

# Geología de la región occidental de García Rovira

M. Julivert (\*)

**RESUMEN.**—Se estudia la zona cretácica que forma el límite E del macizo de Santander, en el sector de García Rovira. El cretácico en esta zona presenta un espesor inferior a los 2.000 m. Sus rasgos más característicos son, su carácter transgresivo sobre el macizo y el aumento en importancia de los niveles de areniscas, en comparación con las áreas situadas al W del macizo de Santander. Por lo que respecta a la formación Girón (jura-triásico), es de destacar que falta a todo lo largo del borde del macizo, aparece muy reducida algo más al E y va aumentando progresivamente de espesor hacia el oriente aunque sin llegar a sobrepasar los 150 m; al W del macizo el Girón aumenta también de espesor al ir alejándose del mismo pero este incremento de espesor es mucho más rápido. Desde el punto de vista tectónico pueden distinguirse tres unidades, dos áreas de tipo sinclinal orientadas de N a S y entre ellas un área compleja anticlinal. Los contactos entre este complejo anticlinal y las zonas sinclinales que lo limitan son fallados. El complejo anticlinal tiende a ser algo extrusivo cabalgando ligeramente ambas áreas sinclinales limitantes. El estilo tectónico de la región es un estilo de pliegues y fallas que contrasta vivamente con la estructura al W del macizo de Santander que es muy simple, de grandes bloques limitados por fallas casi verticales; es de señalar que esta región tabular se sitúa precisamente al W del macizo donde el espesor del mesozoico es mayor que en la zona al E del mismo, en la cual se desarrolla una tectónica de pliegues y fallas.

**ABSTRACT.**—This is a study of the cretaceous with in the Garcia Rovira area forms the easter limit of the Santander Massif. The cretaceous here has a thickness of less than 2.000 meters. Its most characteristic features are its transgressive character on the massif and the increase in importance of the sandstone horizons as compared with the areas situated to the west of the Santander Massif. With regard to the Giron Formation (Jura-Trias) it should be pointed out that it is missing along the whole border of the Massif; it appears on a very minor scale somewhat further to the east where it increases in thickness as one recedes from it, but here this increase is far more rapid. From the tectonic point of view three units can be observed: two of a synclinal tipe with a N-S trend and between them a complex anticlinal area. The contacts between this anticlinal complex and the neighboring synclinal zones are faults. The anticlinal zone tends to be somewhat extrusive and is slightly overthrust on both the neighboring sinclinal areas. The tectonics of the region are characterized by a series of folds and faults which contrast vividly with the structure to the west of the Santander Massif which is very simple and there consist of large blocks delimited by almost vertical faults, it should be pointed out that in this block faulted zone immediately to the west of the massif the sedimentary section (Giron + Cretaceous) is far thicker than in the zone to the east of the massif where there is a development consisting of folds and faults.

(\*) Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.

**RESUME.**—On fait l'étude du mésozoïque du secteur W de Garcia Rovira, lequel constitue la limite E du massif de Santander. L'épaisseur du crétacé n'atteint les 2.000 m; ses traits les plus remarquables sont, le caractère transgressif sur le massif et la présence de niveaux de grès beaucoup plus importants et nombreux que ceux qui affleurent du côté W du massif. La formation Giron (jura-triasique) manque tout le long du bord du massif, apparaît vers l'Est et son épaisseur augmente progressivement jusqu'à atteindre à peu près 150 m; à l'Ouest du massif le Giron se fait de plus en plus épais vers l'occident, c'est à dire que le Giron s'amincit et disparaît sur le massif. Du point de vue tectonique on aperçoit trois unités orientées N-S, un complexe anticlinal limité par deux unités sinclinales. Les contacts du complexe anticlinal avec les unités qui le limitent à l'Est et l'Ouest sont des failles inverses ce qui donne au complexe anticlinal une allure légèrement extrusive. La tectonique vient caractérisée par la présence de plis et de failles, ce qui contraste avec la structure très simple à l'Ouest du massif, cette structure est constitué par des grands blocs à couches horizontales limités par des failles. On doit remarquer que cette structure si simple se développe à l'Ouest du massif où le mésozoïque (Giron + Crétacé) est plus épais que du côté E.

#### CONTENIDO

##### INTRODUCCION

##### ESTRATIGRAFIA

La Formación Girón

El cretácico

La serie del valle del río Cámara

La serie del valle del Servitá

Conclusiones: el problema de los niveles basales

Comparación con la estratigrafía al W del macizo de Santander

##### TECTONICA

La zona del río Cámara - Molagavita

El borde oriental del macizo de Santander

La estructura de la zona Guaca-San Andrés-Molagavita

La zona divisoria anticlinal

La zona occidental

La zona oriental

El valle del Servitá

Estructuras transversales

Estructura de conjunto; estilo tectónico

Comparación con las áreas al W del macizo de Santander

##### CONCLUSIONES

##### BIBLIOGRAFIA

#### INTRODUCCION

El macizo de Santander forma un extenso afloramiento alargado de N a S de rocas antiguas, igneas y metamórficas que forman el zócalo sobre el que se desarrolló la sedimentación mesozoica. En el presente trabajo se estudia la zona cretácica que limita el macizo por el E, en el sector de García Rovira (Departamento de Santander). La zona estudiada comprende parte de los valles de los ríos Cámara y Servitá, ambos afluentes del Chicamocha, y se extiende desde Guaca a Capitanejo, o sea que es el área situada inmediatamente al N del sector en que el río Chicamocha apartándose de su orientación longitudinal a las estructuras, corta transversalmente el macizo de Santander.



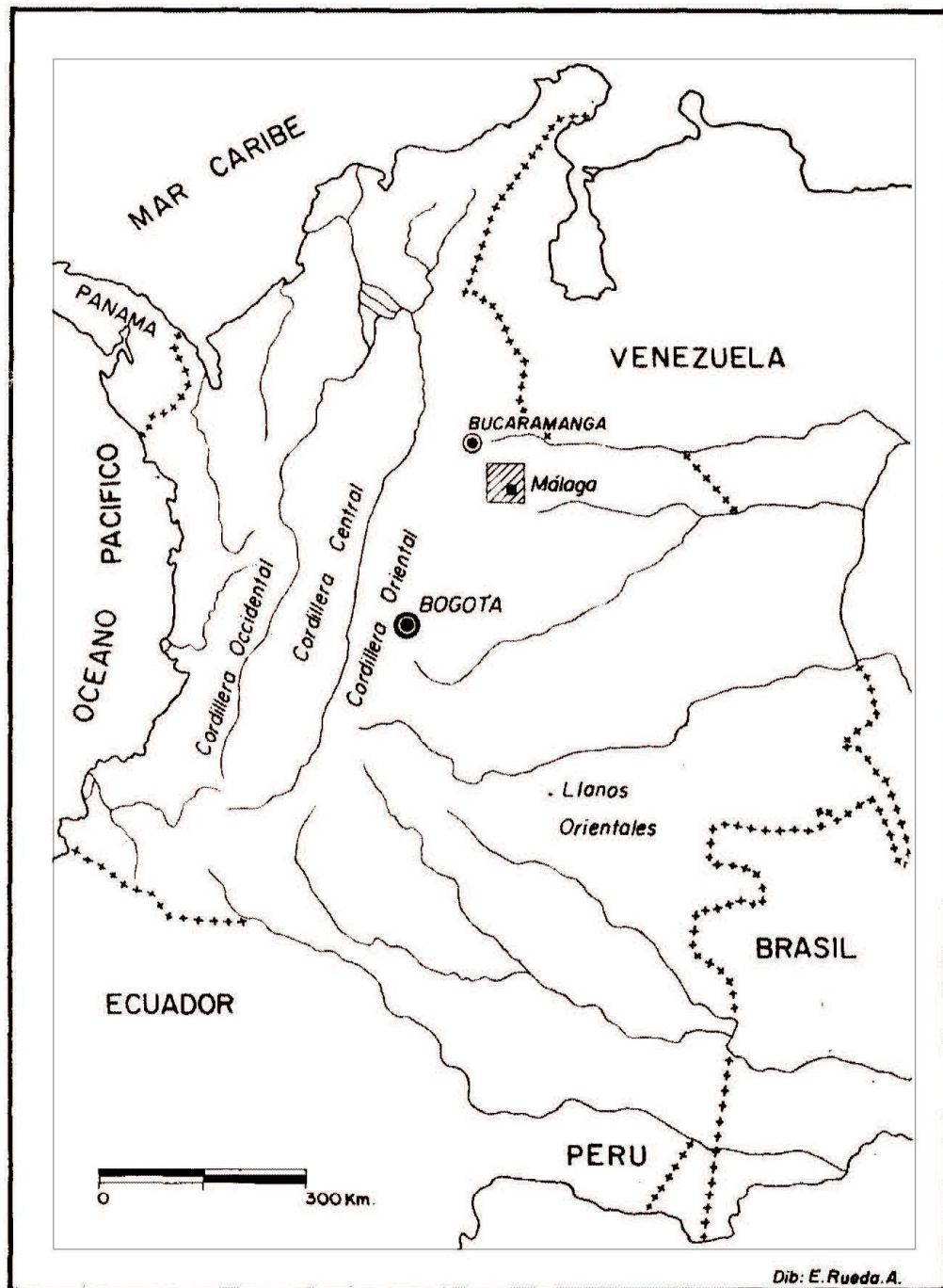


FIGURA 1.—Situación de la región estudiada.

## ESTRATIGRAFIA

Dejando aparte los materiales constituyentes del macizo de Santander, existen dos conjuntos discordantes, igual que para el sector al W del macizo: la formación Girón y el cretácico; el estudio estratigráfico va a limitarse a estos dos conjuntos. Los materiales que forman el macizo en este sector son claramente discordantes con el Girón o el cretácico y están formados por un conjunto de pizarras metamórficas y cuarcitas, el metamorfismo no es en general muy acusado. A lo largo de la carretera de Guaca a Los Cueros aparecen además granitos.

### LA FORMACION GIRON

La formación Girón alcanza su máximo desarrollo al W del macizo de Santander (Scheibe 1938; Brückner 1954; Hubach 1957; Julivert 1958 a; R. L. Langenheim 1959; J. H. Langenheim 1959) y adelgaza sobre el macizo hasta desaparecer, (Julivert 1958, 1959) encontrándose el cretácico descansando directamente sobre el zócalo. Al E del macizo, y por lo que se refiere al sector estudiado en este trabajo, el contacto entre el metamórfico y el mesozoico es normal. A lo largo de este contacto el Girón prácticamente falta en el sector comprendido entre Guaca y Molagavita; tan solo en Puente Berber, cerca de la confluencia de los ríos Congreso y Cámara, y en la zona de Molagavita existe un Girón extremadamente reducido. Más al E el Girón se hace más espeso aflorando entre Pangua y Pangote así como en la quebrada del Salado, cerca de Miranda, no obstante el espesor del Girón en las localidades citadas no pasa de ser del orden de los 100-150 m. Así pues, tanto al E como al W del macizo de Santander tiene lugar una disminución de espesor del Girón hacia el macizo, hasta llegarse a la desaparición de este Girón en un área que para el sector que se está considerando coincide aproximadamente con el actual macizo. Por tanto puede decirse que el Girón adelgaza sobre el macizo de Santander, desde ambos lados del mismo, hasta llegar a desaparecer sobre él. Este adelgazamiento es mucho más rápido sobre el flanco W del macizo (Julivert 1952, 1959) que en el lado E; en la Mesa de Los Santos y Aratoca puede verse claramente el Girón cortado en bisel por las areniscas de la formación Tambor (hauteriviense-valanginiense?) que al W del macizo forman la base del cretácico. Al E del macizo de Santander el fenómeno es el mismo, pero el ángulo con que el cretácico corta al Girón es bastante menor; basta tener en cuenta que del borde E de la Mesa de Los Santos a la zona de Zapatoca-Lebrija el Girón pasa de 40 m a más de 2000 m (Julivert 1958 a; Langenheim 1959), mientras que de Puente Berber a Miranda el aumento de espesor no es más que de unos 20 m a 100-150 m. Estas variaciones de espesor pueden ser debidas no sólo a la discordancia Girón-cretácico, sino a causas sedimentarias, pero por el momento es aún prematuro querer establecer las características de la cuenca de sedimentación del Girón.

