

Raasveldt & Carvajal (1957 b) aplican la misma nomenclatura y edades que para la región de Gualanday. Separan la Formación Hoyón de la Formación Guaduas.

Para Van der Hammen (1958) esta región corresponde al Valle Superior del Magdalena y en consecuencia sus consideraciones equivalen a las ya anotadas para la región de Gualanday.

Porta & Solé de Porta (1962) discuten la edad de la Formación Gualanday en la sección de San Juan de Río Seco en relación con el hallazgo de una asociación esporopolínica en la Formación Hoyón que corresponde al oligoceno. En consecuencia la edad del Gualanday sería en la región de San Juan de Río Seco más moderna que en el área tipo (región de Gualanday) y las sucesiones de la Formación Gualanday en las dos regiones no deberían ser sincrónicas.

LA FORMACION SAN JUAN DE RIO SECO

Como se observa a través de la literatura geológica Hubach (1931) fue el primero en señalar la semejanza de las unidades litoestratigráficas entre Gualanday-Chicoral y el sinclinal de Jerusalén-Guaduas, incluyendo ambas sucesiones estratigráficas bajo el nombre de Piso de Gualanday. Este criterio ha sido seguido posteriormente por Raasveldt & Carvajal (1957).

Las diferencias en la composición de los cantos dentro de la Formación Gualanday en el Valle Superior del Magdalena, y las variaciones aún dentro del sinclinal de Jerusalén-Guaduas, más que la falta de sincronismo (*) entre las unidades que se han llamado Formación Gualanday en las dos áreas, induce a dar, a la sucesión que aflora en la región del extremo S del Valle del Magdalena, un nombre distinto al de Formación Gualanday. Por otra parte las subdivisiones del «Gualanday medio» son menos nítidas que en la región de Gualanday-Chicoral.

El nombre de San Juan de Río Seco se tomó de la población del mismo nombre. Como sección tipo para la formación se propone la carretera Cambao-San Juan de Río Seco, desde las proximidades del Boquerón de Capira hasta la Rioja, en la desviación de la carretera que conduce a la población de San Juan de Río Seco.

La Formación se puede dividir en tres miembros diferentes por su sucesión estratigráfica que se puede reconocer fácilmente dentro de la región.

Miembro Armadillos.—El límite inferior con el Miembro Capira de la Formación Hoyón es nítido y normal.

La base de la sucesión consta de bancos de subgrauvacas de color rojo generalmente en bancos masivos que alternan con bancos de lutitas rojas casi siempre menos potentes que las arenitas. Esta parte de la sección tiene un espesor de 36 m. Separado de esta sucesión por una masa de lutitas rojas de 25 m se encuentra una potente masa de conglomerados y gravas. Aparentemente no es posible distinguir ninguna estratificación. La base es bastante compacta por

(*) Según el Código de Nomenclatura Litoestratigráfica una formación puede cruzar la línea del tiempo.

la cantidad de cemento ferruginoso que contiene, mientras que en el techo los cantos se encuentran más sueltos, pero se fracturan con mucha facilidad. El conjunto tiene un espesor de unos 90 m y destaca morfológicamente en el relieve.

La parte superior de la sucesión presenta una estratificación en capas delgadas. Encima de los conglomerados y gravas viene un conjunto de lutitas bastante espesas (30 m) al que sigue una sucesión de arenitas en bancos de 5,7 m. Dentro de cada banco las arenitas se dividen a su vez en bancos muy pequeños de 20-30 cm que alternan con interbancos de lutitas (2-3 cm de espesor); en muy pocos casos las lutitas llegan a formar bancos de igual espesor que las arenitas. Tanto las lutitas como las arenitas más superiores, con un espesor de 11 a 25 cm, forman desniveles muy nítidos en la parte superior del Miembro Armadillos. En los alrededores de la Hacienda Yolombó se pueden distinguir claramente estos dos niveles; incluso son cartografiables en una buena extensión. Sin embargo, hacia el S todo el miembro forma una cuesta única y ambos niveles no se pueden seguir.

El valor de la mediana dentro de las arenitas oscila entre la arena muy gruesa y la arena fina. En la base del miembro los valores medios se encuentran casi en el límite entre la arena de grano medio y la arena de grano grueso. El valor más alto es de 0,809 mm para la muestra No. 401.

De la masa de conglomerados y gravas no se han podido obtener valores precisos por la dificultad en la disgregación de los conglomerados y por la facilidad con que se fragmentan los cantos. En estas condiciones los valores obtenidos serían erróneos. Teniendo en cuenta el tamaño de los cantos con mucha seguridad la mediana vendría colocada por encima de los 10 mm.

El primer banco situado por encima de las gravas, presenta el valor más elevado dentro de las arenitas (1,040 mm; muestra No. 407). Todos los valores restantes quedan por debajo de la arena gruesa.

En resumen las variaciones de la mediana dentro del Miembro Armadillos señalan en conjunto la presencia de tres partes. La inferior y la superior con oscilaciones más o menos apretadas que van desde las arenas muy gruesas a las lutitas. Esta distribución viene interrumpida por los conglomerados y gravas de la parte central que hacen desplazar completamente la mediana hacia la izquierda, o sea hacia los valores altos.

Si bien todos los sedimentos del Miembro Armadillos son detríticos solamente existe un banco muy potente de conglomerados y gravas. Este banco forma una masa sin estratificación, en la que por la fragilidad de los cantos no se puede obtener el valor de la mediana por tamizaje. Sin duda éste queda dentro de la fracción cantos por el tamaño que estos presentan.

La composición de la fracción cantos indica que se trata de una grava madura, oligomíctica, que consta de cuarzo, chert blanco de tipo porcelanita y lidita. Faltan completamente las rocas ígneas y metamórficas.

En la base de esta masa detrítica la muestra No. 404 dió la siguiente composición: cuarzo 62,9%, chert (porcelanita) 27,7% y lidita 9,4%. Los cantos de rocas sedimentarias se encuentran en un porcentaje relativamente bajo (37,1%) en comparación con el cuarzo 62,9%. Hacia el techo del banco se encuentra un cambio notable en la proporción de los cantos, aunque estos se

mantienen dentro de las rocas silíceas. La muestra No. 406 presenta un 32,1% de cuarzo, 53,2% de chert (porcelanita), 13,7% de lidita y 1% de rocas metamórficas principalmente cuarcita. Entre los chert se encuentran algunos de color rojizo aunque en una proporción muy pequeña. En relación con el muro de este banco se ha invertido la proporción entre las rocas sedimentarias y el cuarzo mas la cuarcita representados por 66,8% y 33,2% respectivamente.

La zona intermedia de esta masa de conglomerados no aflora bien por la carretera de Cambao-San Juan de Río Seco y en los cortes donde existe un buen afloramiento éste es inaccesible. Las disposición de las muestras parece indicar que las rocas sedimentarias aumentan de la base a la parte superior. Aunque no se puede asegurar de una manera categórica, el análisis de algunas muestras aisladas en el camino de Piedra Gorda parecen confirmar esta variación. La imposibilidad de obtener sucesiones detalladas no permite establecer una correlación perfecta entre las muestras aisladas.

En cuanto al tamaño máximo de los cantos, existe una variación de la base a la parte superior. En la base los cantos son generalmente pequeños y oscilan entre los 4 y 8 cm, mientras que en el techo del banco los tamaños máximos en el cuarzo y cuarcita son del orden de los 25 cm.

Las arenitas de este miembro corresponden a subgrauvacas. En la base del miembro, las arenitas son de color rojo por el cemento ferruginoso.

Entre todos los componentes el cuarzo es el predominante y se mantiene en todas las muestras por encima del 40%. Si se considera solamente la fracción granos el valor del cuarzo aumenta y oscila alrededor del 60-65%.

El segundo componente en importancia son los fragmentos de roca que corresponden normalmente a rocas sedimentarias y en un porcentaje muy pequeño a rocas metamórficas de tipo esquistos.

Tomados en conjunto los valores de los fragmentos de roca están en proporciones inferiores al 37%. Otro de los componentes importantes de las arenitas son las micas. Ellas están presentes en todas las muestras. El porcentaje más elevado es de 14,2% (muestra No. 408). En algunas secciones delgadas las micas presentan orientación predominante como se observa en la fotografía 31 correspondiente a la muestra No. 408.

Es notable la ausencia de feldespatos que siempre se encuentran en porcentajes inferiores al 5%. La relación fragmentos de roca/feldespatos es claramente a favor de los primeros.

Los voids están ocupados por cemento y matriz, predominando siempre el cemento sobre la matriz. El cemento es principalmente ferruginoso en la parte inferior de la sucesión y a él se debe el color rojizo de las areniscas. A veces se encuentra también algo de calcita, pero en general están tan íntimamente mezclados los dos tipos de cemento que no es posible obtener porcentajes por separado. Los voids están por debajo del 30%, quedando así dentro de las arenas normales.

Los granos de chert son muy escasos, el porcentaje más elevado es de

20/o (muestra No. 408). Esta ausencia de chert en las arenitas contrasta con el porcentaje relativamente elevado que se encuentra en las gravas.

