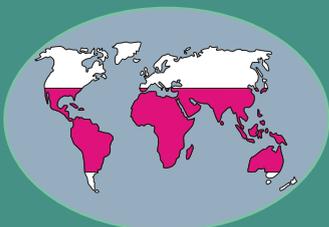
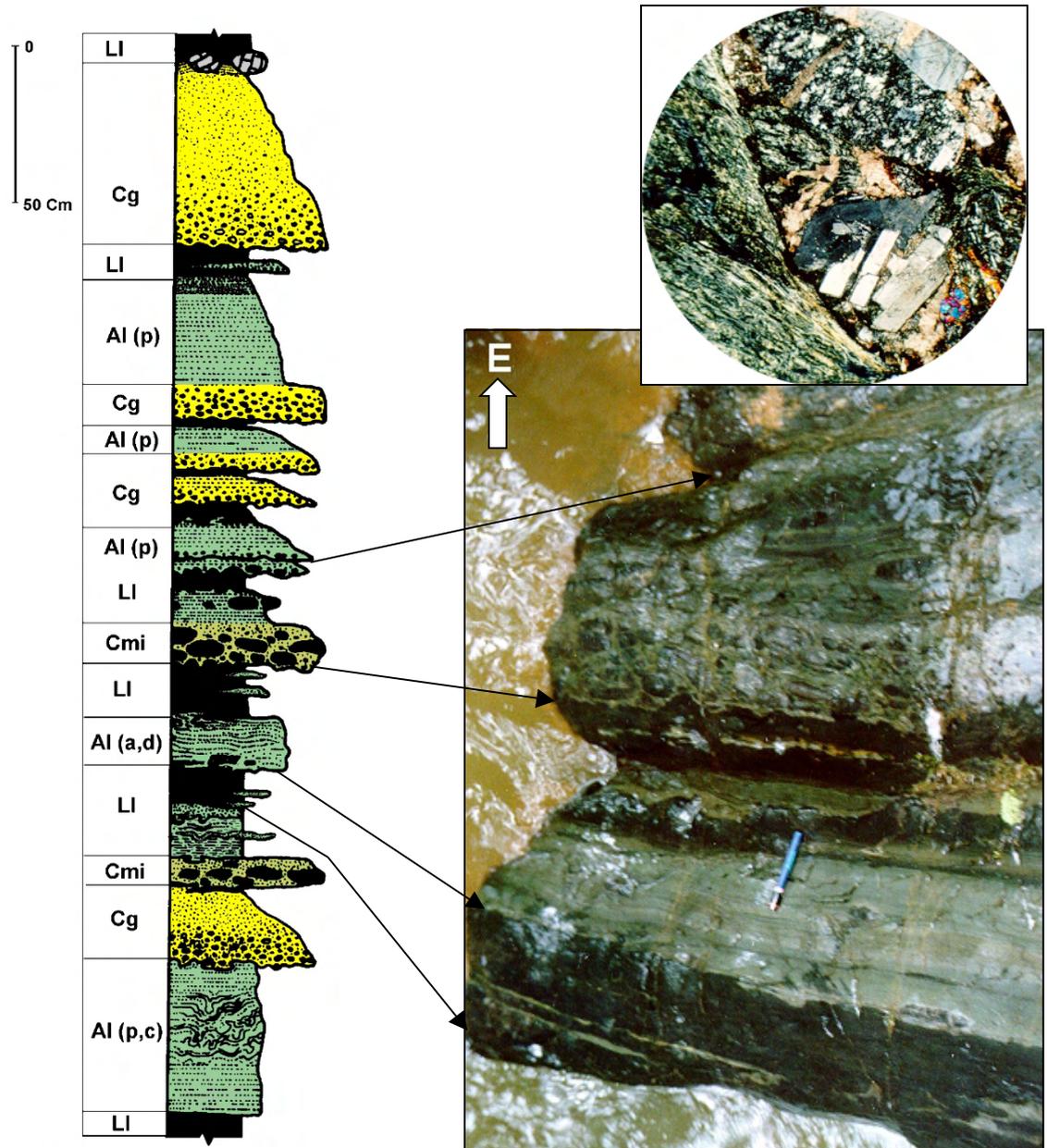


Andrés PARDO-TRUJILLO, Mario MORENO-SANCHEZ, Arley de J. GOMEZ-CRUZ

ESTRATIGRAFIA DE ALGUNOS DEPOSITOS DEL CRETACEO SUPERIOR EN LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL DE COLOMBIA: IMPLICACIONES REGIONALES