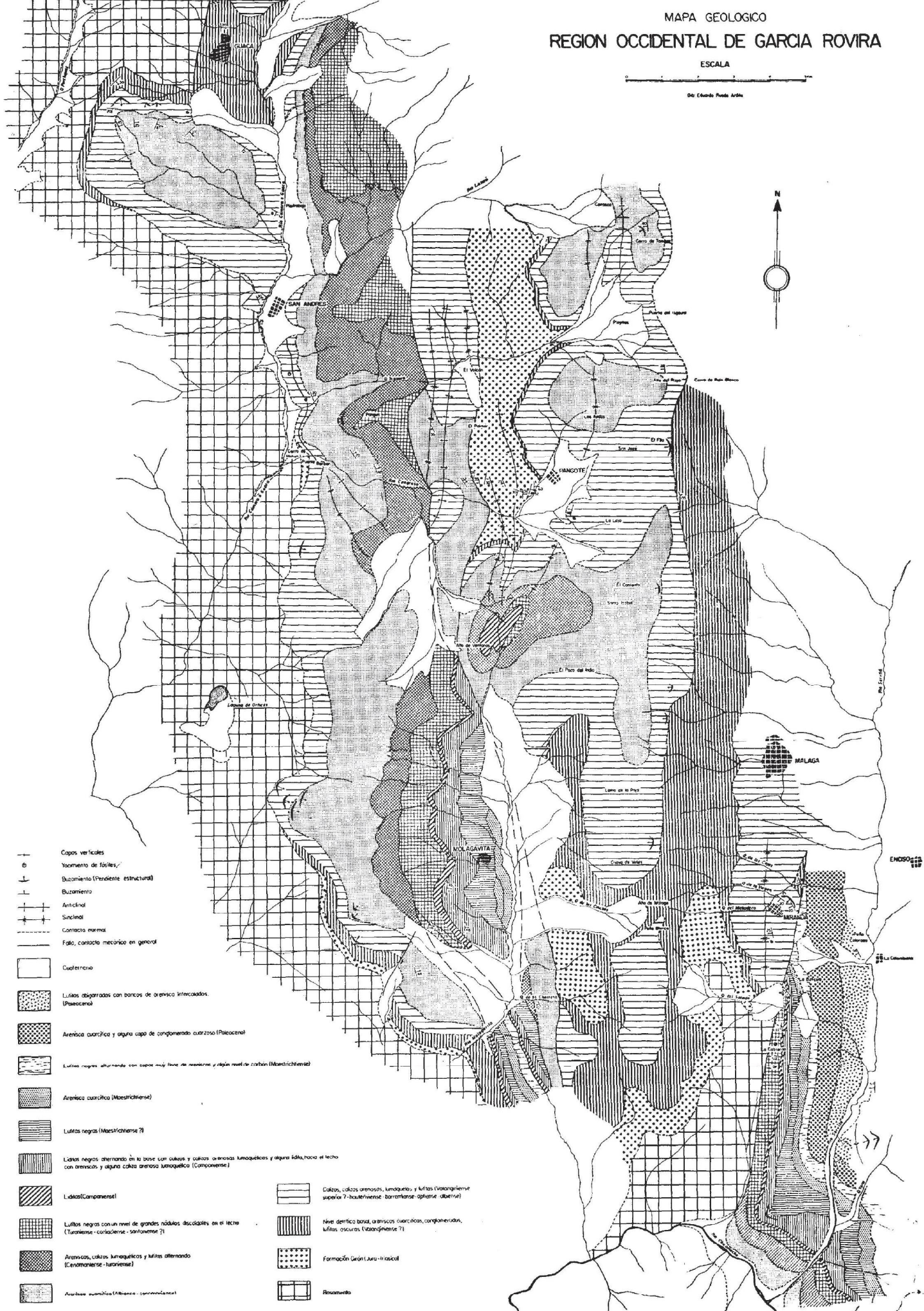
La facies con que se presenta el Girón en la región estudiada es la típica facies roja, detrítica que presenta al W del macizo.



MAPA GEOLOGICO  
REGION OCCIDENTAL DE GARCIA ROVIRA

ESCALA

Dr. Eduardo Rosas Arda



- Capas verticales
- Yacimiento de fosiles
- Buzamiento (Pendiente estructural)
- Buzamiento
- Anticlinal
- Sinclinal
- Contacto normal
- Falla, contacto mecánico en general
- Cuaternario
- Lutitas oligocenas con bancos de arena intercalados (Paleoceno)
- Arenisca cuarcítica y alguna capa de conglomerado cuarzoso (Paleoceno)
- Lutitas negras alternando con capas más finas de arenisca y algún nivel de carbón (Maestrichiense)
- Arenisca cuarcítica (Maestrichiense)
- Lutitas negras (Maestrichiense?)
- Lutitas negras alternando en la base con calizas y calizas arenosas lutoquíticas y alguna lámina hacia el techo con arenisca y alguna caliza arenosa lutoquítica (Comenense)
- Lutitas (Comenense)
- Lutitas negras con un nivel de grandes nódulos disociables en el techo (Turoniense - caroliense - sanluisense?)
- Areniscas, calizas, lutoquíticas y lutitas alternando (Comenense - turoniense)
- Arenisca arenosa (Albano - comenense)

- Calizas, calizas arenosas, lutoquitas y lutitas (vacuoliforme superior? - houthiense - barrerense - aptense - albense)
- Nivel arenoso basal, areniscas cuarcíticas, conglomerados, lutitas oscuras (vacuoliforme?)
- Formación Gran Lusa - triásico
- Resaca

FIGURA 2



## EL CRETACICO

El cretácico se presenta completo o casi completo en el valle del Servitá y en Molagavita; una buena serie por lo que a los niveles inferiores se refiere puede obtenerse también en el valle del río Cámara. La estratigrafía del cretácico es muy uniforme para toda el área estudiada si se exceptúa el nivel basal, por ello no van a describirse sino las series de los ríos Cámara y Servitá.

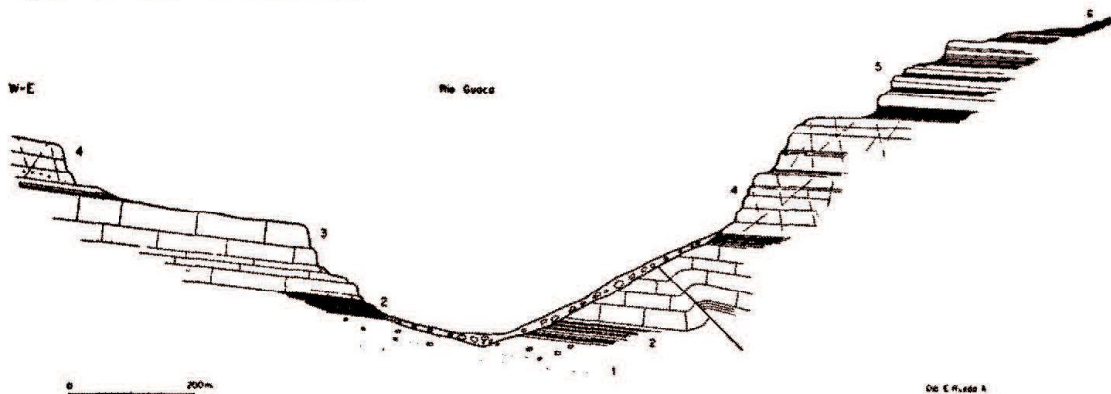
**La serie del valle del río Cámara.**— El río Cámara corre longitudinalmente a las estructuras, a todo lo largo del mismo pueden obtenerse buenas series de cretácico; entre Guaca y San Andrés la sucesión es la siguiente: (fig. 3).

Shales negruzcas.

Areniscas y calizas arenosas, a veces lumaquéllicas alternando con lutitas negruzcas, este nivel se traduce morfológicamente en el relieve por un sistema de graderías.	150 m
Areniscas en bancos gruesos con finos niveles lutíticos intercalados, el conjunto destaca como una masa de areniscas formando una cuesta única o más frecuentemente dos cuestas muy poco separadas entre sí.	170 m
Areniscas en capas delgadas alternando con lutitas negruzcas.	50 m
Calizas, calizas lumaquéllicas, calizas arenosas y algún nivel de arenisca de cemento calcáreo alternando con lutitas negruzcas.	120 m
Lutita oscura, hojosa, a veces arenosa alternando con finas capas de arenisca.	30 m
Arenisca cuarzosa, en bancos gruesos con algunas capas conglomeráticas.	150 m

YACENTE: complejo metamórfico.

Esta sucesión puede observarse a lo largo de todo el río Cámara, en la zona de Guaca la serie es algo más completa hacia el techo alcanzándose unos niveles de lutitas, pero estos niveles superiores ya se describirán con el corte del río Servitá donde se observan más claramente. De los niveles descritos tan solo los más inferiores no son constantes; la serie tal como acaba de ser descrita puede reconocerse en la zona de Guaca, el nivel más inferior de arenisca cuarcítica masiva aflora en el profundo cañón que forma el río Cámara al E de Guaca (fig. 4), tanto hacia el S como hacia el N esta arenisca se hunde bajo las lutitas y el nivel de caliza lumaquéllica que se les superpone.



**FIGURA 3.**—Serie estratigráfica del cretácico inferior en los alrededores de Guaca; 1, conjunto detrítico basal (valanginiense inferior); 2, lutitas oscuras y areniscas alternando en capas delgadas (valanginiense); 3, calizas, calizas lumaquéllicas y calizas arenosas (valanginiense superior-hauteriviense-barremiense-aptiense-albiense inferior); 4, arenisca masiva (albiense-cenomaniense); 5, lutitas, calizas y areniscas alternantes (cenomaniense-turonense); 6, lutitas oscuras (turonense).



Más hacia el W y hacia el S la arenisca masiva basal desaparece; al SW de Guaca en la cresta divisoria entre el río Guaca y la quebrada Perchiquez, la base del cretácico está formada por una arenisca muy calcárea que pasa incluso a una caliza arenosa, el espesor de este nivel arenoso basal es solo de unos 50 m; hacia el S, en San Andrés, es el nivel calizo el que se apoya directamente sobre el metamórfico, el nivel arenoso basal no volverá a aparecer hasta los alrededores de la Laguna de Ortices, siendo reducidísimo en los alrededores de Pangote.

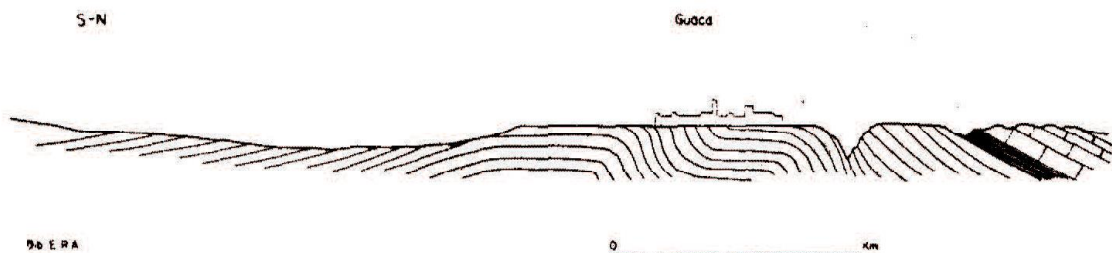


FIGURA 4.—Corte a largo del Cañón del río Cámara en Guaca; 1, conjunto detritico basal; 2, lutitas oscuras alternando con finas capas de areniscas; 3, calizas, calizas lumaquéllicas y calizas arenosas.

**La serie del valle del Servitá.**—Remontando el río Servitá a partir de su confluencia con el Chicamocha se corta una serie casi completa del cretácico, faltan solo los niveles más inferiores debido a un replegamiento que existe en la confluencia. El nivel más bajo de esta serie es el que se encuentra en la propia confluencia del Servitá y el Chicamocha, es una masa de areniscas a veces cuarcíticas de unos 200 m de espesor; este nivel corresponde al nivel masivo de areniscas, también cuarcíticas, que forma la gran cuesta que bordea al río Cámara por su margen E (fig. 3); debajo de este nivel, en la serie del Servitá, alcanzan a aflorar unas lutitas negruzcas alternando con areniscas en capas finas que deben corresponder al nivel lutítico que separa las areniscas citadas del nivel calizo. Sobre estas areniscas se encuentra bien desarrollado el nivel de capas duras y lutíticas alternantes que al igual que en Guaca destaca morfológicamente por formar un conjunto de graderías que contrastan con la cuesta, casi única, que forma el nivel de areniscas inferior. Por encima de este nivel de graderías se encuentra el nivel de lutitas con que terminaba la serie del valle del río Cámara. La serie del Servitá es completa hacia el techo alcanzando incluso el paleoceno, esta serie queda descrita en la figura 5.