Miembro Almacigos.—Este miembro toma el nombre de la Quebrada Almacigos, que desemboca en el Río Seco de las Palmas en el Municipio de San Juan de Río Seco. El límite inferior con el Miembro Armadillos es nítido y normal. Se coloca donde terminan los bancos de subgrauvacas y empiezan a ser importantes los bancos de lutitas. Como señalan Raasveldt & Carvajal (1957) y Van der Hammen (1958) se pueden distinguir dentro de este miembro tres niveles.

El nivel inferior es principalmente lutítico y con varias intercalaciones de subgrauvacas en bancos pequeños, que alcanzan espesores no superiores a los 2 m; por el contrario, las lutitas forman bancos más potentes que oscilan entre 7 y 28 m. Las lutitas presentan localmente yeso especialmente en la parte basal. Este nivel inferior tiene un espesor aproximado de 84 m.

El nivel medio destaca morfológicamente como una cuesta. Esta característica se debe más al espesor de los bancos de subgrauvacas y a su compacidad que al número de bancos. Es muy frecuente que los bancos de subgrauvacas se presenten divididos en una sucesión de bancos delgados que en general oscilan entre unos 10 y 30 cm, alternando con interbancos de lutitas. Incluso son frecuentes los bancos lutíticos espesos, intercalándose entre las subgrauvacas; por ejemplo, las lutitas situadas entre las muestras Nos. 422 y 423; 428 y 429; 432 y 433, cuyos espesores son de 13 m, 25 m y 10 m respectivamente. Este nivel termina con un banco de subgrauvacas que tiene un espesor de 20 m. Considerado en conjunto este nivel medio tiene un espesor de 173 m.

En el nivel superior predominan de nuevo las lutitas sobre las subgrauvacas. El espesor de las lutitas se mantiene casi constante en bancos de 6 m. Las subgrauvacas representan pequeñas intercalaciones dentro de las lutitas. Morfológicamente su presencia es menos notoria por presentarse en bancos muy separados unos de otros.

El límite superior con el Miembro La Cruz está determinado por la aparición de los bancos de subgrauvacas que si bien no se presentan formando bancos masivos, estos se encuentran muy unidos entre sí, sin la presencia de lutitas que interrumpan prácticamente su continuidad. Estas condiciones dan a la base del Miembro La Cruz un carácter particular que lo hace destacar morfológicamente; por tanto es fácil de seguir y constituye un límite bastante constante fotogeológicamente.

En el extremo S del sinclinal de Jerusalén el Miembro Almacigos se presenta más uniforme. Característica que se debe a la presencia de un mayor número de bancos de subgrauvacas. De esta manera se pierden las divisiones nítidas entre los tres niveles del miembro, presentándose límites transicionales entre sí.

Fotogeológicamente estos límites se manifiestan en apariencia más nítidos, mientras que al obtener una columna estratigráfica detallada la multitud de bancos de subgrauvacas dan lugar a una sucesión gradual sin que los niveles de lutitas destaquen claramente. Este fenómeno se observa muy bien al comparar las dos columnas estratigráficas de la lámina 5.

La gráfica de variación del grano medio separa bastante bien los tres niveles del Miembro Almácigos. En el nivel inferior todas las subgrauvacas son de grano medio o fino, a excepción de la muestra No. 418 que corresponde a una arena de grano grueso (0,569 mm).

El nivel medio alcanza los valores más elevados dentro del miembro. Hacia la base todas las subgrauvacas se mantienen dentro de la arena de grano medio. La muestra No. 419 llega hasta la arena muy gruesa con un valor de la mediana de 1,240 mm. Algunas arenitas tienen un grano muy fino y de una manera general las subgrauvacas de grano muy fino se presentan en bancos muy delgados. Hacia la mitad del nivel medio se alcanza el valor máximo de la mediana 2,020 mm (muestra No. 426) que corresponde a los gránulos arenosos. Después la mediana vuelve a oscilar entre la arena de grano medio y la arena de grano muy fino.

En el nivel superior todas las subgrauvacas son de grano fino o muy fino. La diferencia principal se encuentra en la mayor proporción de lutitas en la base y en el techo del miembro, mientras que en la parte media la relación lutitas/subgrauvacas se invierte y los bancos de arenitas son más potentes.

La composición petrográfica de las subgrauvacas es bastante parecida a la que presentan las subgrauvacas del miembro inferior. En el Miembro Almácigos existe una mayor proporción de cuarzo. Todas las muestras presentan porcentajes superiores al 50 %. Los valores más elevados corresponden a las muestras Nos. 429, 433 y 434 con 68,2 %, 67,0 % y 67,0 %, respectivamente.

El chert se encuentra presente en todas las muestras aunque en proporciones más pequeñas que no llegan al 5 %.

Los fragmentos de roca constituyen el segundo elemento más importante. Los porcentajes son bastante variables de unas muestras a otras. Los fragmentos de roca que corresponden a rocas de tipo esquisto son todavía menos importantes y se encuentran en solo dos muestras (Nos. 429 y 434). Al igual que para el Miembro Armadillos los fragmentos de rocas cuarcíticas predominan absolutamente sobre los esquistos.

Las micas están bien representadas en todas las muestras. Este es un carácter que ya se manifiesta macroscópicamente. Casi todos los bancos de subgrauvacas presentan micas, pero algunos son muy micáceos. Entre las muestras analizadas los valores se distribuyen desde 2,1 % (muestra No. 418) hasta 8,2 % (muestra No. 428).

Los feldespatos son muy pobres y en la mayoría de las muestras faltan. Solo se han encontrado en tres de ellas y con porcentajes siempre inferiores al 2 %. De la misma manera que en las arenitas del Miembro Armadillos los fragmentos de roca exceden con mucho a los feldespatos.

Los voids están ocupados por cemento y matriz. Sin embargo, aquí a diferencia de lo que sucede en el Miembro Armadillos, los cementos de hierro y caliza están más distribuidos dando como resultado que las subgrauvacas presentan en general colores más claros. Los voids ocupan por término medio un 25 % del total de la roca.

Miembro La Cruz.—Representa la parte superior de la Formación San Juan de Río Seco. El nombre procede del Cerro La Cruz que está situado al N de San Juan de Río Seco. El límite inferior ya se discutió al tratar del Miembro Almácigos. La sucesión litológica señala la existencia de dos unidades bien diferentes. La inferior caracterizada por la alternancia de arenas con lutitas. La superior con un dominio casi absoluto de arenas y gravas arenosas; carácter que va acompañado de un mayor espesor en los bancos. Aunque la parte inferior de este miembro esté formado por una alternancia de arenas y lutitas, es decir con una sucesión litológica muy parecida a la del Miembro Almácigos, los bancos de arenas son más masivos.

La sucesión empieza con un banco de arenas de unos 5 m de potencia, con una franja continua de arena gruesa con cantos de cuarzo y lidita en el muro. Pueden presentarse intercalaciones lenticulares de lutitas que en su parte más gruesa alcanzan hasta 20 cm. Hacia el techo del banco aparecen unas arenas muy blandas de grano fino que tienden a dividirse en bancos pequeños. El paso se realiza gradualmente. A unos 10 m de la base del miembro aparecen las primeras intercalaciones lutíticas que alternan con bancos de arenas, pero siempre con predominio de éstas. Todos los bancos de arenas que forman esta alternancia tienen un grano medio que varía de fino a muy fino. A medida que se asciende en la sucesión estratigráfica los bancos de lutitas van aumentando en espesor equiparándose a los bancos de arenas e incluso llegando a ser más potentes. Así sucede con los bancos situados entre las muestras Nos. 474-476, entre las Nos. 481-483 y las Nos. 485-486. En los últimos bancos de arenas aumenta ya el tamaño del grano, debido a la presencia de cantos de cuarzo y lidita distribuidos esporádicamente.

En la parte superior del Miembro La Cruz los niveles de lutitas han perdido casi toda su importancia. Esta parte de la sucesión empieza con dos bancos masivos, de 8 y 5 m respectivamente, de arenas sin estratificación y sin interbancos lutíticos. En general los bancos se mantienen muy constantes en espesor y a partir de la muestra No. 398 hacen su aparición los cantos de cuarzo, lidita y chert, contribuyendo así a un aumento del valor del grano medio. Hacia el techo los cantos de cuarzo, lidita y chert se hacen progresivamente más abundantes llegando a formar bancos de gravas arenosas, separados por bancos de lutitas arenosas o con numerosas intercalaciones de franjas arenosas. Ya en la parte más alta se intercalan dos bancos con una potencia de 15 m y 5 m respectivamente. El primero está bastante cubierto pero debe corresponder por su morfología a un material blando: lutitas con intercalaciones de arenas; el segundo está formado por lutitas.

El miembro termina con tres bancos de 3 m, 3 m y 8 m de espesor que corresponden a gravas arenosas con cantos de cuarzo, lidita y chert que localmente pueden formar un conglomerado.