Stratigraphy of some Upper Cretaceous deposits of the Central and Western Cordilleras of Colombia: regional implications

Stratigraphie de dépôts du Crétacé Supérieur dans les Cordillères Centrale et Occidentale de la Colombie: implications régionales



GEO – ECO - TROP

ISBN 1370-6071

Revue internationale de Géologie, de Géographie et d'Ecologie tropicales
International Journal of Tropical Geology, Geography and Ecology

Comité de rédaction

Editorial Board

Alexandre, J. (*Liège*)
Aloni Komanda (*Kinshasa*)
Bikwemu, G. (*Bujumbura*)
Carreras, Raquel (*La habana*)
De Dapper, M. (*Gent*)
Leuck, J. (*Gent*)
Machado Rodriguez, Sonia (*La Habana*)
Malaisse, F. (*Gembloux*)
Ntaganda, C. (*Butare*)
Ozer, A. (*Liège*)
Pardo Trujillo, A. (*Manizales*)
Runje, J. (*Paderborn*)
Skhiri, Fathia (*Sousse*)
Stemans, P. (*Liège*)
Tack, L. (*Tervuren*)

Secrétaires de rédaction

Sub-Editors

Warner, E. (*Tervuren*)
Alexandre Pyre, Sybille (*Liège*)

Edition, Mise en page, Photocomposition Printing, Layout, Photocomposition

Warner, Eric (*Musée royal de l'Afrique centrale,
B-3080 Tervuren, Belgium*)
e-mails : warner@africamuseum.be
fa381357@skynet.be

Publié par

Published by

Ulg – PPMB
(B-4000 Liège, Belgium)

Administration Management

Emile ROCHE
Université de Liège
Paléontologie végétale
Sart Tilman, Allée du 6 Août B18/P40
B. 4000 LIEGE 1 (Belgium)

Phone : 32.4.366.53.91
Fax : 32.4.366.53.38
e-mail : rocheemile@yahoo.fr

GEO – ECO – TROP

ISBN 1370 – 6071

Les articles paraissant dans GEO-ECO-TROP sont publiés en Français ou en Anglais, éventuellement en Espagnol. Les domaines abordés par la revue sont la Géographie physique, le Géographie humaine, la Géologie, la Géomorphologie et l'Ecologie des milieux tropicaux et subtropicaux ainsi que la Paléoécologie, la Paléogéographie et la Géo-archéologie des régions chaudes du globe, actuelles et passées.

Recommandations aux auteurs

Les textes soumis aux éditeurs ne dépasseront pas 25 pages (5000 caractères et signes) et comporteront :

- le titre définitif
- le nom et l'initiale du ou des prénoms des auteurs
- l'adresse complète de ces derniers
- un bref résumé en Anglais et en Français (200 mots au maximum)
- un texte structuré, soigneusement imprimé de façon qu'il puisse être passé au scanner s'il n'est pas accompagné d'une disquette lisible sur les types habituels de PC
- des figures numérotées ensuite, photos et dessins au trait, tous d'excellente qualité et lisibles après réduction à une taille maximum de 120 x 195 mm (ne pas oublier de mentionner le nom de l'auteur et le numéro sur chaque figure)
- la légende des figures sur une feuille séparée
- les tables composées sur des feuilles séparées et numérotées en chiffres romains
- l'endroit approximatif, indiqué en marge, des figures et des tables à imprimer dans le texte
- une bibliographie établie minutieusement et la plus complète possible (voir exemples ci-dessous) ; toute abréviation des titres de périodiques devant rester compréhensible pour un large public, sans variation au sein d'un même article:

Revue : Ernst, W., 1975. Variation in the mineral contents of leaves and trees in miombo woodland in south central Africa. *J. Ecol.*, 63, 801-807.

Ouvrage : Dajoz, R., 1972. Précis d'Ecologie. Dunod, Paris, 434 p.

Chapitre : Lamotte, M., 1975. The structure and function of a tropical savannah ecosystem. – In : Golley, F.B. & Medina, E. (Eds.). Tropical ecological systems. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, Ecological studies, 11, pp. 179-222.

Les remerciements, s'il y en a, seront brefs et rassemblés en un seul paragraphe placé à la fin de l'article.