Los niveles inferiores no cortados por el Servitá, pueden reconocerse al W de una falla N-S que corre paralela al río. En la misma población de Miranda aparece la serie caliza inmediatamente inferior al nivel masivo de arenisca de la confluencia del Servitá y el Chicamocha, y debajo de ella una serie de lutitas negras y areniscas cuya base no llega a aflorar pues quedan cortadas por la falla antes citada. Una serie más completa de esta parte basal se obtiene en la cabecera de la quebrada del Salado donde aflora el Girón y el metamórfico; por encima del Girón se encuentra un conjunto de areniscas, lutitas y alguna arenisca con cemento calizo y por encima



CUADRO I

<i>Litología</i>	<i>Espesor</i>	<i>Edad</i>	
Lutitas ocre y rojizas con capas gruesas de areniscas intercaladas.		Paleoceno	
Areniscas en bancos gruesos con finas intercalaciones de lutitas verdosas y alguna capa de conglomerados.	100 m		
Lutitas negruzcas con carbón, algún nivel de lutitas abigarradas.	150 m	Maestrichtiense	
Arenisca en bancos gruesos con alguna fina intercalación de lutitas.	100 m		
Lutitas negras con alguna intercalación fina de areniscas.	100 m		
Lutitas negras con multitud de intercalaciones de areniscas y calizas arenosas y lumaquéticas.	60 m	Campaniense	
Lutitas negras con alguna intercalación fina de areniscas.	70 m		
Caliza arenosa y lumaquética, con grandes ostráceas, areniscas y lutitas.	40 m		
Lutitas, lutitas silíceas y liditas.	20 m		
Caliza arenosa, lumaquética, con grandes ostráceas, areniscas y lutitas alternando.	50 m		
Liditas y calizas silíceas, con grandes nódulos discoidales calcáreos.	40 m		
Lutitas negras con nódulos.	50 m		
Lutitas negras, deleznales, con capas intercaladas de areniscas calcáreas a veces lumaquéticas, estas intercalaciones son más fuertes hacia el techo.	300 m		
Areniscas, calizas arenosas y calizas lumaquéticas alternando con lutitas oscuras, el conjunto destaca en el relieve formando un nivel de graderías.	150 m		Turoniense
Areniscas cuarzosas y cuarcitas con finas intercalaciones de lutitas oscuras, el conjunto aparece como una masa de arenisca.	200 m		Cenomaniense
Lutitas oscuras con intercalaciones de areniscas.	70 m	Albiense	
Calizas, calizas arenosas, lumaquelas y alguna capa de arenisca con cemento calcáreo alternando con niveles lutíticos.	120 m	Aptiense Barremiense Hauteriviense	
Conjunto muy variable, de lutitas oscuras, areniscas, areniscas cuarcíticas y conglomerados.	150 m	Valanginiense	

de este conjunto que tiene unos 150 m de espesor y es algo conglomerático en la base, se encuentra ya el nivel calizo. Así pues, entre la parte inferior del valle del Servitá y la cabecera de la quebrada del Salado se obtiene la serie cretácica completa.

**Conclusiones; el problema de los niveles basales.**—Según las series descritas, la estratigrafía de la zona de los valles de los ríos Servitá y Cámara queda condensada en el cuadro N° 1.

La determinación de edades no ha podido ser efectuada con toda exactitud, ya que los fósiles encontrados se limitan a unos pocos niveles, y por otra parte la estratigrafía de esta zona presenta notables diferencias tanto con el cretácico de la región de Bogotá como con el del Valle del Magdalena, los límites señalados son por tanto solamente aproximados; la discusión de los datos paleontológicos y de las edades a asignar, puede encontrarse en el trabajo de Acosta (1960) publicado en este mismo número del Boletín.

Tal como se ha dicho ya anteriormente, los niveles descritos son constantes para toda el área estudiada, tan solo el nivel basal presenta notables variaciones y en ocasiones falta. A este respecto hay que destacar en primer lugar que en la zona de San Andrés falta el nivel arenoso basal, apoyándose el nivel calizo directamente sobre el substrato metamórfico; pero no solo es el adelgazamiento o desaparición de este nivel su única variación, además existen en él facies bastante distintas. En Guaca por debajo del nivel calizo se encuentra un pequeño espesor de lutitas hojosas oscuras y areniscas cuarcíticas en capas finas, y por debajo de este nivel un conjunto grueso de areniscas cuarcosas de facies semejante a la formación Tambor del W del macizo. En otras localidades, como en la cabecera de la quebrada del Salado, este nivel basal aunque también arenoso en gran parte no está constituido por un conjunto tan homogéneo de arenisca cuarcítica, sino que las lutitas oscuras tienen en él gran importancia. Por el momento se conoce un área poco extensa para interpretar correctamente esta distribución de facies. Por otra parte, no hay que olvidar tampoco que el límite inferior de la serie caliza que se superpone a este nivel basal, puede tener una posición no completamente constante en el tiempo.

#### COMPARACION CON LA ESTRATIGRAFIA AL W DEL MACIZO DE SANTANDER

Aunque la incertidumbre de los límites entre las edades asignadas hace difícil una comparación llevada muy al detalle, hay unos hechos de orden más general que resaltan claramente si se compara la estratigrafía del cretácico a uno y otro lado del macizo de Santander.

Un primer hecho a destacar es el espesor relativamente bajo del cretácico (menos de 2.000 m) si se compara con otras localidades, especialmente con la zona de Bogotá. Con respecto al valle medio del Magdalena parece que existe también una reducción, pues el espesor aceptado allí es de 4.000 m; no obstante en el Tablazo, al W de Bucaramanga este espesor se ha reducido ya y en Matanza (Julivert 1959), donde existe un retazo de cretácico conservado en el interior del macizo de Santander, el espesor del cretácico es del mismo orden, o tal vez menor que en la zona estudiada aquí.

Otro hecho importante es la ausencia en el sector de San Andrés del nivel arenoso basal, de modo que la base del cretácico está formada allí por el nivel de calizas, que es por tanto transgresivo. Al W del macizo de Santander existe siempre por debajo de las calizas de Rosablanca un nivel importante de areniscas, que representa la base detrítica de la transgresión cretácica, y que recibe el nombre de formación Tambor (Morales 1958, Julivert 1958a, 1958b, 1959). Un nivel basal también detrítico existe en la mayor parte del área estudiada aunque solo en Guaca presenta la misma facies que la formación Tambor, pero en el área de San Andrés este nivel detrítico basal falta y el cretácico empieza por el nivel calizo que se apoya directamente sobre el metamórfico, pues en esta zona falta también el Girón. Así pues, la base del nivel inferior calizo parece ser transgresiva sobre el ámbito del macizo de Santander o por lo menos sobre algún sector del mismo. No obstante, para darse cuenta exacta del significado de la falta del nivel detrítico basal, habría que conocer su edad con más precisión. No hay que olvidar que si en la zona de García Rovira el nivel calizo empieza en el valanginiense (Acosta 1960) y si la formación Tambor, al W del macizo, es hauteriviense inferior, la conclusión del carácter transgresivo de la base del cretácico sobre el ámbito del macizo de Santander debe sufrir algunas modificaciones, por cuanto la edad de la base del nivel calizo al E y al W del macizo no es la misma. De todos modos, para el sector de García Rovira existiría una transgresión del cretácico hacia el W, o sea hacia el macizo, lo que falta por determinar, es si este hecho tiene lugar desde ambos lados del macizo, sobre el mismo o bien si el área sobre la cual se efectúa la transgresión no guarda relación con el área ocupada en la actualidad por el macizo de Santander. Por tanto, hay que esperar a conocer mejor la estratigrafía de detalle del nivel calizo y de la serie detrítica basal, antes de sacar conclusiones definitivas. Sin querer pues sacar conclusiones, es de señalar que precisamente en Villa de Leyva, Bürgl (1954) cita la presencia de un albiense transgresivo sobre el flanco E del anticlinal de Arcabuco; el anticlinal de Arcabuco no es más que la prolongación estructural del macizo de Santander.

El tercer hecho a destacar se refiere al nivel calizo que tanto a uno como a otro lado del macizo de Santander se superpone al nivel detrítico basal, estas calizas al W del macizo son de edad hauteriviense medio o superior y reciben el nombre de formación Rosablanca, por encima de estas calizas se encuentran las lutitas con yesos de la formación La Paja, de edad barremiense-aptiense. En la zona estudiada en este trabajo estos niveles calizos encierran en la parte alta fauna aptiense e incluso albiense (Acosta 1960), mientras que en su parte baja parecen pertenecer al valanginiense, talvez superior. Por el momento es difícil determinar con exactitud si la base de esta serie caliza ocupa posición distinta en la zona de Los Santos-Tablazo y en García Rovira, pero lo que sí queda puesto bien de manifiesto, es que el techo de este conjunto calizo sube desde el límite hauteriviense-barremiense hasta el aptiense e incluso el albiense. Las facies lutíticas con yesos desaparecen, sin llegar a rebasar el macizo.

Un último hecho a analizar es la importancia creciente de las areniscas de W a E; en el Tablazo, al W de Bucaramanga la impor-

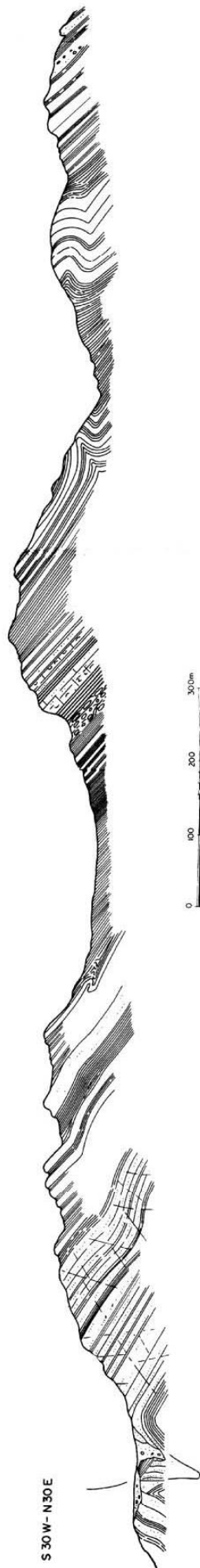


tancia de las areniscas era mínima, aparte de la arenisca basal (formación Tambor) no existen sino pequeñas intercalaciones en el Umir (campaniense-maestrichtiense) o en el albiense y cenomaniense, pero en ningún caso se trataría de niveles importantes de arenisca. Hacia el E la importancia de las areniscas aumentaba rápidamente; la formación Tablazo (albiense inferior) formada por caliza algo arenosa en el puente del Tablazo pasaba a arenisca y las intercalaciones de areniscas en el albiense superior y cenomaniense se hacían cada vez más importantes hasta llegar a traducirse morfológicamente (Julivert 1958a, 1958b); estas areniscas alcanzaban su máximo en la dovela de Matanza (Julivert 1959). En la zona ahora estudiada la importancia de las areniscas en el albiense, cenomaniense y turoniense es muy grande, basta recordar el nivel de arenisca masiva y el nivel de graderías que se le superpone (albiense-cenomaniense-turoniense). Pero el incremento de las areniscas hacia el E se manifiesta aquí no solo en el albiense-cenomaniense-turoniense, sino también en el maestrichtiense, donde no se había observado hasta ahora variación alguna. La formación Umir (campaniense-maestrichtiense) se había mantenido constante en su facies desde el Magdalena hasta el macizo de Santander (afloramiento de Matanza); al E del macizo, en cambio, por debajo del nivel de lutitas con carbones aparecen unos 100 m. de areniscas. Todo esto parece llevar a la conclusión de que durante el cretácico la fuente principal de aportes se encontraba al E, es decir en el escudo de las Guayanas.

La figura 6 resume todas estas observaciones, en ella se representa un corte de la zona entre el Chucurí y el Servitá al finalizar el cretácico, en este corte parcial de la cuenca de sedimentación, llama la atención un hecho: la desigualdad de espesor de sedimentos mesozoicos (Girón + cretácico) en el Chucurí y en García Rovira. En efecto, mientras en la zona de Lebrija-Zapatoca o en el Tablazo al espesor del cretácico (unos 3.000 m) hay que sumar de 2.000 a 3.000 m de Girón, en García Rovira el espesor total cretácico más Girón queda alrededor de los 2.000 m. Desde luego, el responsable de la gran desigualdad de espesor (unos 5.000 m en el Tablazo frente a unos 2.000 m en Málaga) es el Girón, no obstante este dato es un dato interesante, tanto para seguir las deformaciones de la superficie de erosión pre-Girón durante el cretácico, como para no perder de vista las condiciones que encontrará la orogénesis que va a desarrollarse durante el terciario.

## TECTONICA

La región estudiada se encuentra recorrida de N a S por dos ríos: el río Cámara o Guaca al W y el Servitá al E. Estos dos ríos corren paralelamente a las estructuras y ocupan una posición en cierto modo sinclinal, la zona divisoria entre ambos valles es una zona anticlinal compleja. La posición sinclinal de los dos valles no es perfecta, así el río Cámara abandona esta posición en San Andrés; no obstante, las dos zonas sinclinales que caracterizan la región estudiada guardan relación con los dos ríos citados.



Lutitas azules y rojizas con capas de areniscas intercaladas.

