

EL TERCIARIO DE LA CUENCA DE SANTA FE-SUBCUENCA DEL TUNAL

Luis Norberto Parra S. (*)

RESUMEN

En la subcuenca del Tunal afloran cuatro unidades roca denominadas Formación Amagá, la Secuencia del Tunal y la de Goyita y la Formación del Llano. Las primeras tres unidades corresponden al Terciario y la última al Pleistoceno.

ABSTRACT

The El Tunal basin is occupied by the Amaga Formation, the Tunal and Goyita Sequences and the El Llano Formation. The last one unit represents the Pleistocene and the others the Tertiary.

INTRODUCCION

La subcuenca del Tunal se encuentra en el valle del Río Cauca al Norte de la población de Santa Fé de Antioquia y está limitada al Oeste por rocas básicas de la Cordillera Occidental, al Norte por el Río Cauca, al Sur por el Río Tonuzco y al Este por rocas metamórficas. La subcuenca tiene una longitud mínima de 8 km, una amplitud cercana a 2 km y su eje está orientado N15E (Figura 1). Esta área fue cartografiada por el autor con un grupo de estudiantes desde 1983 hasta 1986 con la colaboración de Andreas Kammer para mejorar el conocimiento geológico de la zona.

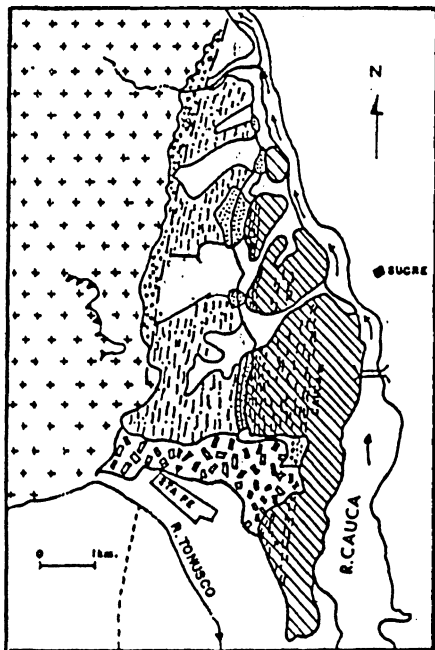
UNIDADES LITOLÓGICAS

Una parte de las unidades fue descrita por MEJIA y otros (1983) y otras reciben nombre en éste trabajo.

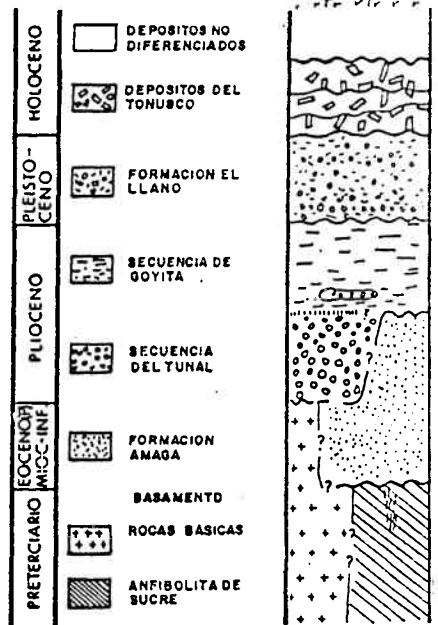
Rocas Básicas de la Cordillera Occidental.

En esta subcuenca afloran principalmente Dioritoides masivos isotrópicos y localmente Dioritoides bandeados asimilados al Batolito de Sabanalarga (GONZALEZ y otros, 1978) y rocas Basaltoides verdes asimiladas al Grupo Cañasgordas (ALVAREZ y GONZALEZ, 1978). El contacto entre estos dos tipos de rocas es transicional a través de una zona compleja de diques de Dioritoides leucocráticos entrelazados con poca deformación. Estas rocas básicas tienen localmente epidota, clorita, prehnita, calcita y ceolitas especialmente cerca a los Dioritoides leucocráticos ricos en biotita.

(*) Profesor Asistente. Universidad Nacional de Colombia. Seccional Medellín. A.A. 3840.



A



B

ESTRUCTURAS

- | | | | |
|--|-------------------------|--|-----------------------|
| | Cizalla Cauca m | | Discordancia |
| | Faja en Guirnalda | | Contacto Transicional |
| | Cabalgamiento del Tunal | | Relacion desconocida |
| | Alineamiento | | Contacto |

Figura No. 1. Mapa geológica de Subcuenca del Tunal(A) y columna estratigrafica generalizada (B) (modificado de Mejia y otros.