La variación del grano medio a través del Miembro La Cruz está representado en la lámina 6. La curva señala con claridad la existencia de las dos partes que señalamos anteriormente. La parte inferior de grano medio a muy fino, con importantes intercalaciones de lutitas, y la parte superior con valores de la mediana bastante más elevados y con pocas intercalaciones finas. La base del miembro empieza con unas arenas de grano grueso (0,830 mm) pero la mediana se desplaza enseguida hacia los valores de la arena de grano medio

y fino. Algunas muestras como la No. 459, No. 468 y No. 484 pueden llegar hasta la arena de grano muy fino con valores de la mediana de 0,086 mm, 0,087 mm y 0,098 mm respectivamente. La muestra No. 489 corresponde ya a una arena de grano muy grueso debido a la presencia de cantos, lo que da un valor a la mediana de 1,055 mm. A partir de la muestra No. 491 el valor de la mediana tiende a elevarse aunque no de una manera regular ya que las intercalaciones de materiales finos producen una oscilación brusca que va desde los cantos hasta las lutitas. Sin embargo, por término medio el valor de la mediana se desplaza hacia la izquierda. Varias muestras se encuentran dentro de las arenas de grano muy grueso y llegan hasta los cantos (muestras Nos. 506, 523, 537 y 539) con valores de 4,350 mm, 6,020 mm, 5,000 mm y 4,000 mm respectivamente.

Las arenas de la parte inferior del Miembro La Cruz presentan un buen calibrado. Del análisis granulométrico de 26 muestras se han obtenido valores del índice de calibrado que oscilan entre 1,3 y 1,7. A las muestras 469 y 487 corresponden los valores más elevados (2,5 y 2,6 respectivamente), valores que caen completamente dentro de un calibrado normal. Por lo que respecta al índice de asimetría todos los valores calculados son negativos, es decir, que en todas las muestras predomina la fracción fina sobre la fracción gruesa. Se observa como todos los valores de los índices se agrupan alrededor de 0,8 y 0,9 de tal suerte que la asimetría observada en líneas generales está muy poco acentuada. La muestra No. 461 es la que ha suministrado un índice más alejado de la unidad con un valor de 0,26. La única muestra con un índice de asimetría superior a la unidad es la la No. 471 con un valor de 1,71. En ella predominaría ligeramente la fracción gruesa sobre la fina.

En cuanto al índice de calibrado de la parte superior del miembro La Cruz cabe señalar que se mantiene dentro de los valores normales. Incluso en algunas muestras que corresponden a gravas el calibrado es muy bueno con cifras de 1,5. Los valores del índice de asimetría revelan en general para las gravas una asimetría a favor de la fracción gruesa y en algunas gravas esta asimetría se acentúa notablemente.

Aunque no se ha trazado la curva de variación del tamaño máximo del grano evidentemente se diferencian dentro del Miembro La Cruz dos partes bien distintas. Cabe señalar ante todo que los tamaños máximos corresponden siempre al cuarzo. La parte inferior de la sucesión está caracterizada por una variación que oscila (dejando aparte los bancos de lutitas) desde la arena de grano muy grueso hasta el tamaño de 10 mm. En la mitad superior de la sucesión evidentemente la curva se desplaza hacia la izquierda, es decir, hacia los valores altos. Los máximos tamaños que se han registrado para el cuarzo no sobrepasan nunca los 40 mm. Naturalmente que la curva del tamaño máximo del grano no se mantiene de una manera constante dentro de los valores altos, sino que oscila también en relación con los niveles de arenas finas. La diferencia está más que en los valores particulares de cada banco y en su distribución, en la concentración de los valores bajos en la parte inferior del miembro y la aparición súbita de valores altos a partir de la mitad superior del miembro. Todos estos caracteres se mantienen constantes a ambos lados del sinclinal de Jerusalén-Guaduas.

Se hace hincapié en estas características porque como señalamos más ade-

lante en el extremo S y SE del mismo sinclinal, la falta de afloramientos nítidos interrumpe la continuidad de la sucesión estratigráfica y la división de la Formación San Juan de Río Seco en sus tres miembros es menos nítida dando lugar a diferentes interpretaciones.

La escala a que se ha representado la estratigrafía del Miembro La Cruz en la lámina 6, permite expresar gráficamente la variación del espesor de los bancos. La base del miembro empieza con un banco de 5 m, después la gráfica se desplaza hacia la izquierda formando un zig-zag que pone de manifiesto la sucesión de pequeños bancos de arenas y lutitas. A medida que se asciende en la sucesión estratigráfica el espesor de los bancos va aumentando casi de una manera progresiva. Los valores más altos corresponden a los bancos de lutitas. De una manera general se observa cómo en la mitad superior del miembro, la gráfica tiende a desplazarse hacia los valores altos. Precisamente en esta parte se alcanzan los mayores espesores que corresponden a los sedimentos detríticos por las alternancias de arenas y lutitas en pequeños bancos (muestras Nos. 519 a 523).

La relación entre el valor del grano medio y el espesor de los bancos deja ver unas diferencias dentro del miembro. Mientras en la mitad superior la correlación tiende a ser de tipo positivo, en la mitad inferior la correlación tiende a ser negativa. Pues los bancos más potentes corresponden en general a las lutitas; mientras que los valores más altos del grano medio, aún las arenas muy gruesas, están representadas en bancos delgados.

Las gravas de la parte superior del Miembro La Cruz tienen una composición litológica muy parecida a la que presentan las gravas y conglomerados del Miembro Armadillos. Se trata de gravas oligomícticas en las que predominan de una manera absoluta los cantos de cuarzo. Dada la gran uniformidad que presenta la composición litológica de estas gravas omitimos la tabla de todas las muestras y señalamos aquellas que constituyen los valores más extremos. Así la muestra No. 507 dió la siguiente proporción: cuarzo 60 0/0, lidita 5 0/0, porcelanita 34,3 0/0, y lutita 0,3 0/0. La muestra No. 524 presentó 54,2 0/0 de cuarzo, 8,1 0/0 de lidita, 37,4 0/0 de porcelanita y 0,3 0/0 de lutita. Entre estos valores fluctúan las 10 muestras analizadas. Si se tiene en cuenta la escasa diferencia que presentan los valores extremos, sin duda el valor medio será un indicador real para expresar la composición litológica de las gravas. Estos valores obtenidos a partir de las 10 muestras analizadas son: cuarzo 59,7 0/0, lidita 7 0/0, porcelanita 32,9 0/0 y lutita 0,4 0/0. Entre las sedimentarias se registra siempre un predominio absoluto de la porcelanita sobre la lidita que en ninguna de las muestras llega a valores superiores al 10 0/0. Las restantes rocas sedimentarias corresponden a cantos de lutitas; no obstante éstas se encuentran en proporciones tan pequeñas (nunca superior al 1 0/0) que su significación es casi nula.

La facilidad con que se pueden disgregar las arenas y gravas arenosas del Miembro La Cruz facilita calcular la relación grano/matriz. La continuidad de las muestras analizadas permite obtener una sucesión casi sin interrupciones. En la gráfica de la lámina 6 se ha prescindido de las lutitas representadas en pequeños bancos, mientras que en los bancos grandes se ha dejado interrumpida la gráfica. Para una mayor facilidad en el análisis cada muestra va acompañada del respectivo valor del grano calculado en 0/0 del peso.

Teniendo en cuenta el límite superior que se ha tomado para la matriz (*) todas las muestras presentan valores inferiores al 30%. Por lo tanto todas las arenas quedan dentro de las arenas normales. Lógicamente considerando el valor de 0,03 mm como límite superior de la matriz estos valores vendrían disminuidos.

Las variaciones de la relación grano/matriz se mantienen muy constantes en todo el miembro. Las intercalaciones de arenas de grano fino, que se encuentran hacia la base, no presentan una gran cantidad de matriz, y sus valores generalmente oscilan alrededor de 10-15%. Los valores muy altos del grano medio no se corresponden exactamente con los valores máximos del grano. Esta característica está en relación con la asimetría y con el calibrado. A pesar de todo la comparación entre las gráficas del valor de la mediana y la relación grano/matriz son bastante concordantes. Dos características importantes es preciso destacar: En la mitad inferior del miembro se presentan valores altos de la matriz y variaciones que se traducen en una línea con marcadas oscilaciones. La parte superior es más constante y con valores más elevados. Las únicas excepciones se sitúan entre las muestras Nos. 519 y 525 que corresponden a una alternancia de arenas de grano muy fino con lutitas en bancos delgados. Ya en la parte superior del miembro la muestra No. 533 presenta un valor de la matriz superior al 30%. Esta muestra forma parte de un banco de lutitas que hacia el techo pasa a una arena de grano muy fino.

La relación cuantitativa entre cantos, arenas y limo + arcilla confirma la existencia de dos partes bastante nítidas en la sucesión estratigráfica del Miembro La Cruz. La sección inferior de la columna señala un notable predominio de las arenas. Los cantos sí los hay, son muy esporádicos y apenas si alcanzan valores inferiores al 1%. No obstante se señalan algunas excepciones notables. La base del miembro presenta, por ejemplo, una franja en la que abundan los cantos (27,0%). Los restantes valores son todavía más bajos (5,0%, muestras No. 457; 4,6%, muestra No. 486). Es en la mitad superior de este miembro donde más abundan las capas con cantos, aunque esta relativa abundancia no significa que se encuentre forzosamente en cada uno de los bancos.