Areniscas cuarzosas en bancos gruesos con intercalaciones de lutitas verdosas, en la parte alta hay capas de conglomerados. Con estratificación cruzada y ripple-marks (100m)

Lutitas negruzcas con carbón, algunos niveles de lutitas abigarradas e intercalaciones de areniscas en capas delgadas (150m)

Areniscas en bancos muy gruesos, cuarzosas, blancas o verdosas, con intercalaciones de lutitas verdosas, algunos de ellos bastante gruesos. El conjunto destaca morfológicamente como una masa de areniscas. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas (100m)

Lutitas negras con alguna intercalación fina de areniscas (100m)

Lutitas negras con multitud de intercalaciones de areniscas, lutitas compactas y calizas lumaquéticas arenosas (60m)

Lutitas negras con capas arenosas y calcáreas intercaladas, el conjunto es muy predominantemente lutítico, hay poco gradual tanto al nivel superior como al inferior. (100m)

Caliza arenosa lumaquética, con grandes ostraea, en bancos gruesos alternando con lutitas (40m)  
Lutitas, lutitas silíceas y lutitas (20m)

Caliza arenosa lumaquética, con grandes ostraea, en bancos gruesos, alternando con lutitas (50m)  
Lutitas, calizas silíceas y grandes nódulos (40m)

Lutitas negras con niveles compactos intercalados, de lutitas arenosas o areniscas, con nódulos frecuentemente piritosos y grandes nódulos discoidales (50m)

Lutitas negras, deleznable, con capas intercaladas de areniscas y areniscas calcáreas a veces lumaquéticas. Estas intercalaciones son algo más frecuentes hacia la parte alta y se presentan en capas delgadas, el conjunto es predominantemente lutítico (300m)

Lutita negra, con capas de areniscas de 1 a 4 m y nódulos lumaquéticos, en conjunto hay un notable predominio lutítico (20m)

Nivel grueso de areniscas, areniscas calcáreas y calizas arenosas lumaquéticas (25m)

Nivel lutítico, con algunas intercalaciones de areniscas en capas muy finas (25m)

Nivel de areniscas con capas finas de lutita intercaladas, morfológicamente forman pedregales separados por un nivel lutítico más importante, en la parte baja de la cuesta superior hay una capa calcárea lumaquética con grandes ostraea (5m)

Nivel de lutitas negras en capas gruesas, con intercalaciones de areniscas en bancos de 1 a 5m, en la parte baja hay una capa calcárea lumaquética con exogrifa (50m)

Lutita negra con intercalaciones de areniscas en capas delgadas (5m)

Nivel de alternancia de lutitas y capas duras (areniscas, calizas arenosas y calizas lumaquéticas) que forma un relieve en gradierías (150m)

Arenisca cuarítica, con estratificación cruzada, con intercalaciones de capas lutíticas alternando con areniscas de grano muy fino, en capas de unos milímetros de espesor. El conjunto destaca en el relieve como una masa de areniscas (200m)

Figura 5. Serie Cretácica en el río Servitá, aguas arriba de su confluencia con el Chicamocha.

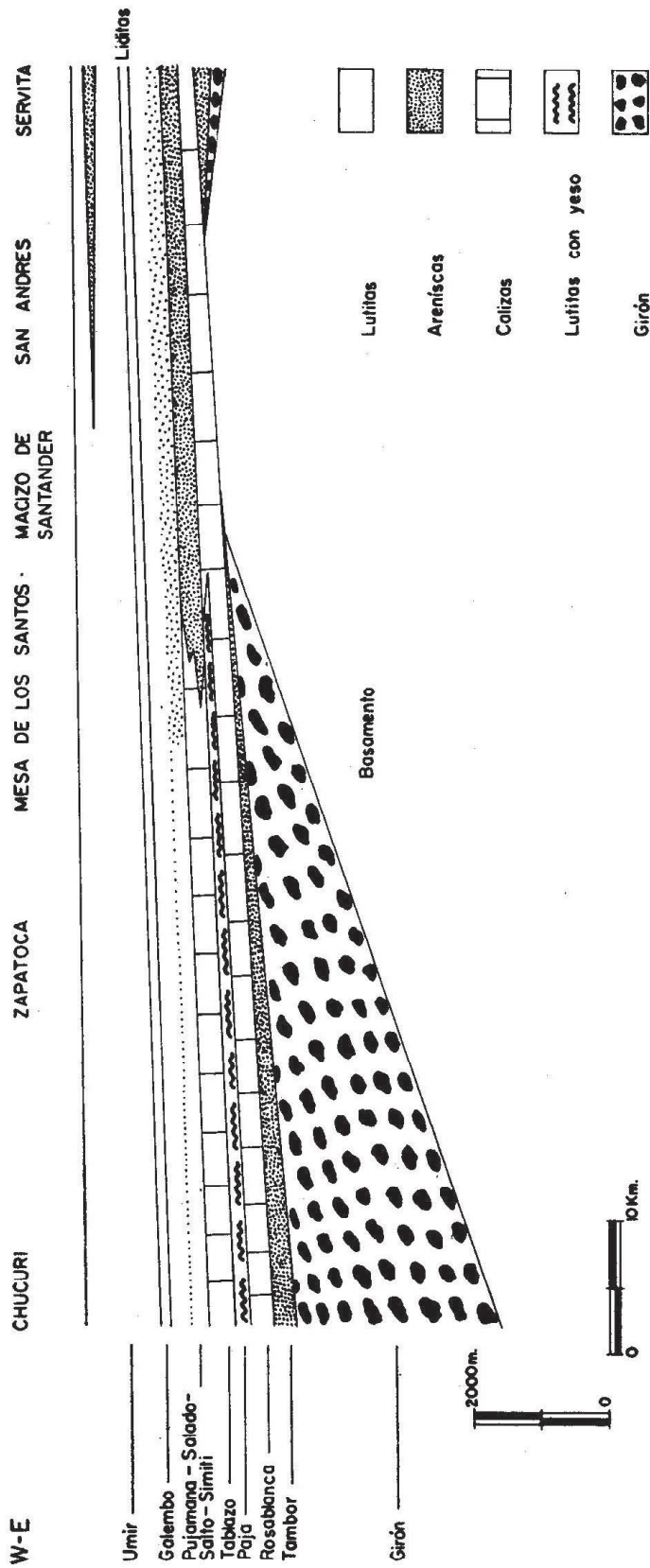


FIGURA 6.—Corte parcial de la cuenca mesozoica al terminar el cretácico, entre los ríos Chucurí y Servitá.

Dib: E. Ruete.A.



## LA ZONA DEL RIO CAMARA-MOLAGAVITA

**El borde oriental del macizo de Santander.**—El contacto entre el mesozoico y el metamórfico que forma el macizo de Santander es normal a todo lo largo de la zona estudiada, el cretácico buza hacia el E unos 10° a 30° de modo que hacia el W la erosión va desmantelando niveles cada vez más bajos, hasta hacer aparecer el zócalo metamórfico. En este sector no existe propiamente un límite tectónico del macizo. Si se considera como tal el área en la que aflora el metamórfico, sus límites quedan determinados no por una causa tectónica, sino erosiva. En este sector, el macizo ni siquiera destaca morfológicamente sobre el área cretácica que lo limita por el E. No obstante, esto no quiere decir que el macizo de Santander no sea aquí una realidad tectónica. En el sector en que el Chicamocha atraviesa el macizo, éste es tectónicamente un pliegue de fondo desmantelado por la erosión, en sus flancos el cretácico o el Girón recubren discordantemente el complejo ígneo-metamórfico que forma el macizo, éste tiene pues una significación tectónica y no debe considerarse como un simple ojal de erosión. Pero el significado tectónico del macizo es aún más importante, pues como se verá más adelante, separa al E y al W dos áreas de estilo tectónico diferente.

**La estructura de la zona de Guaca-San Andrés-Molagavita.**—La estructura del cretácico inmediatamente al E del macizo es aparentemente simple, parece tratarse tan solo de un conjunto uniformemente inclinado al E hasta ser cortado por un sistema de fallas inversas que hacen aparecer el Girón; no obstante, esta franja cretácica que limita al W con el macizo y al E el sistema de fallas citado, se encuentra replegada y fracturada. El corte más claro lo proporciona el río Congreso y puede verse sobre su margen izquierda recorriendo la carretera de San Andrés a Pangote, el cretácico forma allí un sinclinal y un anticlinal, ambos de forma bastante irregular (fig. 8) Este replegamiento se continúa hacia el N aunque no puede verse tan claramente puesto que sigue muy cerca del curso del río Guaca y queda enmascarado por el cuaternario, no obstante en la curva de la carretera junto a la quebrada Isgaura puede verse un pliegue imbricado (fig. 7), que debe ser la continuación hacia el N del sinclinal y anticlinal del río Congreso, que han derivado a un sinclinal y un anticlinal separados por una superficie de imbricación. A un lado y otro de esta superficie puede comprobarse la repetición de niveles.

Más hacia el N el accidente no puede observarse, pues sigue muy cerca del curso del río Guaca por su margen derecha y queda recubierto por el cuaternario.

Hacia el S se desarrolla también una estructura imbricada que se prosigue hasta más allá de Molagavita. Donde más claramente puede verse es en la zona de las minas de carbón, allí existen dos imbricaciones (fig. 9), una en la Hierbabuena donde el nivel de liditas sigue a la arenisca basal, faltando todos los niveles intermedios; la otra por encima de la mina de carbón, donde vuelven a aparecer las liditas. Estas dos imbricaciones pueden seguirse al otro lado del río Molagavita por donde se prosiguen hasta enlazar con los accidentes descritos del río Congreso.



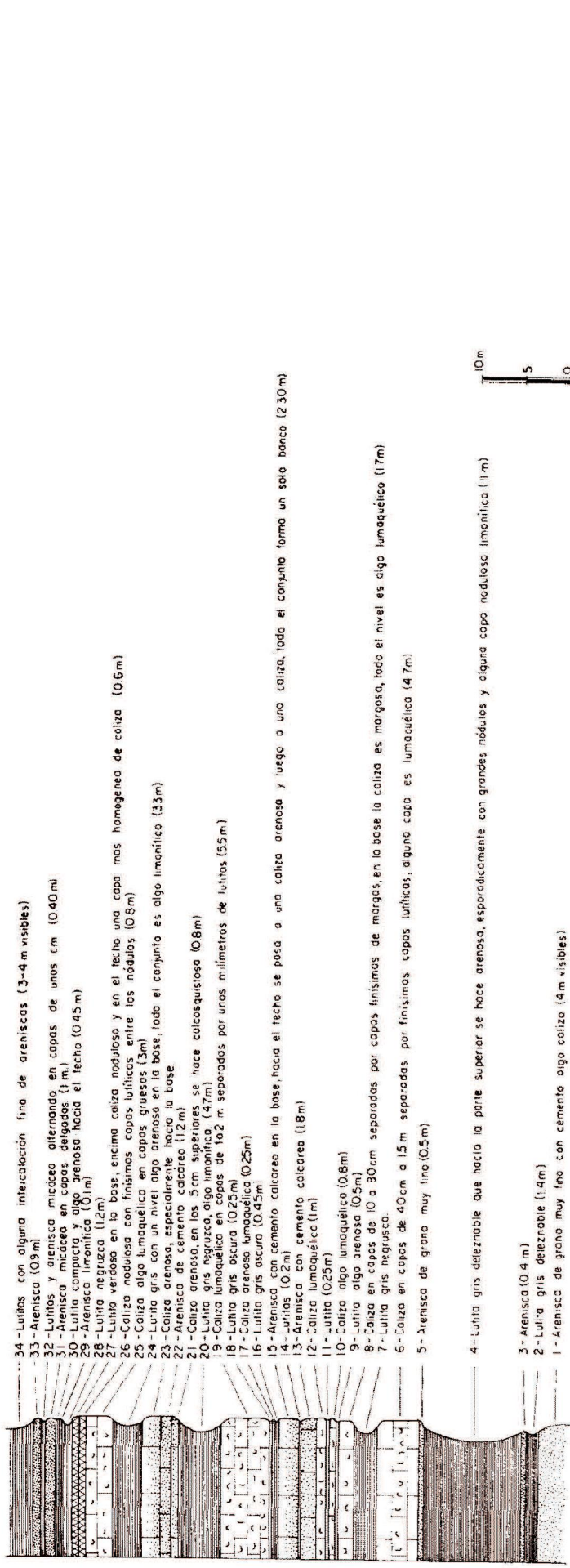


FIGURA 7.-Plegue imbricado en la desembocadura de la quebrada Isgaura en el río Congreso, junto a la carretera.