Las relaciones de campo observadas no respaldan un origen intrusivo para los dioritoides del cuerpo de Sabanalarga; sin embargo, las características del conjunto de estas rocas básicas se pueden asimilar a una corteza oceánica normal perteneciendo los Dioritoides a la capa 3 y los Basaltoides a la capa 2. La asociación clorita \pm cuarzo \pm albita \pm epidota \pm prehnita \pm ceolitas ha sido documentada en otras ofiolitas e interpretado como un "metamorfismo hidrotermal" (BARRIGA et al., 1985) o una "alteración hidrotermal" (GILLIS and ROBINSON, 1985) formada por intercambios complejos entre el agua marina y la corteza oceánica a temperaturas cercanas a 300°C; por lo tanto, la asociación indicaría un fenómeno ligado a la formación de la corteza oceánica y no necesariamente metamorfismo regional como ha sido interpretado.

En la zona las rocas básicas han sido afectadas por un clivaje de fractura penetrativo de dirección general N-S dándole a la roca un aspecto pizarroso y localmente existen "kink band" conjugados en la zona de mayor desarrollo del clivaje. Estas rocas básicas con clivaje han sido cortadas posteriormente por el cabalgamiento del Tunal que buza 20° al W.

Anfibolita de Sucre .

Es una anfibolita de aspecto muy variado entre granoblástica y porfidoblástica localmente con zoisita. Cerca a la localidad de Olaya se han encontrado dos pequeños afloramientos con granates idiomórficos en una matriz de clorita férrica. Los contactos con las demás unidades están cizallados y por lo tanto las relaciones originales no son visibles. En la zona su límite oriental está afectado por la cizalla del Cauca medio en un espesor hasta de 1.5 km. La anfibolita ha sido datada en 482 ± 50 m.a. por TOUSSAINT y otros (1978).

Las dos unidades anteriores constituyen el basamento de la sub-cuenca del Tunal.

Formación Amagá .

Aflora al oriente como una faja delgada discontinua con anchura máxima de 500 m y está constituida por conglomerados oligomíticos de cuarzo lechoso y poligmíticos con cantos de cuarzo lechoso, chert negro, basaltoides y dioritoides bien redondeados; areniscas arcosas gruesas a conglomeráticas e intercalaciones de arcillolitas violeáceas localmente con abundantes fósiles vegetales ó nódulos de limonita-oligisto de hasta 15 cm de diámetro. Dentro de los estratos se encuentra estratificación cruzada, estructuras de base, etc.

Esta Formación es compacta y algo meteorizada dando tonalidades claras desde rosado hasta violáceo y se encuentra verticalizada con ángulos mayores de 50 grados y buzando al Este debido a una falla en guirnalda cuya concavidad está dirigida hacia el E. Esta falla se manifiesta en el campo por las cizallas conjugadas hasta 10 cm de ancho con movimientos de rumbo opuestos, direcciones diagonales a la traza principal de la falla y desplazamientos de hasta 4 m en aquellos estratos ubicados en la parte de mayor curvatura del bucle de la guirnalda. A lo largo de esta estructura no hay movimiento neto de rumbo ya que es anulado en los nodos de los bucles de la guirnalda y se produjo por un fuerte empuje proveniente del Este (KRAMMER, 1986).

La Formación Amagá subyace discordantemente la anfibolita de Sucre cizallada y es suprayacida discordantemente por la secuencia de Goyita. La relación estratigráfica con las rocas básicas de la Cordillera Occidental y con la Formación el Tunal no es visible en la subcuenca.

Secuencia del Tunal .

La secuencia recibe su nombre de la vereda el Tunal y se aplica en forma preliminar a un paquete de sedimentos gruesos a muy gruesos que afloran al occidente de la subcuenca (borde occidental). Estos sedimentos generan una morfología de colinas altas con caras trapezoidales y laderas localmente recubiertas de cantos. La sección tipo de esta unidad se encuentra en elaboración y consta de una alternancia de conglomerados gruesos a muy gruesos, paquetes con cantos gruesos flotantes en una matriz arenosa y paquetes arenosos gruesos. Los planos de estratificación entre estos paquetes están poco definidos o ausentes y tienen poca consolidación interna aunque muy localmente están consolidados con un cemento calcáreo.

En general los cantos son heterométricos subangulares de forma muy variada, con tamaños hasta de 80 cm y constituidos en un 98% de Dioritoides normales y Dioritoides leucocráticos subordinados y 2% de basaltos con ausencia casi total de otras rocas. La matriz es arena gruesa compuesta en su totalidad de plagioclasa cálcica, hornblenda y fragmentos de roca.