La tabla XV señala la relación en que se encuentran las fracciones de cantos, arena y limo + arcilla en los niveles que se han considerado como detríticos más gruesos. Si bien los valores no siguen ninguna orientación determinada, los valores máximos de los cantos tienden a localizarse hacia la parte superior del Miembro La Cruz (78% en la muestra No. 523 y 73,4% en la muestra No. 537).

En algunos bancos se encuentra un aumento progresivo del valor de la mediana desde el muro hasta el techo. Por ejemplo, entre las muestras Nos. 492-493 en que la mediana pasa de 0,243 mm a 0,510 mm; entre las muestras No. 500 (0,240 mm) y No. 501 (0,375 mm) y No. 502 (0,950 mm).

La disminución del grano desde el muro al techo se ha observado en dos casos: entre las muestras Nos. 473 y 474 en las que la mediana pasa de 0,202 mm a 0,210 mm. Sin embargo, esta variación es muy pequeña para que pueda tener alguna significación. Entre las muestras No. 498 (2,300 mm) y

(*) Aunque normalmente se toma como límite superior de la matriz el valor de 0,03 mm aquí se ha tomado por debajo de 0,05 mm.

TABLA XV

Muestra	Cantos	Arenas	Limo + Arcilla
539	64,4	30,6	5,0
537	73,4	24,6	2,0
531	17,5	86,4	6,1
530	40,4	59,4	0,2
529	11,7	80,1	8,2
527	36,5	62,6	1,3
526	1,5	88,3	10,2
523	78,3	21,0	0,7
518	35,0	58,2	6,8
516	69,6	29,4	1,0
515	67,6	30,7	1,7
508	33,4	62,3	4,3
506	67,9	27,9	4,2
502	9,5	87,1	3,4
498	56,0	42,0	2,0
486	4,6	27,3	8,1
457	5,0	87,4	7,6
456	27,0	62,0	11,0

Proporción de cantos, arenas y limo + arcillas en el Miembro La Cruz.

No. 499 (1,150 mm) la disminución del valor es más notable ya que se pasa de gránulos a una arena muy gruesa, ya en el límite con la arena gruesa. Esta variación se mantiene bastante constante en una buena extensión del banco.

Principales variaciones a través de la Formación San Juan de Río Seco.—Como ya se ha visto en la descripción de cada uno de los miembros, no existen diferencias en la composición litológica a través de la formación. Precisamente la uniformidad es en este sentido una de sus características. La sucesión litológica y el valor del grano medio permite reconocer la existencia de tres miembros.

En el Miembro Armadillos el valor de la mediana dibuja una línea quebrada con fuertes oscilaciones y con una masa de conglomerados que hace desplazar la mediana hacia los cantos. El Miembro Almácigos está representado por una mediana que oscila entre los gránulos y las lutitas. Aunque en el detalle la variación del grano medio no señala límites muy nítidos entre las tres partes en que se ha venido dividiendo, los valores más altos de la mediana se registran en la parte central que coincide con el nivel en el que predominan las arenitas. En el Miembro La Cruz también las variaciones de la mediana vienen representadas por una línea quebrada. No obstante ésta se encuentra desplazada hacia la izquierda, especialmente en el techo donde se encuentran los valores más elevados.

La composición de las subgrauvacas se mantiene muy constante en los Miembros Armadillos y Almácigos. En el Miembro Almácigos el valor de los granos de cuarzo es ligeramente mayor que en el Miembro Armadillos. En el Miembro Almácigos, en relación con el Miembro Armadillos, aparece paralelamente a este aumento de los granos de cuarzo una disminución de los fragmen-

tos de roca. La presencia de chert en todas las subgrauvacas es la única variación entre los dos miembros. También la presencia de micas es más homogénea en el Miembro Almácigos. Los voids son ligeramente más importantes en el Miembro Armadillos. Posiblemente la ligera disminución de los voids en las arenitas del Miembro Almácigos está en relación con una mayor cantidad de cuarzo.

La escala de la lámina 5 no permite representar todos los bancos que se encuentran en la sucesión real y es por este motivo que la simple columna estratigráfica no refleja con claridad las variaciones del espesor de los bancos a través de la formación. La rápida alternancia de los bancos de lutitas y arenitas contribuye a homogeneizar la visión. Se adjunta a la columna estratigráfica una gráfica de variación del espesor de los bancos que si bien no permite representar correctamente cada uno de ellos, da sin duda una visión más real.

La base del Miembro Armadillos forma una oscilación que se mantiene entre los 8 y 12 m para aumentar sucesivamente hasta alcanzar el mayor espesor de la formación en el banco de conglomerados y gravas (cerca de 90 m). Después desciende nuevamente alrededor de 5-6 m. Tanto en la base como en la parte superior del miembro se dispone una alternancia de subgrauvacas y lutitas en bancos que oscilan desde 5-10 cm a 0,50 m. No obstante por el pequeño espesor de estos bancos el conjunto resulta como un banco único.

El paso del Miembro Armadillos al nivel inferior del Miembro Almácigos está bien marcado por un banco de lutitas de 28 m. En este nivel la curva de espesores de los bancos desciende hacia los valores bajos que se sitúan entre 2 m y 6 m.

Las arenitas de la parte media del Miembro Almácigos presentan una característica muy constante en cuanto al espesor de los bancos. Como señala la gráfica, las subgrauvacas se disponen en una alternancia muy rápida (bancos de 5,10 y 50 cm) con las lutitas que varían en bancos de 2, 5 y 10 cm. Predominan siempre las arenitas sobre las lutitas. Estas alternancias forman un conjunto de unidades bien delimitadas y separadas entre sí por bancos más potentes de lutitas. De esta manera la gráfica aparece como una serie de puntas separadas por un zig-zag muy apretado y desplazado completamente hacia la derecha. Esta disposición se nota ya ligeramente en el Miembro Armadillos y vuelve a aparecer en el Miembro La Cruz, pero en esta parte del Miembro Almácigos alcanza su máxima expresión.

El nivel superior es mucho más constante en cuanto al espesor de los bancos, con una oscilación que se mantiene entre los 2 m y 7 m. Los valores más altos corresponden aquí a los bancos de lutitas.

En el Miembro La Cruz volvemos a encontrar una disposición parecida a la descrita en las arenitas del Miembro Almácigos, aunque mucho menos regular. Hacia el techo de la sucesión los bancos son más masivos y la ausencia de intercalaciones de lutitas le dan morfológicamente un carácter más masivo.

En cuanto a las estructuras no hay variaciones, por su falta de continuidad, a través de la formación. La presencia de ripple-marks solo se ha registrado en el Miembro Armadillos. La estratificación oblicua se encuentra únicamen-

te en el Miembro Almácigos. Este tipo de estructuras se encuentra en relación con la presencia de bancos muy delgados de arenitas con intercalaciones de lutitas que se suceden muy rápidamente.

El extremo suroriental del sinclinal de Jerusalén-Guaduas.— Si bien las características descritas anteriormente para cada uno de los miembros de la Formación San Juan de Río Seco se encuentran a todo lo largo del sinclinal, en una parte del flanco oriental y en la terminación periclinal, ligeramente al S de la población de Jerusalén, estas características son menos claras en el sentido de que morfológicamente resaltan menos. Contribuyen a esta causa dos factores importantes: por una parte la reducción notable en el espesor de los sedimentos y el paso gradual que se establece entre las unidades litoestratigráficas; por otra parte la vegetación y la falta de afloramientos nítidos son condiciones que aumentan las dificultades para establecer una cartografía detallada de cada uno de los miembros y de las unidades, que como en el Miembro Almácigos se pueden seguir dentro de este sinclinal. El primero de los factores anotados, es decir, la reducción del espesor, es ya un hecho que empieza a manifestarse en la Formación Hoyón o quizás ya en la Formación Seca, para disminuir en intensidad durante la sedimentación de la Formación San Juan de Río Seco. Recordemos en este sentido que en el extremo Sur del sinclinal falta el Hoyón. Para Raasveldt (1956) faltaría también en los alrededores de Jerusalén no solo la Formación Hoyón sino también los Miembros Armadillos y Almácigos de la Formación San Juan de Río Seco (Gualanday inferior y medio); así el Miembro La Cruz (= Gualanday superior) descansaría directamente sobre las lutitas rojas de la Formación Seca (= Formación Guaduas). El significado de esta laguna estratigráfica y la discordancia señalada por Raasveldt (1956) entre Jerusalén y Guataquí se discutirán en el capítulo de tectónica y en la evolución de la cuenca terciaria al S del Valle medio del Magdalena.

El límite entre las lutitas de la Formación Seca y la Formación San Juan de Río Seco es nítido en este extremo sur del sinclinal. El problema que se plantea ahora es si la Formación San Juan de Río Seco está completa o bien está representada únicamente por el Miembro La Cruz como ha señalado Raasveldt en su mapa fotogeológico (Hoja L-7, Girardot).

Para la solución del problema debe tenerse en cuenta la composición litológica especialmente de las gravas. Naturalmente aquí este criterio se complica por cuanto el Miembro Armadillos y el Miembro La Cruz tienen una composición litológica muy parecida.