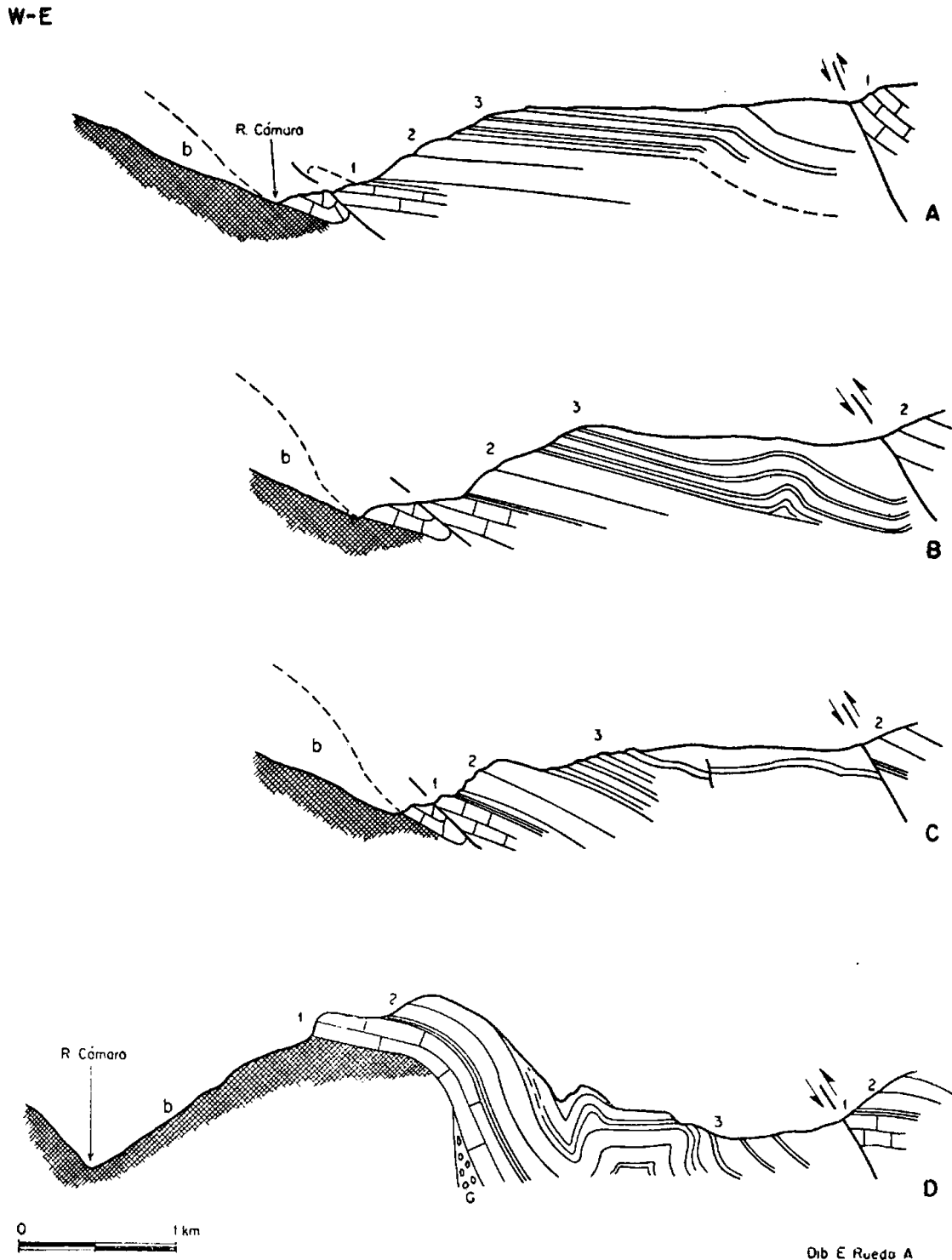
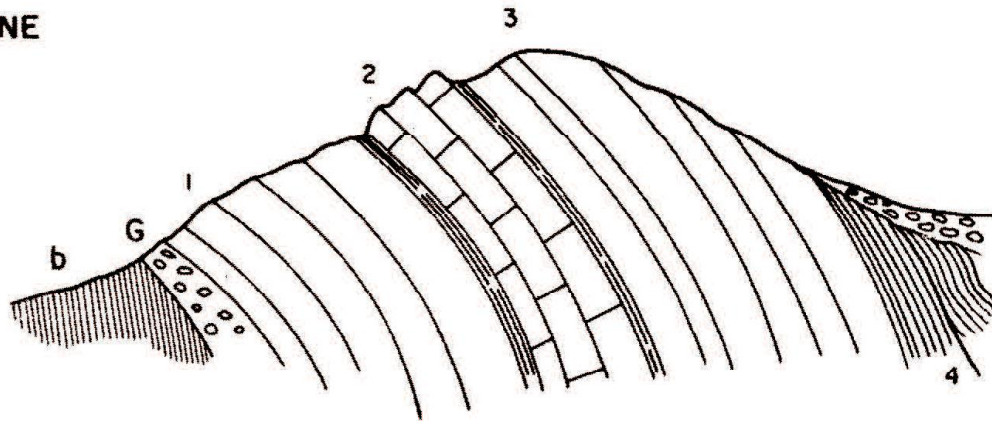
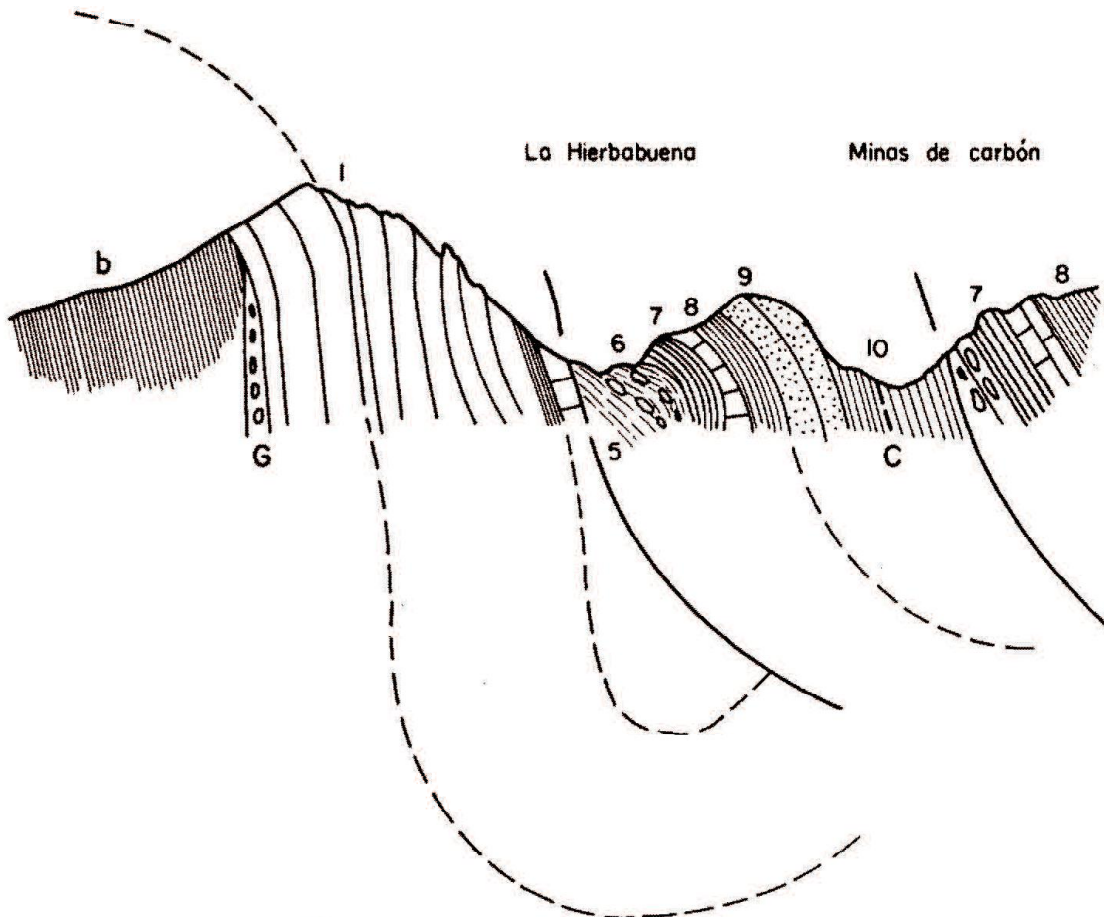


FIGURA 8.—Cortes en serie por los cursos bajos de la quebrada Isgaura y el río Congreso; A, corte por la vertiente N de la quebrada Isgaura; B, corte por la vertiente S de la quebrada Isgaura; C, corte por la vertiente N del río Congreso; D, corte por la vertiente S del río Congreso; b, basamento pre-mesozoico; G, formación Girón; 1, calizas; 2, arenisca masiva; 3, conjunto alternante de lutitas, calizas y areniscas formando un relieve en graderías.

SW-NE



← Rio Malagavita →



0 1 km

FIGURA 2.—Cortes en la zona de Molagavita; b, basamento, G, formación Girón; 1, conjunto detrítico basal (valanginiense inferior); 2, nivel calizo; 3, arenisca masiva; 4, conjunto alternante de lutitas calizas arenosas y lumaquéllicas y areniscas; 5, lutitas oscuras; 6, lutitas con nódulos (coniaciense); 7, lutitas y calizas con lumaquelas de *Ostraea* (base del campaniense); 8, lutitas oscuras; 9, areniscas; 10, lutitas con carbón (maastrichtiense superior).



Aparte de estas estructuras existe algún abombamiento transversal, el más claro situado entre San Andrés y Guaca, pero de este tipo de accidentes se hablará más adelante.

#### LA ZONA DIVISORIA ANTICLINAL

Entre la zona que acaba de describirse y el valle del Servitá se interpone un área elevada que forma la divisoria entre los dos valles y que se extiende desde el río Chicamocha, al S, por Peñas Blancas, Sta. Isabel, El Filo, Palo Blanco, hasta el núcleo montañoso de La Esmeralda y finalmente hasta enlazar con el Páramo del Almorzadero. Esta zona, juntamente con los relieves que rodean las cabeceras del río Congreso, quebrada de La Isgaura y río Listará forman un conjunto que aunque de estructura compleja se eleva a modo de anticlinorio sobre los valles vecinos. En efecto, mientras en la zona estudiada anteriormente se alcanzaban niveles relativamente altos del cretácico e se encontraba la serie completa, como en Molagavita, en la zona divisoria aparece el Girón o a lo sumo los niveles más inferiores del cretácico; por lo que respecta al valle del Servitá al E de la zona que se considera ahora, la existencia del cretácico más superior con carbones (Miranda) demuestra una posición sinclinal más o menos similar a la de Guaca-Molagavita.

**La zona occidental.**—El límite entre la unidad que se estudia ahora y la zona de Guaca-Molagavita está formado por una falla o un sistema de fallas inversas. En el corte Pangote-San Andrés se encuentran dos fallas inversas con los labios elevados situados al E, la más occidental de estas fallas pone en contacto el nivel de graderías (cenomaniense-turonense) o el nivel de lutitas que se le superpone con la arenisca albiense-cenomaniense o con el nivel calizo hauteriviense-aptiense-albiense. La segunda de estas fallas da lugar a la aparición del Girón. El cretácico comprendido entre estas dos fallas tiende a formar un anticlinal entre dos sinclinales, en la quebrada de la Isgaura es donde esta estructura es más completa, hasta el punto de que la falla que limita al E, estas estructuras casi desaparece, pues el flanco del sinclinal oriental, muy verticalizado, tiende a enlazar con el anticlinal responsable del afloramiento del Girón (fig. 10). Hacia el S estas estructuras se simplifican, pues van siendo cortadas por las fallas que las limitan, así en la margen derecha del río Congreso existe ya solo un sinclinal y un anticlinal, el sinclinal oriental ha desaparecido cortado por la falla oriental que aquí está perfectamente desarrollada. En la margen izquierda del mismo río Congreso el sinclinal occidental ha desaparecido cortado a su vez por la falla occidental; el cretácico comprendido entre las dos fallas se presenta tan solo con un buzamiento al E progresiva-

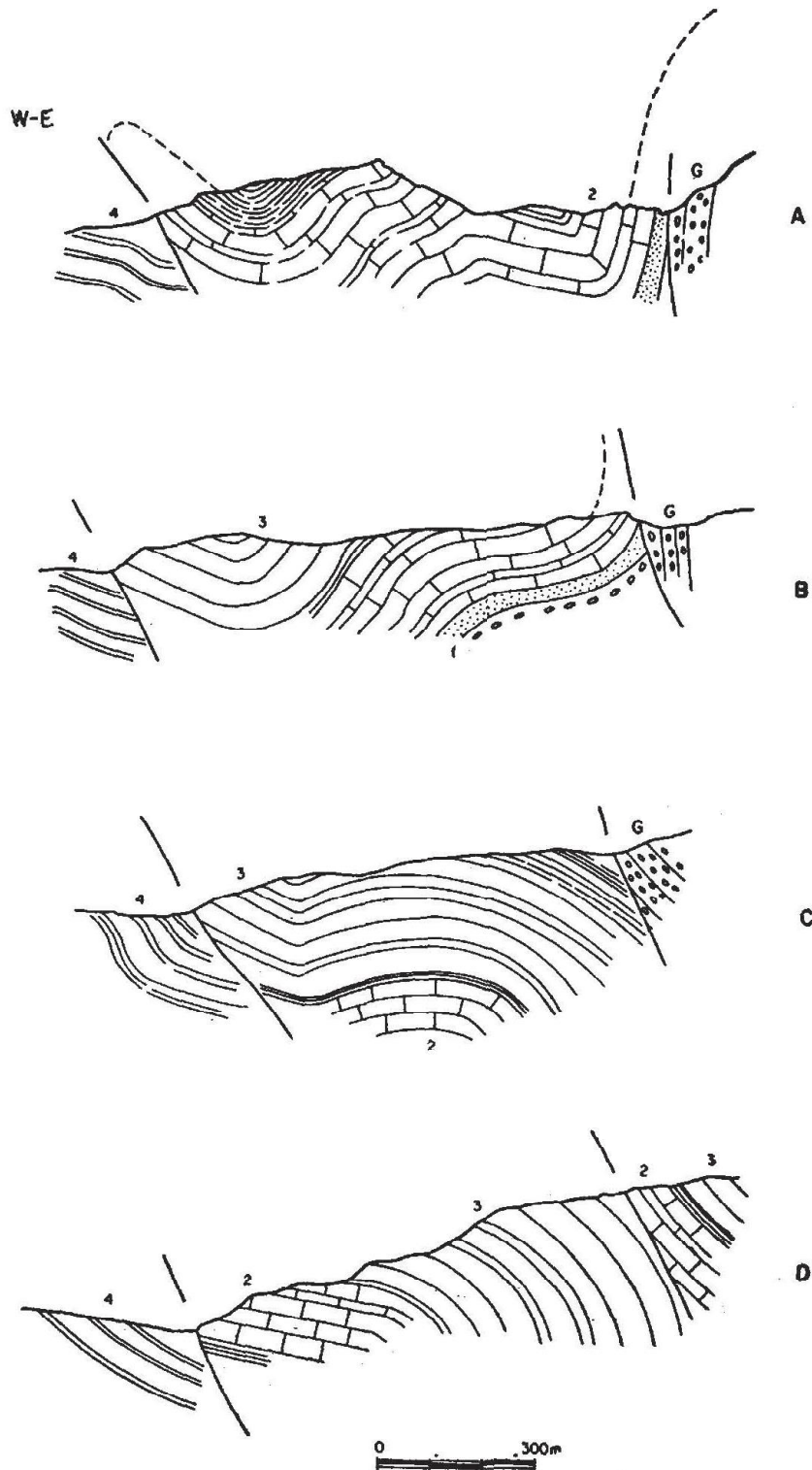


FIGURA 10.—Cortes en serie de la zona de contacto entre la unidad sinclinal del río Cámara y la zona divisoria anticlinal; A, margen derecha de la quebrada Isgaura; B, margen izquierda de la quebrada Isgaura; C, margen derecha del río Congreso; D, margen izquierda del río Congreso; G, formación Girón; 1, conjunto detrítico basal (valanginiense inferior); 2, nivel calizo; 3, arenisca masiva; 4, alternancia de lutitas calizas y arenisca.

mente acentuado. Más al S las dos fallas convergen y se hunden bajo el cuaternario de la cabecera del río Molagavita; más al S aún, en la zona de Molagavita, la quebrada la Chorrera muestra un corte con una estructura comparable a la que acaba de describirse (fig. 11).