Esta secuencia tiene un color gris azulado y un buzamiento hasta de 30°E el cual disminuye gradualmente hacia el oriente de la cuenca hasta unos 20°E. Las relaciones estratigráficas de campo indican que la secuencia del Tunal descansa discordantemente sobre las rocas básicas y es suprayacida gradacionalmente por la secuencia de Goyita. El Tunal indica un ambiente de muy alta energía con abundante fuente de materiales y transporte acuoso estacional muy rápido en forma de lodos sobresaturados en sólidos. Los

materiales seguramente fueron suministrados por la actividad del cabalgamiento del Tunal.

Esta secuencia equivale a los conglomerados poco consolidados del "neoterciario sedimentario" de GROSSE (1926) ubicados en la cuenca de Sopetrán en su borde oriental o al miembro sedimentario de la Formación Combia (GONZALEZ, 1980) aunque no se conoce la relación estratigráfica entre el Tunal y Combia, ya que la última formación no aflora en la cuenca.

Secuencia de Goyita .

Recibe su nombre de una zona de la parte de la subcuenca y forma un relieve de colinas suavemente onduladas o crestas agudas bajas. La sección tipo se encuentra en elaboración y consta básicamente de areniscas limosas inmaduras, limolitas arcillosas y paleocanales de conglomerados. La secuencia es de color pardo amarillento claro, poco consolidada, con un espesor mayor de 200 m y en general buza 30°E.

Las areniscas y lomolitas se componen de feldespatos, fragmentos de roca, hornblenda, cuarzo y filosilicatos y localmente poseen compactación por cemento calcáreo o limonítico. Las limolitas poseen laminación fina con rizaduras y estructuras de carga y las areniscas localmente presentan estratificación cruzada burda. en esta unidad el contenido de material fino aumenta hacia el oriente donde existen pequeños lentes de turbas y en general ha sido afectada por dislocaciones estructurales menores.

Existen dos tipos de paleocanales bien definidos; en el borde occidental de la subcuenca predominan conglomerados gruesos heterométricos de color gris azulado con matriz arenosa y compuestos esencialmente de dioritoides, basaltoides y chert negro poliédrico, aunque incluyen escasos cantos de rocas volcánicas (pórfidos andesíticos violáceos), jaspe anaranjado y cuarzo lechoso; excepto por los cantos de andesitas y jaspe son muy similares a los depósitos actuales de los ríos de la Cordillera Occidental y en particular del Tonuzco.

De otro lado, los paleocanales del borde oriental son conglomerados de color pardo, menos heterométricos y de cantos más redondeados compuestos de granitoides, dioritoides, basaltos verdes, esquistos y ocasionalmente areniscas arcólicas claras (Formación Amagá?). Estos conglomerados forman capas de mayor continuidad lateral y podrían asimilarse a depósitos del Cauca antiguo.

La secuencia de Goyita reposa sobre la Formación Amagá a través de una discordancia angular, es suprayacida discordantemente por la Formación El Llano y recubre las rocas básicas por medio de una discordancia

consedimentacional. El ambiente de depositación de esta unidad fué de energía moderada a baja en condiciones fluviales con aportes de diferentes cuencas de drenaje. Unidades litoestratigráficas similares no han sido reportadas en la región.

Formación El Llano .

Se trata de una secuencia volcano-sedimentaria que aflora cerca a la localidad del Llano de Bolívar datada Pleistoceno por WOODWARD and CLYDE (1979), quienes reconocieron la parte superior de ella. El nombre y la categoría de formación fué dado por PARRA (1986) quien describió la secuencia completa y la localidad tipo. En esencia se trata de un conjunto de estratos fluviales en su base, volcánica en la parte media y fluvio-volcánica en su techo. La base consta de conglomerados gruesos, areniscas y lodolitas fluviales; la parte media de tobas de polvo, luego lapilli, tobas arenosas y finalmente tobas de polvo y el techo son lodolitas fluviales contaminadas con aporte volcánico.

El espesor total de la secuencia es de 53 m dominando los colores grises azulosos en su parte volcánica, se encuentra en posición horizontal y está muy poco consolidada en su parte fluvial.

La Formación El Llano suprayace discordantemente la secuencia de Goyita y está recubierta a través de una discordancia erosional por depósitos del Tonuzco.

DISCUSION

El basamento de la subcuenca del Tunal es preterciario y fué afectado por la cizalla del Cauca medio y una intensa erosión antes de la depositación de la Formación Amagá. Los sedimentos de esta Formación fueron depositados entre el Oligoceno y el Mioceno inferior (GONZALEZ, 1980) aunque parte de ella podría pertenecer al Eoceno medio (ESCOBAR, 1983); después esta unidad fué afectada por un tectonismo que produjo pliegues y fallamiento inverso en sus flancos debido a un empuje proveniente del oriente (GROSSE, 1926) y este mismo empuje habría ocasionado la falla en Guirnalda.