Desde la terminación meridional del sinclinal de Jerusalén-Guaduas hasta cortar el camino que de Jerusalén conduce a La Virgen se encuentran en el flanco oriental, varios afloramientos que permiten seguir un nivel que destaca morfológicamente y que descansa sobre las lutitas rojas de la Formación Seca. Este nivel aparece generalmente enmascarado por los suelos y derrubios y solo es posible una observación directa en los cortes muy aislados e incompletos de algunas quebradas. Uno de estos afloramientos se encuentra al sur del camino mencionado. El contacto con las lutitas rojas de la Formación Seca no es nítido. El afloramiento está formado por un conglomerado de cantos de cuarzo y porcelanita, unidos por un cemento ferruginoso. Aunque en pequeña proporción se encuentran también algunos cantos de lutitas. Los cantos son de ta-

maño grande y pueden alcanzar hasta 25 cm. Los cantos de porcelanitas están poco rodados y presentan una forma más bien rectangular en relación con su fractura. La composición de este conglomerado es la siguiente: porcelanita 80%, cuarzo 18% y lidita 2%.

En la Quebrada del Tabaco, aguas arriba de la desembocadura de la Quebrada La Ceibita se encuentra otro afloramiento formado por un conglomerado muy compacto con cantos de cuarzo, porcelanita y lidita; el cemento es ferruginoso y tiene un color rojo dominante. Los cantos son de un tamaño máximo de 15 cm. La composición litológica de los cantos presenta el siguiente valor medio: porcelanita 85%, cuarzo 10%, lidita 5%.

El conjunto forma una masa compacta sin presentar una estratificación en bancos. Estos conglomerados descansan sobre las lutitas rojas de la Formación Seca que contienen algunos bancos de carbón.

Otro afloramiento queda situado a ambos lados de la Quebrada Apauta a unos tres kilómetros aproximadamente al sur de Jerusalén. Forma aquí una masa de gravas con cantos que alcanzan los 30 cm. La composición litológica de los cantos en varias muestras da el siguiente resultado promedio: cuarzo 3%, cuarcita 10%, lidita 1%, porcelanita 80% y arenita 6%. Entre las porcelanitas se encuentran algunos cherts rojizos. Aparte de la composición litológica es preciso señalar dos caracteres de estas gravas. Todos los cantos son bien rodados excepto los bloques de areniscas. Estas corresponden a proto-cuarcitas y se encuentran en bloques de hasta 40 cm muy irregulares. Por otra parte el cuarzo, se presenta siempre en tamaño pequeño no superior a los 2 cm.

La composición litológica de las gravas y conglomerados correspondientes a los tres afloramientos descritos encuadra perfectamente dentro de la Formación San Juan de Río Seco. No obstante el problema planteado era definir si estos afloramientos pertenecen al Miembro Armadillos o al Miembro La Cruz. Si bien la semejanza en la composición litológica de los cantos es bastante alta entre los Miembros Armadillos y La Cruz, en el primero, o sea en la base de la formación, anotamos ya una diferenciación de la base a la parte superior. Mientras en el muro predominan los cantos de rocas metamórficas sobre las sedimentarias (62,9% y 37,1% respectivamente) hacia el techo aparece una inversión (33,1% y 66,9% respectivamente); inversión que no se aprecia en el Miembro La Cruz. Ahora bien en todos los afloramientos en discusión el predominio es a favor de las rocas sedimentarias (87%) sobre las metamórficas (13%). En cuanto a la composición litológica deben situarse los conglomerados y gravas dentro de la parte superior del Miembro Armadillos. Otros dos caracteres vienen a confirmar la correlación anterior: primero la presencia de cantos de chert rojo; segundo el tamaño máximo de los cantos. Recordemos en este sentido que hay una nítida separación entre el Miembro Armadillos y el Miembro La Cruz y que en el primero el tamaño máximo aumenta de la base a la parte superior dentro de la masa de conglomerados y gravas. En los tres afloramientos que se tratan, los cantos de mayor tamaño son de 15-30 cm. La composición litológica del afloramiento de la Quebrada Apauta la dió a conocer ya Scheibe (1934, pp. 236), aunque sin señalar datos cuantitativos precisos. Scheibe dice textualmente: «El piso de Barzalosa se extiende sobre las dos lomas de considerable elevación, que están

situadas a ambos lados de la Quebrada *Apauta* entre *Andorra* y *Jerusalén*. Aún no se conoce la extensión que ocupa hacia el norte, en el valle del río Seco y de sus afluentes, pero allí se encuentran indicios de su presencia a juzgar por los grandes bloques sueltos. En las lomas entre *Andorra* y *Jerusalén* la transgresión del piso se manifiesta por una capa basal de conglomerados de pocos metros de ancho; compuesta de guijos de *plaeners*, que provienen del piso de Guadalupe. Estas guijas tienen con mucha frecuencia el tamaño de una papa, pero algunas llegan a ser mas grandes»....

De la descripción anterior, aún careciendo de datos cuantitativos se desprende que el tipo predominante de cantos son las porcelanitas (*plaeners*, en la terminología de Scheibe; nombre que se ha extendido hasta la literatura reciente).

Podemos concluir, pues, que en todo el extremo sur y suroccidental del sinclinal de Jerusalén-Guaduas el Miembro Armadillos está presente y descansa sobre las lutitas rojas de la Formación Seca. Por otra parte en todo este sector del sinclinal la Formación San Juan de Río Seco está completa, si bien se hace notoria una disminución del espesor y una variación de norte a sur en el sentido de que existen límites transicionales entre los miembros de la formación; hecho que junto con la falta de continuidad de los afloramientos y la existencia de derrubios dan lugar a que las unidades estratigráficas no se traduzcan en una expresión o carácter morfológico como sucede en el resto del sinclinal.

En cuanto a la relación que establece Scheibe entre las gravas de la Quebrada Apauta, al sur de Jerusalén, con el piso Barzalosa se trata seguidamente al hablar de la Formación Barzalosa.

Paleontología y edad.—Se va a considerar en primer lugar el área tipo de la Formación San Juan de Río Seco y después establecer algunas relaciones con las áreas de Gualanday y con el Valle Superior del Magdalena.

Los datos de que se disponen son en realidad muy escasos. Hubach (1931) establece que todos los sedimentos del sinclinal de San Juan de Río Seco corresponde al terciario medio sin mayor precisión y sin apoyar esta afirmación en bases paleontológicas. Van der Hammen (1957) considera en primer lugar como sincrónicas la formación que llamamos aquí San Juan de Río Seco y la Formación Gualanday. Partiendo de este supuesto establece que el Miembro Armadillos (= Gualanday inferior) es probablemente de edad eoceno medio, pero donde falta el Hoyón la edad es eoceno inferior y medio. El Miembro Almácigos (= Gualanday medio) sería de edad eoceno inferior-oligoceno medio distribuyéndose así: el Nivel de Lutitas eoceno superior, el Nivel de Areniscas oligoceno inferior y el Nivel de Lutitas oligoceno medio. El Miembro La Cruz (= Gualanday superior) corresponde, por lo menos en parte al oligoceno superior.

Posteriormente Raasveldt & Carvajal (1957) adaptan para esta área las mismas divisiones cronoestratigráficas propuestas por Van der Hammen.

Como ya se señaló en otro trabajo (Porta & Solé de Porta, 1962) no existe ninguna determinación palinológica ni de la región de Gualanday ni de la región de San Juan de Río Seco. La edad para estas formaciones se estableció en relación con su posición estratigráfica y con la idea de hacer coincidir las unidades cronoestratigráficas con las unidades litoestratigráficas.

Por el momento es prematuro querer asignar una edad segura a la Formación San Juan de Río Seco. Señalamos que hasta el presente se dispone de un solo dato palinológico (Porta & Solé de Porta, 1962) procedente de la parte superior del Nivel de Lutitas, junto al Nivel de Areniscas del Miembro Almácigos. Este dato queda aislado entre una importante masa de sedimentos hasta el presente completamente estériles. Este aislamiento es todavía mayor si se considera que en un espesor de 1,504 m que corresponden a la Formación Hoyón y la Formación San Juan de Río Seco solo se conocen dos análisis palinológicos y aún ambos se encuentran separados por un paquete de sedimentos de 804 m.

Si bien estos datos no se pueden considerar suficientes para una determinación segura por lo menos permiten plantear nuevos problemas de correlación. Por el momento, en relación con los resultados generales establecidos por Van der Hammen en su diagrama polínico, dos factores hacen incompatible la edad eoceno inferior para la parte baja (Nivel de Lutitas) del Miembro Almácigos: Primero, la edad oligocénica de la Formación Hoyón sobre la que yace la Formación San Juan de Río Seco. En segundo lugar la presencia de *Verrucatosporites usmensis* en la base del Miembro Almácigos, forma que hace su aparición en el oligoceno inferior. Tentativamente, pero sometida a nuevas comprobaciones, se puede considerar la Formación San Juan de Río Seco como oligoceno sin mayores precisiones.

Es lógico que habiéndose extendido el nombre de Formación Gualanday a los sedimentos que se acaban de tratar, se analicen las edades asignadas al Gualanday en su área tipo y a las sucesiones del Valle Superior del Magdalena a las cuales se les ha aplicado la misma nomenclatura.