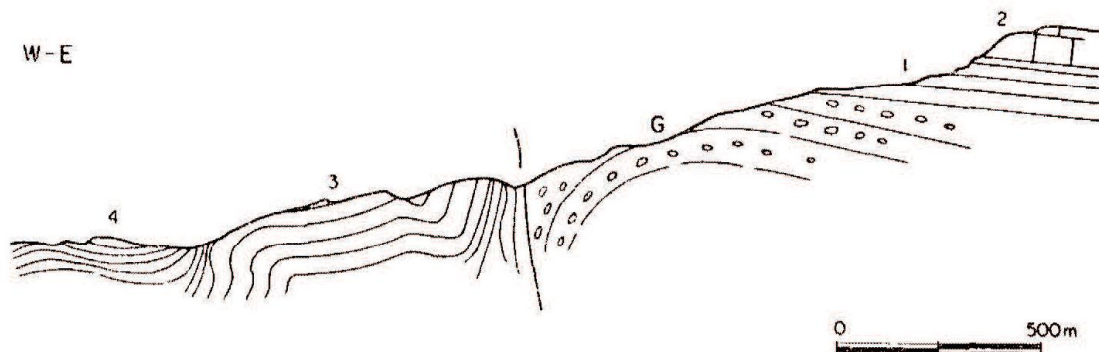


FIGURA 11.—Corte por la quebrada La Chorrera; G, formación Girón; 1, conjunto detrítico basal (valanginiense inferior); 2, nivel calizo; 3, arenisca masiva; 4, alternancia de areniscas, calizas y lutitas (cenomaniense-turonense).

Inmediatamente al E de las estructuras que acaban de describirse, se encuentra un afloramiento de Girón alargado de N a S, que queda interrumpido al S del río Congreso pues allí la erosión no ha desmantelado completamente el cretácico. La estructura de este Girón en la margen derecha del río Congreso queda puesta bien de manifiesto por la carretera de San Andrés a Pangote, en ella se reconocen a través del afloramiento de Girón, dos anticlinales y dos sinclinales; el contacto con el cretácico que limita el afloramiento por el W es netamente fallado, en cambio por el E el Girón se hunde normalmente bajo el cretácico; este contacto normal no puede verse por la carretera pues toda la zona de Pangote está recubierta por cuaternario, pero haciendo el corte por el filo o a media altura entre el filo y la carretera puede reconocerse la normalidad del contacto. Hacia el N, tal como se ha indicado ya anteriormente, el contacto W del Girón con el cretácico tiende a hacerse también normal y la estructura del Girón a quedar reducida a un anticlinal. Al E de esta estructura anticlinal se desarrolla un sinclinal bastante amplio, cuyo eje pasa algo al E de Pangote; el flanco occidental de este sinclinal enlaza con las estructuras que acaban de describirse, mientras que el flanco oriental forma toda la cabecera del río Congreso hasta El Filo que forma la divisoria con las aguas vertientes al Servitá (fig. 12). El sinclinal de Pangote es pues bastante simple, existen en él algunas ondulaciones secundarias pero sin romper la unidad sinclinal de la estructura. Hacia el N estas ondulaciones se acentúan algo y en la vertiente N de la quebrada Isgaura el sinclinal queda dividido en dos por la aparición de un anticlinal (fig. 12). Hacia el S estas estructuras pueden seguirse bien hasta la zona de Santa Isabel-Alto de Ventanas. La Peña de Santa Isabel-El Contenido, formada por la arenisca albiense-cenomaniense forma el flanco E del sinclinal de Pangote, también con algún replegamiento secundario (fig. 13), el eje del sinclinal pasa al W del Pico de Santa Isabel.



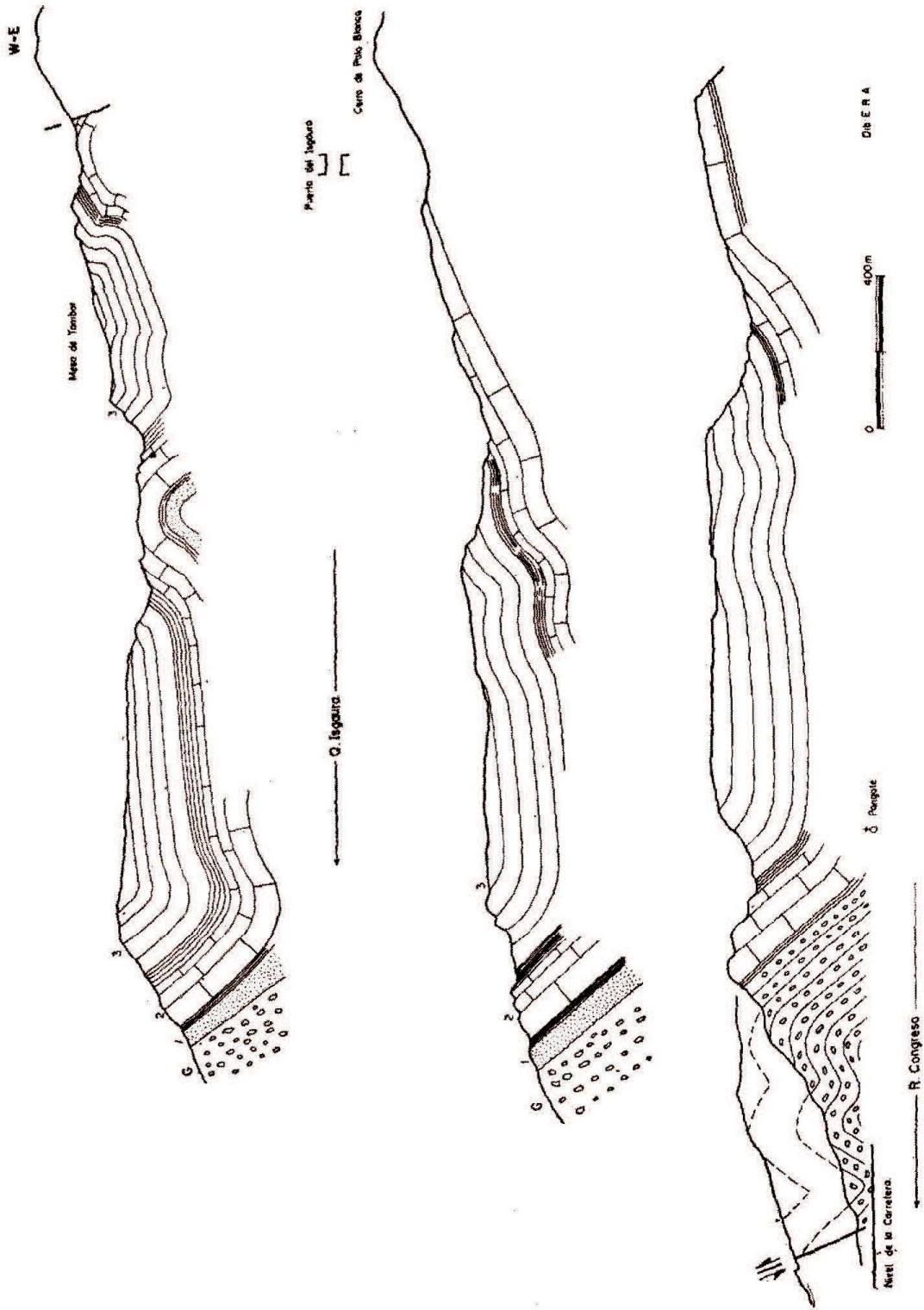


FIGURA 12.—Cortes por las cabeceras de la quebrada Isgaura y el río Congreso; G, formación Giron; 1, conjunto detrítico basal (valanginiense inferior); 2, nivel calizo, 3, arenisca masiva.



Más al W se desarrolla un conjunto de pliegues muy apretados, que son la continuación de las estructuras descritas en el Girón de la carretera de Pangote a San Andrés; estas estructuras se desarrollan aquí en el cretácico pues tal como se indica anteriormente la erosión no ha llegado a desmantelarlo. Estas estructuras se ponen muy bien de manifiesto a lo largo de la carretera entre la cabecera del río Congreso y el Alto de Ventanas (figs. 13 y 14).

Más al S puede reconocerse aún la continuación del sinclinal de Pangote, si bien enmascarado por muchos replegamientos secundarios, pero ya hacia Molagavita todas estas estructuras quedan cortadas por la zona de fallas occidental, de modo que no existe más que un anticlinal simple, situado entre las estructuras representadas en la figura 11, ya descritas, y la falla de Miranda que forma el límite estructural con el valle del Servitá.

En resumen, todas las estructuras descritas, prescindiendo de las fallas, pueden agruparse en un conjunto de pliegues relativamente apretados, situados al W y un amplio sinclinal, el sinclinal de Pangote al E. Esta estructura se encuentra con su máxima claridad en el área del río Congreso y se simplifica hacia Molagavita. Por lo que respecta a las fallas es de observar que mientras en la quebrada Isgaura la zona replegada es la zona comprendida entre las dos fallas, en el río Congreso la zona más replegada se sitúa al E de la más oriental de las fallas; los pliegues y fallas son pues algo oblicuos entre sí, las fallas parecen ser ligeramente posteriores y serían el resultado de la acentuación del plegamiento.

**La zona oriental.**—Las estructuras que acaban de describirse están en relación directa con la zona de Guaca-Molagavita, no solo forman su límite, sino que las vergencias, aunque indefinidas, tienden a dirigirse al W; las fallas son fallas inversas con sus labios orientales elevados. La estructura que sigue hacia el E al sinclinal de Pangote es la verdadera divisoria; se trata de un anticlinal que lleva la caliza hauteriviense-aptiense hasta alturas entre 3.200 y 3.400 m (Alto del Rayo, El Filo, Peñas Blancas) y que permite el afloramiento de los niveles inferiores a esta caliza debido al desmantelamiento de su cresta, a alturas alrededor de los 3.400 m (Cerro de Palo Blanco). El eje de este anticlinal sigue aproximadamente la divisoria de aguas entre los ríos Cámara y Servitá. Se trata de un anticlinal sencillo; dejando aparte algunas ondulaciones del mismo tipo que las del sinclinal de Pangote, cuyo flanco E es a la vez el flanco W del anticlinal que se está describiendo, el rasgo que interesa destacar es su asimetría; mientras el flanco W es suave, con buzamientos entre 10° y 40° el flanco E es más abrupto llegando no solo a ser vertical sino a quedar invertido, como ocurre al E del Alto del Rayo (fig. 17).