Luego de un período de erosión se deposita un ciclo molástico representado por las secuencias del Tunal y de Goyita en sincronismo con la elevación de las cordilleras y la actividad del cabalgamiento del Tunal que habría aportado el material grueso; sólo a este momento se registra un fuerte empuje del oeste (cabalgamiento del Tunal) que debería estar relacionado al emplazamiento de Baudó y a una reorganización gradual de la placa pacífica ocurrida entre 2,5 a 3 m.a. (POLLITZ, 1985). La edad de este ciclo molástico es considerada Plioceno ya que es suprayacida por la Formación El Llano y subyacida por la Formación Amagá;

aunque su relación a los estratos volcánicos del Combia es desconocida ya que estos no afloran en la subcuenca. Los fragmentos volcánicos que poseen los paleocanales del borde occidental de la secuencia de Goyita indicarían que hubo un volcanismo en la Cordillera Occidental a este momento.

Luego de un período de erosión menor que afecta las secuencias de El Tunal y de Goyita, se depositan los estratos Pleistocenos de la Formación El Llano que aún se encuentran horizontales y cuyo volcanismo ha sido atribuido a la Cordillera Occidental (PARRA, 1986).

En relación con los posibles centros volcánicos de la Cordillera Occidental, OSPINA (1911) reporta la andesita de Buriticá considerada por ALVAREZ y GONZALEZ (1978) del Plioceno medio. En el Páramo de Frontino se han documentado rocas efusivas, andesitas y piroclastos considerados por ALVAREZ y GONZALEZ (1978) de edad Plioceno. La cúpula de los Farallones del Citará es un domo volcánico de edad postMioceno superior ya que engloba rocas del Batolito de Farallones datado en 11 ± 12 m.a. por CALLE y otros (1980). Estas consideraciones indican un volcanismo de edad postMioceno superior a partir de una cadena de volcanes en la Cordillera Occidental, cuyos productos habrían alcanzado la cuenca del Cauca y los centros de erupción habrían sido activos de manera intermitente hasta el Plioceno.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, E. y GONZALEZ, H. 1978. Geología y geoquímica del cuadrángulo I-7 (Urrao). Ingeominas, Medellín. 347p.
- BARRIGA, F. et al. 1985. Extreme hydrothermal alteration in the intrusive layers of the Troodos ophiolite (Cyprus). EOS. (Abstract), V.66. p.1128.
- CALLE, B y otros. 1980. Edades K/Ar de dos plutones de la parte septentrional de la Cordillera Occidental de Colombia. Geol. Norandina No.2. p.17-20.
- ESCOBAR, L.E. 1982-1983. Estudio Palinológico de la Formación Amagá. Bol. Ciencias de la Tierra, Medellín, No.7-8, p.117-129.
- GILLIS, K. and RONINSON, P. 1985. Hydrothermal alteration of the extrusive sequence, Troodos ophiolite, Cyprus: Evidence for a steeped geothermal gradient. Eos (Abstract), V.66. p.1128.
- GONZALEZ, H. 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). Bol. Geológico. Ingeominas, V,23. No.1. p.1-174.

_____, y otros. 1978. Edad radiométrica K/Ar del Batolito de Sabanalarga. Publicación Especial de Geología No.8. Dpto de Ciencias de la Tierra. Medellín, p.5.

GROSSE, E. 1926. El Terciario Carbonífero de Antioquia. Ed. O. Reimer (Berlín). p.361.

KEMMER, A. 1986. Tectónica y estructuras en el valle del Cauca al NE de Santa Fé de Antioquia. Publicación Especial de Geología. No.28. Dpto de Ciencias de la Tierra. U. Nacional. Medellín. 34p.

MEJIA, M. y otros. 1983. Reseña explicativa del mapa geológico preliminar 130, Santa Fé de Antioquia. Ingeominas, Medellín.

OSPINA, T. 1911. Reseña sobre la geología de Colombia y especialmente de Antioquia. 102p. Medellín.

PARRA, L.N. 1986. El volcanismo Pleistoceno de la Cuenca de Santa Fé: Formación El Llano. Publicación Especial de Geología. No.33. Dpto de Ciencias de la Tierra. Medellín.

POLLITZ, F. 1985. Pliocene change in pacific plate motion. EOS. V.66. No.46. p.1062 (Abstract).

RESTREPO, J.J. y otros. 1981. Edades Mio-Pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia, Dptos de Antioquia y Caldas. Geol. Norandina. No.3. p.21-26.

TOUSSAINT, J.F. y otros. 1978. Edad K/Ar de tres rocas metamórficas de la Cordillera Central. Publicación Especial de Geología. No.14. Dpto de Ciencias de la Tierra. Medellín. 7p.