Ningún dato paleontológico concreto sobre esta área se ha publicado hasta Porta & Solé de Porta (1962, pp. 79). La presencia de *Cicatricosisporites* y *Verrucatosporites usmensis* procedente de una capa de carbón dentro de las lutitas superiores del Gualanday medio; señalarían en relación con el diagrama de Van der Hammen una edad no más antigua al oligoceno inferior. Los datos son también demasiado escasos para determinaciones precisas. Es probable que se trate también de un oligoceno.

No vamos a detallar aquí cada una de las edades asignadas a la Formación Gualanday por los diversos autores. El cuadro adjunto (figura 36) es suficientemente explícito en este sentido, señalamos aquí que algunos autores tienden a colocar el Gualanday dentro del oligoceno y aún más alto.

Por último quedan en el Valle Superior del Magdalena los sedimentos que se han incluido bajo la determinación de «Serie», «Grupo» y Formación Gualanday. De todos ellos dos tienen gran importancia por contener una fauna de Vertebrados.

En Chaparral (Departamento del Tolima) Stirton localizó y determinó la siguiente fauna procedente del Alto de San José: Teleostomi, Salientia, Chelonia, Eusuchia, Megalonchoidea, Incertae Saedis: *Lophiodolodus chaparralensis* Stirton, *Protheosodon* Astrapotheria.

Litoestratigráficamente Stirton (1953) coloca esta fauna dentro de la Formación Tuné según la nomenclatura de la Texas correspondiente al Grupo

Gualanday. La edad de esta fauna según Stirton (1946 b y 1953) indicaría un oligoceno inferior.

No se conocen datos respecto a la composición de los niveles de conglomerados ni tampoco hay evidencias de que se distingan las tres unidades que resaltan morfológicamente en el área de Gualanday. No se puede pues con base en estos datos paleontológicos afirmar que la Formación Gualanday sea oligoceno inferior por cuanto se desconoce que relaciones litoestratigráficas tienen los sedimentos del Alto de San José con los de Gualanday.

En Coyaima (Departamento del Tolima), localidad situada más al norte que la de Chaparral y por consiguiente más próxima al área tipo de la Formación Gualanday, Henao (1950) señala que el Honda reposa discordante al parecer sobre los conglomerados del Gualanday formados por fragmentos angulares de cherts (plaeners) del Guadalupe con muchos foraminíferos. Henao considera la edad del Honda en Coyaima como oligoceno superior.

Por la carretera que de Coyaima conduce a Ataco, a unos 6 km de la primera localidad, Stirton (1953) determinó una fauna de Vertebrados (*) que colocó en el oligoceno superior. La fauna se encuentra en capas con numerosos cantos de cuarzo y andesita. Stirton (1953, pp. 611) señala que litología corresponde a la señalada por Butler (1942) para la Formación Honda, aunque él considera el Honda con un rango superior, es decir, como Grupo Honda.

Es evidente que las descripciones del Gualanday y del Honda que dan Henao y Stirton respectivamente, corresponden a la descripción litoestratigráfica de ambas formaciones. En este sentido el Gualanday en la región de Coyaima quedaría situado probablemente en el oligoceno. Insistiremos más sobre los caracteres litológicos del Gualanday y de esta región al tratar el problema de las correlaciones de la Formación San Juan de Río Seco.

Distribución geográfica de la Formación San Juan de Río Seco. Medios de depósito.—En el sentido que se ha definido aquí, la Formación San Juan de Río Seco se encuentra desarrollada en ambos flancos del sinclinal de Jerusalén-Guaduas. Aún manteniéndose las características fundamentales descritas en las respectivas secciones tipo se pueden señalar variaciones dentro de esta área. Hacia el extremo sur del flanco occidental los límites entre las unidades del Miembro Almacigos presentan límites transicionales que en consecuencia enmascaran la diferenciación morfológica entre ellas. Por otra parte existe en el flanco oriental una disminución de espesor de norte a sur. También en este sentido debe señalarse que el flanco occidental es más potente que el oriental.

Hubach (1931) señala dentro del sinclinal de Jerusalén-Guaduas una disminución del tamaño del grano de sur a norte. No obstante Hubach no tiene en cuenta aquí la existencia de la Formación Hoyón que seguramente engloba dentro del Gualanday; naturalmente en estas condiciones es difícil apreciar las variaciones en el tamaño del grano. Hubach señala también un cambio en la composición litológica de los cantos dentro del conjunto inferior entre el área de Gualanday-Chicoral y la de San Juan de Río Seco, en el sentido de que en la región de Apauta y en Tocaima los cantos son casi exclusivamente

(*) La lista se incluye al tratar de la paleontología del Grupo Honda.

de liditas que proceden de la Formación Guadalupe. Relaciona estos cambios con la discordancia del Gualanday sobre el cretácico.

La composición petrográfica de los cantos de la Formación San Juan de Río Seco, tanto en el Miembro Armadillos como en el Miembro La Cruz, corresponden a unas gravas y a veces un conglomerado maduro (oligomítico). Las arenitas de los miembros Armadillos y Almacigos corresponden a subgrauvacas que por la pequeña proporción de fragmentos de roca se sitúan en el límite de las protocuarzitas y prácticamente las arenas del miembro superior de la Formación pueden incluirse en este tipo. Aunque no se han obtenido secciones delgadas, las arenas presentan una escasa proporción de feldespatos que se encuentran en las fracciones más finas.

Llama especialmente la atención la composición de las gravas y conglomerados en relación con la composición que se presentaba en la Formación Hoyón. Dentro de las arenitas las correspondientes a la Formación San Juan de Río Seco son subgrauvacas, mientras que las arenitas de la Formación Hoyón son arcosas y están en relación con las gravas y conglomerados mineralógicamente no maduros (polimíticos). Aunque no se ha realizado un estudio completo de los minerales pesados a través de la formación, las varias placas examinadas presentan una composición con predominio de los minerales opacos: magnetita, ilmenita y leucoxeno; también están presentes rutilo y zircón. La hornblenda se encuentra en una proporción muy baja. La composición de los minerales pesados está en relación con la madurez de las gravas y de las arenitas.

Todo indica que al pasar de la Formación Hoyón a la Formación San Juan de Río Seco ha cambiado la fuente que suministraba los sedimentos. Evidentemente el alto grado de madurez de los sedimentos de la Formación San Juan de Río Seco indica que no proceden de la Cordillera Central. Faltan no solo cantos de rocas ígneas sino también los cantos de rocas metamórficas. La abundancia de cuarzo y principalmente de porcelanitas señala más un origen a partir de rocas sedimentarias que a su vez tenían ya un grado elevado de madurez. La presencia de cantos de conglomerados con una composición idéntica a los de la Formación Cimarrona y Formación La Tabla hablan en favor de que el cretácico superior ha sido la fuente que suministraba los sedimentos. La abundancia de cantos de porcelanita con foraminíferos que se encuentran al sur de Jerusalén en el Miembro Armadillos, y como veremos después en la región de Barzalosa (Formación Barzalosa de Scheibe, Jiménez, Lleras y otros autores) comprueban esta afirmación. Se plantea ahora el problema de la localización del área que suministró estos materiales. El mayor espesor de sedimentos que se concentra en el flanco occidental del sinclinal y la ausencia de cretácico determinada en los pozos perforados al occidente de la falla de Cambrás, inducen a situar la fuente que suministró los sedimentos de la Formación San Juan de Río Seco, en el área comprendida entre la Falla de Cambrás y las estribaciones orientales de la Cordillera Central.

Sin duda la falla de Cambrás ha tenido un papel preponderante en la sedimentación del terciario jugando en sentidos opuestos a través del tiempo. Los movimientos de esta falla así como la basculación general del área se analizarán ampliamente en el Capítulo de Tectónica y al tratar de la evolución de la cuenca terciaria en el sector sur del Valle Medio del Magdalena.

La presencia de cantos bien redondeados tanto en el Miembro Armadillos como en el Miembro La Cruz no es condición necesaria para que los sedimentos hayan sufrido un largo transporte, si se tiene en cuenta que todo el material es resedimentado del cretácico. Los cantos de porcelanitas si son grandes, son los menos redondeados en virtud de su fractura rombooidal típica. Igualmente la baja proporción de cantos de cuarzo de pequeño tamaño que se presenta en relación con la abundancia de porcelanitas se explica por la facies más arenosa que en general presenta el cretácico que aflora en la Cordillera Alonso Vera, en el Alto de La Cruz, su prolongación hacia el NE y en la región al sur de Jerusalén. También los cantos de cuarzo que se encontraban en la formación cretácica de La Tabla son en general de tamaño pequeño.

El predominio de niveles detríticos gruesos en la base y en el techo de la formación, es decir, miembros Armadillos y La Cruz respectivamente, debe estar en relación con la elevación del relieve y el movimiento de la falla de Cambrás; mientras que la sedimentación del Miembro Almácigos debe representar un episodio de estabilidad en el que se depositan un predominio de lutitas. Probablemente se establecieron en esta región un conjunto de lagunas en las que la fuerte evaporación daba lugar a que empezara a depositarse algo de yeso. Esta estabilidad alternaba con períodos de mayor actividad erosiva que permitían la sedimentación de bancos de arenitas. Estas últimas condiciones fueron propicias para la formación de los bancos detríticos de grano medio que constituyen el nivel medio del Miembro Almácigos. La presencia de algunas estructuras dentro de estas arenitas como por ejemplo la estratificación oblicua (fotografía 31) indicaría la existencia de unos aportes activos sobre un fondo irregular con obstáculos.