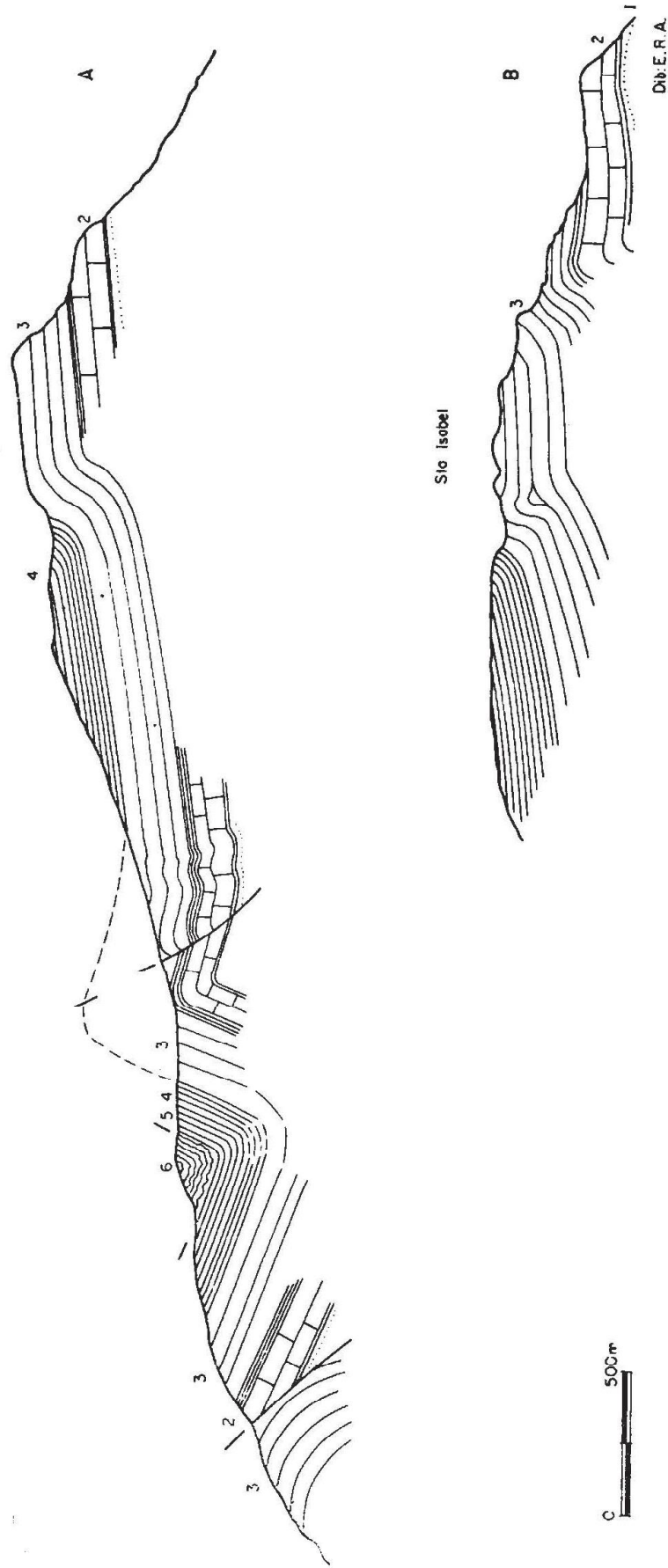


FIGURA 13.—Cortes por El Contento y Santa Isabel; 1, conjunto detrítico basal (va-langiniense inferior); 2, lutitas masiva; 3, arenisca masiva; 4, alternancia de lutitas, calizas y areniscas; 5, lutitas negras; 6, lilitas (base del campaniense); las lilitas parecen haber sufrido un ligero despegue.

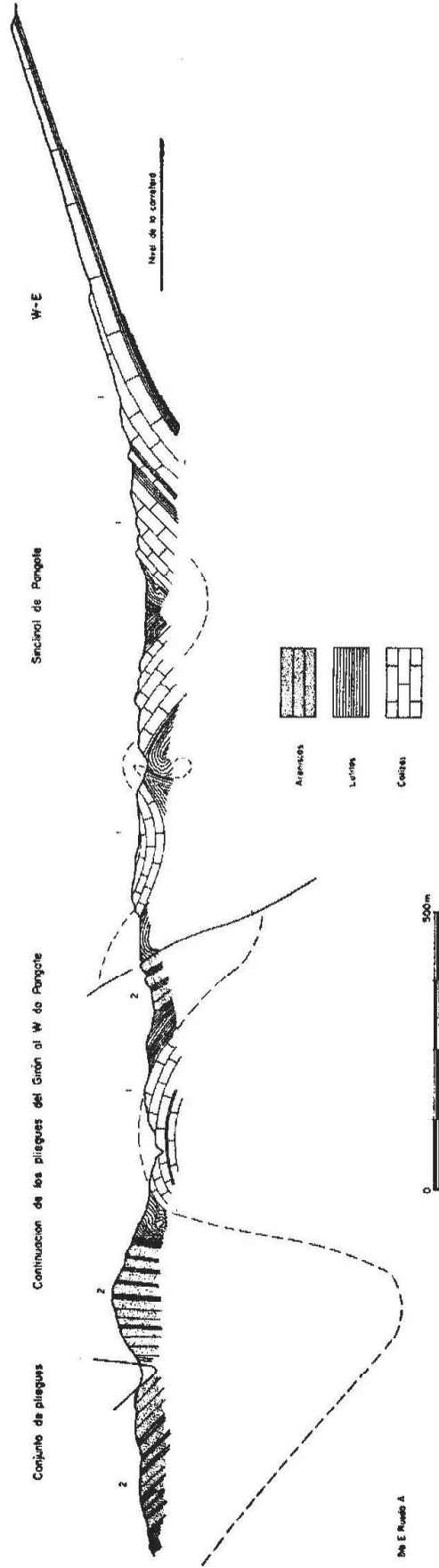


FIGURA 14.—Detalle de la estructura en la carretera de Pangote al Alto de Ventanas;  
1, nivel calizo, 2, arenisca masiva (albiense-cenomaniense).

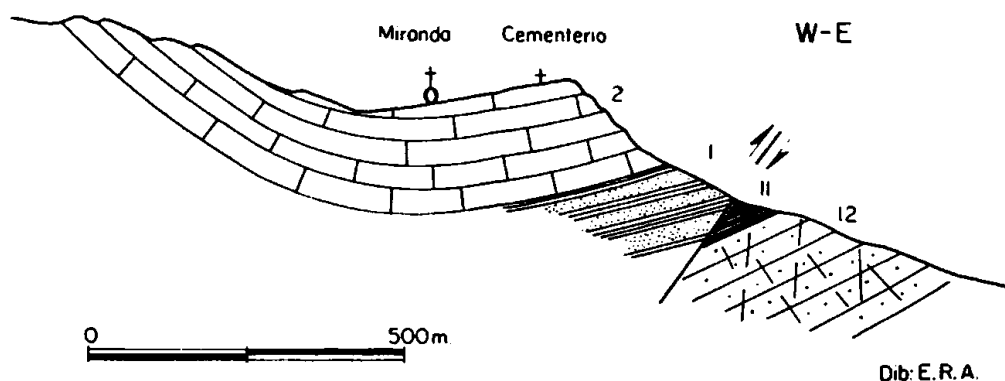


FIGURA 15.—Corte del sinclinal de Miranda; 1, nivel detrítico basal (valanginiense inferior); 2, caliza; 11, lutitas con carbones (maestrichtiano superior); 12, areniscas (paleoceno).

El anticlinal descrito se prosigue hacia el E por un sinclinal que puede verse en Miranda y que al E queda cortado por una falla que forma el límite estructural con el valle del Servitá (fig. 15). Hacia el S este sinclinal queda completamente cortado por la falla y desaparece, hacia el N probablemente se extiende por fuera ya de la zona estudiada.

Queda solo por describir la falla que limita por el E la unidad que se está estudiando, se trata de una falla inversa con el labio W elevado y de bastante salto, basta tener en cuenta a este respecto que al E de Miranda la falla pone en contacto las lutitas negras y areniscas que forman la base del cretácico con los niveles de lutitas y capas de carbón con las que el cretácico termina. Pero no es solo el salto de esta falla lo que interesa destacar, sino también el hecho de que sea su labio W el elevado en contraste con las fallas que se encontraban hacia el sector de Guaca-Molagavita, todas las cuales elevaban sus labios orientales. Aparte de este hecho que diferencia los accidentes ligados al valle del Servitá de aquéllos ligados a los valles de los ríos Cámara y Molagavita, existe alguna semejanza entre esta falla de Miranda y las que se desarrollaban entre Pangote y San Andrés, la semejanza principal es su oblicuidad con respecto a los pliegues: la falla de Miranda al igual que las occidentales es algo oblicua a los pliegues, como lo manifiesta su orientación con respecto al sinclinal de Miranda.

De todos modos el hecho más notable lo constituye la elevación del labio occidental de la falla, esto unido a la asimetría del anticlinal que se orienta según la divisoria hidrográfica y a las inversiones locales de su flanco oriental, son signos de vergencia al E que contrastan con la tendencia a la vergencia W de los accidentes al W de la divisoria hidrográfica.

#### EL VALLE DEL SERVITA

La estructura del valle del Servitá no ha sido estudiada en su totalidad sino solamente la parte al W del río, que al parecer corresponde al flanco de un sinclinal. Tal como se indicó en el capítulo



sobre estratigrafía, remontando el río Servitá desde su desembocadura en el Chicamocha se corta la serie cretácica casi completa. En la confluencia la serie es normal, existe allí algún replegamiento de detalle con una orientación algo anómala (fig. 5), remontando el Servitá desde este punto aparece casi toda la serie cretácica buzando entre 25° y 40° al E30N, esta serie atraviesa el río que lleva una dirección aproximadamente N-S. La zona al E del río no ha sido estudiada; hacia el W los estratos cambian algo de dirección, se orientan aproximadamente N-S y van siendo cortados oblicuamente por la falla de Miranda. A la vez la serie cretácica se va verticalizando y en la zona de La Cabrerita se encuentra ya invertida, la inversión es bastante acentuada, esta serie invertida se encuentra buzando al W entre 20° y 60° (fig. 16).

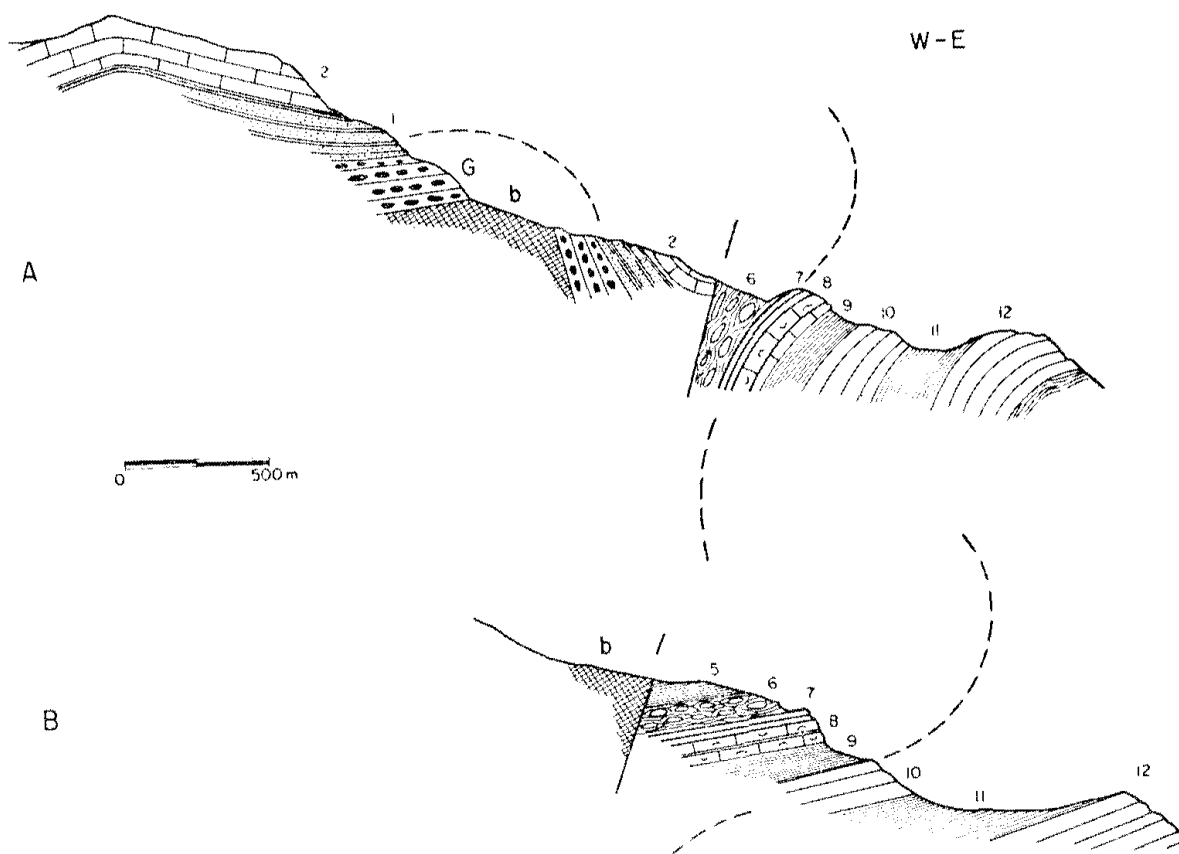


FIGURA 16.—Cortes por la quebrada del Salado y La Cabrerita; b, basamento; G, formación Girón; 1, conjunto detrítico basal (valanginiense inferior); 2, nivel calizo; 5, lutitas negras; 6, lutitas con grandes nódulos (coniaciense-santoniense?); 7, lutitas (base del campaniense); 8, calizas lumaquéticas con *Ostraca*, areniscas y lutitas; 9, lutitas oscuras; 10, areniscas cuarcíticas; 11, lutitas con carbones (maestrichtiense superior); 12, arenisca cuarcítica (paleoceno).

