic microstructure and their bearing on the development of mylonites - An example from deformed trondhjemites of the Bergen arc region, SW Norway. Geol. Mag., V.114, No.6. p. 445-458.
7. TOUSSAINT, J.F. 1978. Grandes rasgos geológicos de la parte septentrional del occidente colombiano. Boletín de Ciencias de la Tierra, Medellín, No.3, 231p.
8. WINTSCH, R. 1979. The willimantic fault: A ductile fault in eastern connecticut. Am. Journ.. Sci., V. 279, No.4, p367-393