La desaparición del Hoyón en el extremo sur del flanco oriental del sinclinal de Jerusalén-Guaduas plantea la existencia de una laguna estratigráfica de grandes proporciones en la interpretación de Raasveldt (1956) quien admite que no solo falta el Hoyón sino también el Gualanday inferior y medio.

Van der Hammen (1958) dice claramente que«el Gualanday inferior probablemente es eoceno medio, pero donde falta la Formación del Hoyón la edad no se puede establecer más exactamente que del eoceno inferior y medio».

Esta cronoestratigrafía de Van der Hammen plantea la relación entre Hoyón y Gualanday inferior de la siguiente manera: o bien como han señalado Téllez & Navas (1962), donde se presenta el Hoyón este corresponde a una facies lateral del Gualanday inferior, o bien el Gualanday inferior es una unidad litoestratigráfica que cruza la línea del tiempo. En el sinclinal de Jerusalén-Guaduas ambas soluciones quedan descartadas por cuanto el Hoyón pierde gradualmente el espesor de norte a sur y llega a desaparecer a la altura de Quipile quedando definido el contacto Formación Seca-Formación San Juan de Río Seco por una discordancia. Quedarían estas interpretaciones para relacionar la Formación Gualanday con la Formación San Juan de Río Seco, pero tratándose de dos cuencas separadas la solución con bases estratigráficas no es posible. Los datos paleontológicos darán la solución al problema planteado. Se debe añadir todavía que careciendo de datos paleontológicos del Gualanday inferior y del Miembro Armadillos resulta incluso vano plantear el problema.

FORMACION BARZALOSA

A pesar de que actualmente el nombre de Formación Barzalosa esté en desuso y que tanto su sección como su área tipo se encuentran fuera de la región estudiada es preciso hacer algunas consideraciones acerca de ella por dos motivos: primero su nombre se empleó para designar en parte los sedimentos que reposan sobre la Formación Seca, en el extremo sur del sinclinal de Jerusalén-Guaduas; en segundo lugar por las diferentes relaciones que se han establecido entre las formaciones Barzalosa, Gualanday y Honda.

Es Scheibe (1934, pp. 46) el primero que utiliza el nombre de Piso de Barzalosa para denominar la sucesión detrítica que recubre en discordancia a la Formación Guaduas en la región de Girardot. Propone este nombre para la sucesión estratigráfica que es similar a la del Gualanday al W del Río Magdalena. El nombre de Barzalosa fué tomado del caserío de Barzalosa donde según Scheibe (1934, pp. 46) se distinguen tres conjuntos: El Conjunto inferior consta de arcillas abigarradas con capas de conglomerados; los cantos son casi exclusivamente fragmentos rodados de plaeners. Conjunto medio formado por arcillas con vetas de yeso. Conjunto superior en el que predominan las arcillas con intercalaciones de areniscas rojas. Son frecuentes las grandes bolas lentejosas (septarias). El espesor total del Barzalosa es de 300 m.

Jiménez (1934) y Lleras Codazzi (1934) describen también la estratigrafía del Barzalosa en su localidad tipo. Más tarde Scheibe (1934 a, pp. 63-64) indica que tanto el Piso de Barzalosa como el de Honda deberían estimarse estratigráficamente equivalentes ya que ambos se apoyan sobre la misma base: el Guaduas. Sin embargo, señala que en los cantos de los pisos Barzalosa y Gualanday no se encontró ninguna roca volcánica, mientras que en los conglomerados del Honda hay algunas dacitas y andesitas.

Weiske (1938, pp. 45-46) anota que al N de Girardot la Formación Barzalosa aflora por debajo de las Capas de Girardot. Los conglomerados de la Formación Barzalosa están formados por cantos de cuarzo, plaeners y lidita, sin rocas volcánicas. Al referirse a la composición de las Capas de Girardot dice: «Las capas de conglomerado consisten principalmente en cuarzo, pedernal y plaener y en segundo término fragmentos de esquistos cristalinos y rocas eruptivas, aparecen unas pocas porciones de andesita y porfirita en una proporción muy escasa, pero cuya existencia no puede ponerse en duda».

Raasveldt (1956) aplica el nombre de Formación La Cira a todos los sedimentos que descansan sobre el Guaduas en la región de Barzalosa. La Formación La Cira en el sentido de Raasveldt incluye el Piso de Barzalosa de Scheibe.

Stutzer (1934, pp. 183)) sigue la interpretación de Scheibe al emplear el nombre de Gualanday para los sedimentos que descansan sobre el Guaduas al oeste de Girardot y reservando el nombre de Barzalosa para los sedimentos que se encuentran al este de Girardot y que se apoyan igualmente sobre el Guaduas.

Weehler (1935, p. 24) basándose en los datos de Scheibe coloca el Barzalosa directamente sobre el Guaduas, pero según se deduce de su columna,

considera a la Formación Barzalosa más antigua y diferente de la Formación Guanday.

Butler (1939) sugiere una nomenclatura que combina al mismo tiempo la nomenclatura del Valle Medio con la del Valle Superior del Magdalena. Aplica el nombre de Barzalosa a lo que se ha llamado aquí Formación San Juan de Río Seco. Butler (1939, pp. 99) incluye también dentro de la Formación Barzalosa los sedimentos que forman la parte más superior del sinclinal de Jerusalén-Guaduas, es decir, la Formación Santa Teresa (= Formación La Cira de Van der Hammen y de Raasveldt).

Hatfield (1944) intenta también un ensayo de correlación estratigráfica entre las diferentes nomenclaturas en uso dentro del Valle Medio del Magdalena (entre Honda y el Banco). Según este cuadro de correlaciones La Troco emplea el nombre de Formación Barzalosa para designar los sedimentos que se superponen al Cacho y se encuentran por debajo de la Formación Honda, en el sector Honda-Gamarra. Como no se conocen datos litológicos de esta terminología es de suponer que se ha empleado, por lo que al término Barzalosa se refiere, de acuerdo a la definición de Scheibe. Así comprendería la Formación San Juan de Río Seco y posiblemente la Formación Santa Teresa. Ambas formaciones se extienden por el sinclinal de Guaduas bastante más al norte de esta localidad. La base de la Formación Barzalosa queda al igual que en la nomenclatura de Butler (1939) menos precisa. Lógicamente en ninguno de los casos debería incluir la Formación Hoyón.

La sucesión estratigráfica en el Caserío de Barzalosa.—En los alrededores del Caserío de Barzalosa aflora una sucesión estratigráfica formada por bancos de conglomerados y gravas con intercalaciones de lutitas. Todo el conjunto presenta un color rojizo predominante. Este conjunto inferior destaca morfológicamente formando una pequeña cuesta. Aunque no se ha podido obtener una estratigrafía detallada su potencia se estima que es alrededor de unos 100 m. A continuación sigue una sucesión de lutitas en general de color grisáceo con frecuentes vetas de yeso que se explotan en algunas localidades (Minas de El Yesal). En esta parte de la sucesión las arenitas están prácticamente ausentes. Corresponde a la «Zona de yeso» de Scheibe.

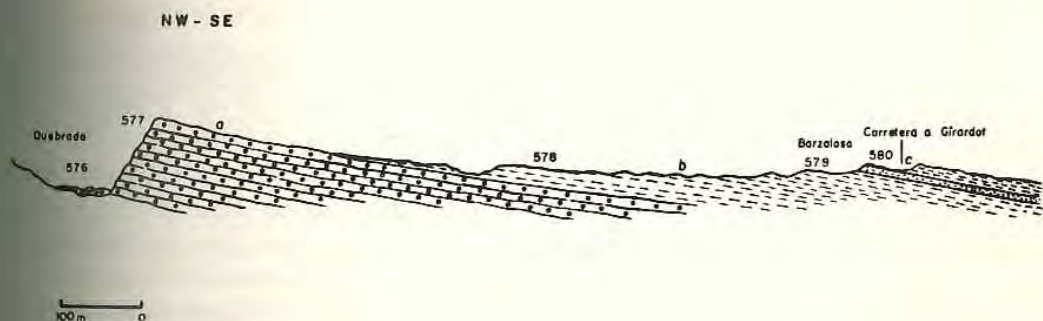


FIGURA 24.—Estratigrafía del terciario (Formación Barzalosa) junto al Caserío de Barzalosa (Departamento de Cundinamarca).

Por encima viene un conjunto de lutitas violáceas, grises y amarillentas con capas de areniscas generalmente ferruginosas. Esta parte de la sucesión corresponde a la llamada «Zona de capas distintas» de Scheibe. En la base de esta unidad Scheibe describió la presencia de septarias.

En realidad estas estructuras corresponden a nódulos de forma más o menos esférica con vetas de calcita mezclada con limonita que se cruzan irregularmente. El resto del nódulo está formado por una masa de esferulitos.

En conjunto se distinguen las unidades señaladas por Scheibe (1934), Jiménez (1934) y Lleras Codazzi (1934). La importancia de los niveles lutíticos hace difícil determinar una potencia exacta de estos sedimentos, que no debe ser muy superior a los 300 m como han señalado estos autores.