Esta inversión demuestra una tendencia local a la vergencia hacia el E, tendencia que está de acuerdo con la falla de Miranda y la inversión local del flanco E del anticlinal de Peñas Blancas-El Filo-Cerro de Palo Blanco.

## ESTRUCTURAS TRANSVERSALES

Aunque mucho menos acentuadas existen algunas estructuras de dirección transversal a los accidentes tectónicos descritos hasta ahora. La más clara de estas estructuras se desarrolla entre Guaca y San Andrés, en la margen derecha del río. En esta zona el cretácico se extiende por toda la vertiente W del río Cámara e incluso rebasa algo la divisoria hidrográfica entre este río y la quebrada Perchiquez. Un corte E-W entre el río Cámara y la quebrada Perchiquez muestra un cretácico inclinado hacia el E con algunas ondulaciones secundarias, es la estructura determinada por las alineaciones N-S, que son las dominantes en la región. Un corte N-S próximo a la divisoria pone de manifiesto para este cretácico una estructura sinclinal amplia, de eje E-W, se trata por tanto de una estructura transversal a las estructuras principales.

## ESTRUCTURA DE CONJUNTO, ESTILO TECTONICO

Al iniciar la descripción tectónica se indicó ya que la región estudiada está formada por dos zonas en posición sinclinal separadas por un área compleja pero en conjunto con carácter anticlinal. Los límites entre la zona anticlinal y las dos zonas sinclinales que la limitan se encuentran fallados. Una zona de fracturas se sitúa al W de la zona anticlinal limitando con el área de Guaca-Molagavita. El contacto entre la zona anticlinal y el área del Servitá es una falla única, la falla de Miranda.

Analizando las estructuras ligadas a la zona de Guaca-Molagavita y las ligadas al valle del río Servitá, se observa, que mientras las primeras tienden a verger hacia el W las segundas lo hacen al E. Desde luego las vergencias en la mayoría de los casos no están bien definidas, pero en la zona de Guaca-Molagavita todas las fallas son fallas inversas con el labio E elevado y existe algún pliegue imbricado vergente al W; en la zona del Servitá la falla de Miranda eleva su labio W y además existen algunos casos de inversiones indicando vergencias hacia el E.

Otro hecho a destacar es la gran importancia de las desnivelaciones en vertical en la tectónica de toda la región. Mientras los pliegues en la mayoría de los casos son poco apretados y las fallas aunque de tipo inverso no dan lugar a cabalgamientos de importancia, la desnivelación en vertical producida no solo por el salto de las fallas, sino también por los flancos de los pliegues, es grande. La caliza hauteriviense-aptiense, por ejemplo, se encuentra en San Andrés a unos 1.600 m, sobre el afloramiento de Girón en la divisoria del río Congreso, y la quebrada Isgaura se encuentra por encima de los 2.700 m y en el cerro de Palo Blanco a 3.400 m afloran los niveles inferiores porque la caliza ha sido erosionada.

En conjunto la estructura es la de un complejo con carácter anticlinal, en cierto modo un anticlinorio que tiende a ser algo extrusivo, con sus dos flancos fallados y cabalgando ligeramente a las áreas de tipo sinclinal que lo rodean. Un anticlinal de esta clase se eleva notablemente en vertical sobre las áreas sinclinales que lo





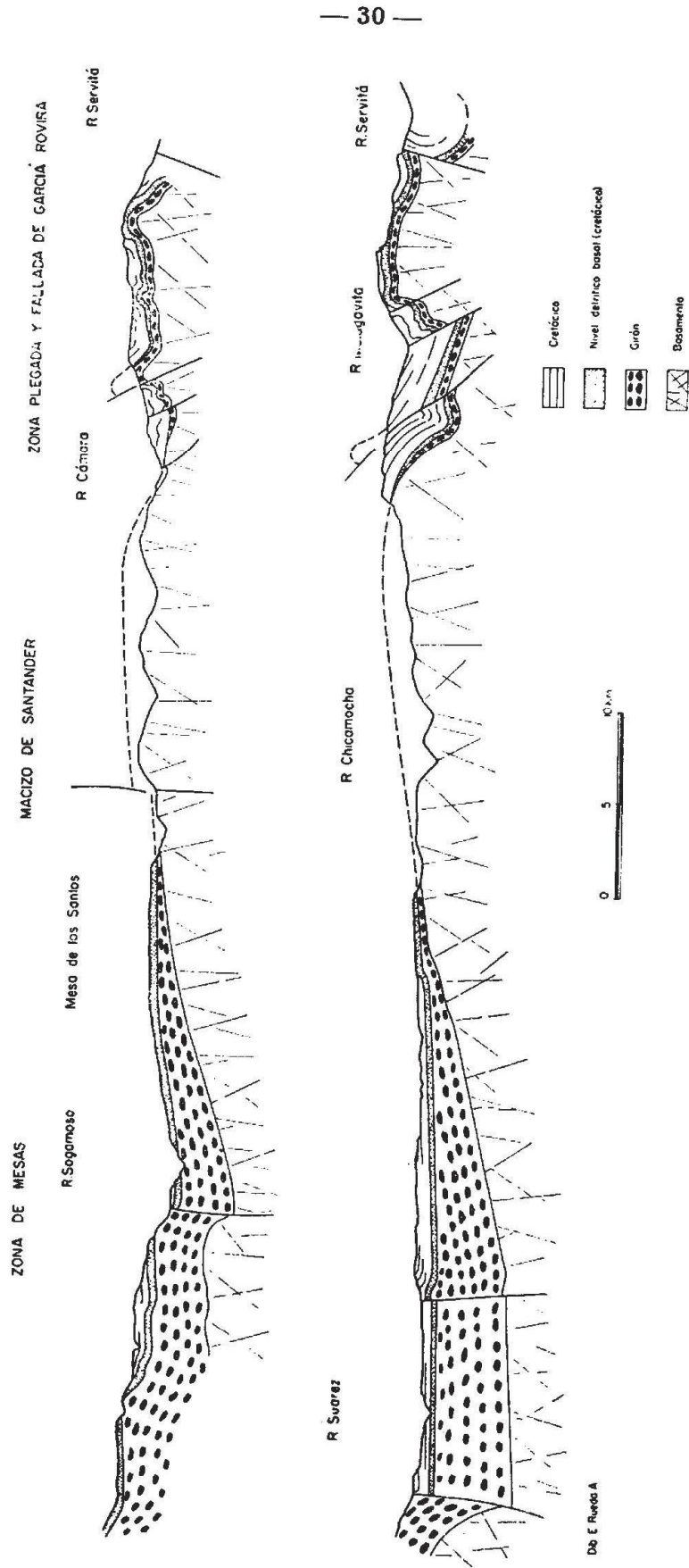


FIGURA 19.—Cortes estructurales entre el río Chucurí y el río Servitá.

Es digno también de hacerse resaltar el hecho de que mientras la zona al W del macizo es la que desarrolla una tectónica de fallas, de bloques, controlada por el zócalo es precisamente en ésta donde el espesor del mesozoico (cretácico + Girón) es mayor (figs. 6 y 19). La diferencia de espesor, del orden de los 3.000 a 4.000 m más para la zona del Chucuri con respecto a la zona del Servitá, se hizo resaltar ya en la parte estratigráfica. La explicación de este hecho sería prematuro intentarla, de momento basta con dejar constancia de él.

### CONCLUSIONES

Desde el punto de vista estratigráfico cabe distinguir dejando aparte el basamento pre-mesozoico, dos conjuntos discordantes entre sí: el jura-triásico (formación Girón) y el cretácico-paleoceno.

El Girón se encuentra reducidísimo, su potencia máxima es del orden de los 100-150 m en Miranda y Pangote y disminuye hacia el W hasta desaparecer, entre Guaca y Molagavita el Girón falta a todo lo largo del contacto entre el mesozoico y el zócalo metamórfico, excepto en Puente Berber donde existe un pequeño afloramiento de Girón. Estos espesores contrastan con los del lado W del macizo donde el Girón puede alcanzar los 3.000 m.

El adelgazamiento del Girón sobre el macizo de Santander tanto desde el E como del W pone de manifiesto la existencia de un abombamiento de edad por lo menos post-Girón y pre-cretácica. Hay que destacar que en la actualidad el macizo deriva en gran parte de la desmantelación de un pliegue de fondo.

El cretácico-paleoceno es relativamente poco espeso, no sobrepasando los 2.000 m. Una comparación con el cretácico de la zona del puente del Tablazo, al W del macizo de Santander pone en evidencia notables diferencias entre las que destaca el aumento en importancia de las areniscas de W a E.

En la región del río Cámara, que forma el borde del macizo de Santander, el cretácico es transgresivo hacia el W o sea sobre el macizo.

Desde el punto de vista tectónico los valles de los ríos Cámara y Servitá tienen posición sinclinal, si bien el río Cámara se aparta de esta posición a partir de San Andrés hacia el S. La zona montañosa que separa ambos ríos es un área anticlinal compleja, en cierto modo anticlinorio, los límites entre el área anticlinal citada y los valles de los ríos Guaca-Molagavita y Servitá son fallados, esto da también al área divisoria anticlinal un cierto carácter de horst.

El estilo tectónico es de pliegues poco apretados y fallas, las desnivelaciones en vertical son importantes. En conjunto la zona anticlinal que separa los dos valles, del Servitá al E y del río Cámara al W, tiende a ser ligeramente extrusiva con respecto a los dos valles. Aunque las fallas que forman el límite estructural entre cada uno de los valles y la zona divisoria anticlinal son fallas muy próximas a la vertical, se observa una tendencia a las vergencias al E por lo que se refiere a las estructuras ligadas al Servitá y al W en las estructuras ligadas a los valles de los ríos Cámara y Molagavita.



## BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA, C. E., 1960.—Estratigrafía de García Rovira, *Boletín de Geología*, Univ. Ind. Santander, n. 5, Bucaramanga.
- ERÜCKNER, W. D., 1954.—Note on some fossils from the Giron group in the Rio Lebrija valley, Department of Santander, Colombia, *Journ. Paleont.*, v. 28, n. 1, pp. 112-113.
- BÜRGL, H., 1954.—El cretáceo inferior en los alrededores de Villa de Leyva, Boyacá, *Bol. Geol.*, Serv. Geol. Nal., v. 2, n. 1, pp. 5-22, 2 ls., Bogotá.
- HETTNER A., 1892.—Die Kordillere von Bogotá, *Peterm. Mitt. Erg.*, v. 22, n. 104, 131 pp., Gotha.
- HUBACH, E., 1953.—Carbón del Páramo del Almorzadero y carbón y fuentes de agua de sal del Molagavita en el Departamento de Santander, *Bol. Geol.*, Serv. Geol. Nal., v. 1, n. 5, pp. 1-12, 4 fs., Bogotá.
- HUBACH, E., 1957.—Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia, Serv. Geol. Nal., informe n. 1212, (Inédito), 166 pp., Bogotá.
- HUBACH, E., 1957.—Apuntes sobre la geología de la provincia de García Rovira (Dpto. de Santander), Serv. Geol. Nal., informe n. 1229 (Inédito), Bogotá.
- JULIVERT, M., 1958 (a).—La morfoestructura de la zona de mesas al SW de Bucaramanga (Colombia, S. A.), *Boletín de Geología*, Univ. Ind. Santander, n. 1, pp. 7-43, 13 fs., Bucaramanga.
- JULIVERT, M., 1958 (b).—Geología de la zona tabular entre San Gil y Chiquinquirá (Cordillera Oriental, Colombia), *Boletín de Geología*, Univ. Ind. Santander, n. 2, pp. 33-47, 4 fs., Bucaramanga.
- JULIVERT, M., 1959.—Geología de la vertiente W del macizo de Santander en el sector de Bucaramanga, *Boletín de Geología*, Univ. Ind. Santander, n. 3, pp. 15-34, 12 fs., Bucaramanga.
- LANGENHEIM, R. L., 1959.—Preliminary report on the stratigraphy of the Giron formation in Santander and Boyacá, *Boletín de Geología*, Univ. Ind. Santander, n. 3, pp. 35-50, 4 fs., Bucaramanga.
- LANGENHEIM, J. H., 1959.—Preliminary notes on plant fossils from late paleozoic and early mesozoic rocks in the Cordillera Oriental of Colombia, *Boletín de Geología*, Univ. Ind. Santander, n. 3, pp. 51-53, Bucaramanga.
- MORALES, L. G., 1958.—General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia, *Habitat of Oil*, Symposium Am. Ass. Petr. Geol., pp. 641-695, 29 fs., Tulsa.
- SCHEIBE, R., 1938.—Estudios geológicos sobre la Cordillera Oriental, *Est. Geol. Paleont. Cord. Or. Colombia*, Minist., Ind. Trab., Dpto. Min. Petr., part. 1, 68 pp., 2 fs., 5 l. fotos, 1 l. perfiles geol., 1 map. f. t. E. 1: 1,000,000, Bogotá.
- SCHUCHERT, CH., 1935.—Historical geology of the Antillean Caribbean region, 1 v., 811 pp., 123 fs., John Willey Sons Inc., New York.