Las gravas y conglomerados de la base están formados por cantos de cuarzo y chert principalmente de tipo porcelanita. En general predominan los cherts sobre el cuarzo. Después de realizados varios análisis se puede dar en líneas generales la siguiente proporción promedio: cuarzo 14,1% y chert 85,9%. La composición litológica de los cantos señala una extraordinaria analogía con la de la parte superior del Miembro Armadillos de la Formación San Juan de Río Seco.

Los cantos de cuarzo son generalmente pequeños, raramente son superiores a los 2 cm de diámetro. Los de chert están mal rodados y son de tipo porcelanita lo cual está en relación con su fractura romboidal.

El conjunto inferior en el que predominan los elementos detríticos gruesos se apoya sobre unas lutitas rojas que todos los autores han venido considerando como pertenecientes a la Formación Guaduas. Esta denominación se basa principalmente en la presencia de pequeños bancos de carbón y en su posición estratigráfica encima del cretácico superior. Por lo menos en los alrededores de Barzalosa no se puede apreciar el tipo de contacto entre las lutitas rojas y las gravas. Todos los autores coinciden en asegurar que la Formación o «Piso» de Barzalosa es discordante sobre la Formación Guaduas.

Paleontología y edad de la Formación Barzalosa.—Hasta el presente la Formación Barzalosa no ha suministrado ningún dato paleontológico. Su edad varía según los autores desde el eoceno al mioceno, como se puede apreciar en la figura 36. La edad se ha determinado en relación con su posición estratigráfica y por su correlación con la Formación Gualanday.

Correlaciones.—Scheibe (1934) es el primero que relaciona la Formación Barzalosa con la Formación Gualanday. Teniendo en cuenta los caracteres litológicos, si bien la composición del conjunto inferior de la Formación Barzalosa es análoga a la del Gualanday inferior, sin duda la semejanza es mucho mayor con el Miembro Armadillos de la Formación San Juan de Río Seco. La litología de las capas situadas por encima del conjunto inferior y su disposición estratigráfica ya no guardan una relación directa con la Formación Gualanday. En Barzalosa no se distinguen ni el Gualanday medio ni el Gualanday superior. En conjunto todo el Barzalosa es más lutítico. Naturalmente que también cabe una correlación del Barzalosa con la Formación San Juan de Río Seco. Especialmente si se tiene en cuenta que en el extremo sur del sinclinal de Jerusalén-Guaduas tampoco es posible separar los miembros Almacigos y La Cruz,

mientras que más al norte del mismo sinclinal la diferenciación es nítida. Todavía podemos añadir que de intentarse una correlación entre la Formación Barzalosa y la Formación San Juan de Río Seco ésta podría establecerse así: El conjunto inferior del Barzalosa sería equivalente al Miembro Armadillos, mientras que el conjunto medio y superior se correlacionarían con el Miembro Almácigos. Capitas irregulares y discontinuas de yeso vimos que se encontraban también en las lutitas rojas del Miembro Almácigos. Quedaría aquí sin representación litológica dentro de la Formación Barzalosa el equivalente del Miembro La Cruz.

La ausencia de datos paleontológicos no permite en el momento actual asegurar ninguna correlación entre las formaciones Barzalosa, Gualanday y San Juan de Río Seco. Todos los intentos en este sentido no pasan de simples especulaciones.

La Formación Barzalosa por algunos caracteres guarda más relación con el área de Gualanday-Chicoral, mientras que por otros su relación es más estrecha con el área del sinclinal de Jerusalén-Guaduas. En el primer caso falta todo vestigio de la Formación Hoyón, descansando directamente el Gualanday y el Barzalosa sobre las lutitas rojas de la Formación Guaduas. En el segundo caso la relación con la Formación San Juan de Río Seco es más estrecha desde el punto de vista de la composición litológica de los cantos.

El nombre de Formación Barzalosa se ha extendido también hacia el extremo sur del Valle Medio del Magdalena. Así Stutzer (1934, pp. 179) en la sección Honda-Guaduas aplica el nombre de Formación Barzalosa a los sedimentos que afloran entre el Río Seco y la base de la Formación Cimarrona; Stutzer cree que estos sedimentos corresponden a la parte inferior de la Formación Honda y que con base a la división del Honda en una parte inferior no andesítica y una superior andesítica, el Barzalosa correspondería al Honda inferior; correlación ya prejuzgada por Scheibe. En realidad esta parte de la sección corresponde al Honda superior. (Butler 1942; Raasveldt & Carvajal 1957, etc.; figura 36 y mapa Hoja No. 1 de este trabajo.) Stutzer aplica también el nombre de Barzalosa a todos los sedimentos comprendidos entre la falla de Cambao y el Alto del Sargento, englobando bajo esta denominación las formaciones: Cimarrona, Seca y Hoyón.

Hacia el sur de Girardot por una gran parte del Valle Superior del Magdalena se ha extendido el nombre de Formación Barzalosa. Royo y Gómez (1945) lo utiliza en Chaparral en el supuesto de que la Formación Gualanday y la Formación Barzalosa son equivalentes. Henaó (1950) emplea el nombre de Formación Barzalosa para designar los conglomerados sobre los que descansa en discordancia la Formación Honda.

Raasveldt (1956) en la región de Tocaima-Girardot coloca toda la sucesión estratigráfica comprendida entre las Formaciones Guaduas y Honda bajo la denominación de Formación La Cira.

Es evidente que la Formación La Cira en el sentido de Raasveldt engloba la Formación Barzalosa de Scheibe. Esta apreciación se debe a la presencia de niveles de moluscos de agua dulce que según este autor aparecen cerca de Girardot. Con base a estos datos Raasveldt correlaciona la Formación La Cira de la región de Tocaima-Girardot con la Formación Santa Teresa (= Formación La Ci-

ra) del sinclinal de Jerusalén-Guaduas y con la Formación La Cira del Valle Medio del Magdalena donde aparecen también niveles de moluscos de agua dulce. Aunque Raasveldt (1956) basa su cronoestratigrafía en datos palinológicos no se conoce ninguna determinación en tal sentido ni dentro del área de Tocaima-Girardot ni en el sinclinal de Jerusalén-Guaduas. Las edades se basan en las correlaciones y no las correlaciones en los datos paleontológicos.

Con la nomenclatura de Raasveldt la Formación Barzalosa no podría de ninguna manera correlacionarse cronoestratigráficamente con el Gualanday. Esta posición aceptada por Raasveldt y por Van der Hammen indica que afloramientos con la misma composición litológica, situados en áreas próximas, no necesariamente deben corresponder a la misma edad. De lo que se infiere que las formaciones litoestratigráficas pueden cruzar la línea del tiempo. Situados en este plano resulta contradictoria la correlación de estos autores entre las formaciones Gualanday (área de Gualanday-Chicoral) y San Juan de Río Seco (= Formación Gualanday de Raasveldt y Van der Hammen en el sinclinal de Jerusalén-Guaduas) toda vez que faltan los datos paleontológicos y las únicas bases son los caracteres litológicos como señalamos anteriormente (Porta & Solé de Porta, 1962).

Wheeler 1935, (pp. 24 y 31) correlaciona la Formación Barzalosa con la Serie Chorro del Valle Medio del Magdalena y considera que el horizonte fosilífero de Los Chorros equivaldría a la parte superior de la Formación Barzalosa.

Butler (1936, tabla I y pp. 99) correlaciona la Formación Barzalosa con la Serie Mugrosa y Colorado. El horizonte de fósiles que cita Anderson (1928) como horizonte de *Corbula bettmeri* entre Facatativá y Cambao (Formación Santa Teresa) correspondería tentativamente, según Butler con el horizonte fosilífero de La Cira en el Valle medio del Magdalena y quedaría situado en el techo de la Formación Barzalosa de Scheibe. Según esta interpretación de Butler la Formación Barzalosa comprendería en la región de San Juan de Río Seco no solo la Formación San Juan de Río Seco (= Gualanday) sino también la Formación Santa Teresa (= La Cira de Raasveldt y Van der Hammen).

Según Hatfield (1944) la Troco extiende el nombre de Formación Barzalosa en el sector de Honda-Gamarra. No existen datos publicados referentes a la descripción del Barzalosa en esta región, pero si se aplica en el sentido de Scheibe debe corresponder a la Formación San Juan de Río Seco localizada en el extremo norte del sinclinal de Jerusalén-Guaduas. La correlación de Hatfield presupondría que incluye también la formación Santa Teresa toda vez que correlaciona el Barzalosa con las formaciones Chorro, Mugrosa y Colorado. Vemos aquí la discrepancia con las correlaciones de Wheeler expresadas en la figura 36.

CONCLUSIONES

La Formación Barzalosa tal como la definió Scheibe y sus colaboradores se presenta como un conjunto de sedimentos predominantemente lutíticos comprendidos entre el Guaduas y la Formación Honda. De las divisiones establecidas dentro de la Formación Barzalosa, el conjunto inferior de gravas es el más individualizado. La separación entre el conjunto medio y el conjunto superior es menos notoria en la mayoría de secciones, si bien se puede aceptar