Texte, figures et tableaux, éventuellement sur disquette ou CD (texte en Word ; tableaux en Excell) seront envoyés au secrétariat de rédaction :

Emile ROCHE

ULG-Paléontologie, Sart Tilman, B 18 – B-4000 Liège 1 (Belgique).

Tél. : 32.4.366.53.91. - Fax : 32.4.366.53.38.

E-mail : rocheemile@yahoo.fr

15 tirages-à-part sont fournis gratuitement. Une participation aux frais est demandée pour un supplément de tirages-à-part et pour les clichés en couleurs.

GEO – ECO – TROP

ISBN 1370 – 6071

Notice to contributors

GEO-ECO-TROP publishes papers of more or less 25 pages (5000 letters and marks) in English or French; eventually in Spanish. The papers will be dealing with all aspects of Geology, Geography, Geomorphology and Ecology of tropical and subtropical regions including Palaeogeography, Palaeoecology and Geo-archaeology of present and past warm areas of the world.

The papers submitted, to the editors will be made of:

- A title as concise as possible
- The surname and the initial of the first name(s) of each author
- His (her, their) complete address
- A brief abstract in English and in French (no more than 200 words)
- A structured text cleanly typed to permit a good scanning if no floppy disk is included (files easily readable on PC)
- Figures, clean drawings and clear photographs numbered consecutively and suitable to reduction with a maximum size of 120 x 195 mm (do not forget on each of them author's name and number)
- Figures captions typed on separate sheet
- Approximate position and tables in the text indicated in the margin
- Tables also typed on a separate sheet and numbered with roman numerals
- The list of references as minute and complete as possible (see examples below) and without variations inside the paper; abbreviations being easily understood by any reader:

Journal : Ernst, W., 1975. Variation in the mineral contents of leaves and trees in miombo woodland in south central Africa. *J. Ecol.*, 63, 801-807.

Book : Dajoz, R., 1972. *Précis d'Ecologie*. Dunod, Paris, 434 p.

Chapter : Lamotte, M., 1975. The structure and function of a tropical savannah ecosystem. – In : Golley, F.B. & Medina, E. (Eds.). *Tropical ecological systems*. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, Ecological studies, 11, pp. 179-222.

Acknowledgements, if any, should be kept short and gathered at the end of the paper.

Text, tables, figures and eventually floppy disk or CD (text by Word; tables by Excell) should be sent to the editor:

Emile ROCHE

ULG-Paléontologie, Sart Tilman, B 18 – B-4000 Liège 1, Belgium.

Tél.: 32.4.366.53.91. - Fax : 32.4.366.53.38.

E-mail: rocheemile@yahoo.fr

The author will receive 15 off-prints and, if ordered additional off-prints with extra-charge. Figures in colour will be made at the expenses of the author.

**ESTRATIGRAFIA DE ALGUNOS DEPOSITOS DEL CRETACEO
SUPERIOR EN LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL DE
COLOMBIA: IMPLICACIONES REGIONALES**

**Stratigraphy of some Upper Cretaceous deposits of the Central and Western
Cordilleras of Colombia: regional implications**

**Stratigraphie de dépôts du Crétacé supérieur dans les Cordillères centrale et
occidentale de la Colombie: implications régionales**

Andrés PARDO-TRUJILLO, Mario MORENO-SANCHEZ & Arley de Jesus GOMEZ-CRUZ
Profesores Asociados, Universidad de Caldas



Patrocinado por:

Vicerrectoría de Investigaciones y Posgrados, Universidad de Caldas. Calle 65 No. 26-10, Manizales, Colombia.
Service de Paléobotanique, paléopalynologie et Micropaléontologie (PPM), Université de Liège. Allée du 6 Août,
Bâtiment B-18, Belgique.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos muy especialmente a las directivas de la Universidad de Caldas (Manizales, Colombia) por su apoyo económico para la realización y publicación de este proyecto. Al profesor Fernando ETAYO-SERNA (Universidad Nacional, Bogotá) por la determinación de algunos fósiles, sus estimulantes críticas y por darnos a conocer la singular localidad fosilífera de Pijao. Al profesor Ignacio MARTINEZ (Universidad EAFIT, Medellín), por la lectura crítica del informe final de este proyecto, sus valiosos consejos y la determinación del foraminífero hallado en el sector de El Granadillo. Igualmente agradecemos al profesor Carlos VILLAROEL (Universidad Nacional, Bogotá), por la revisión del manuscrito original y a Jaime GUZMAN, Geólogo de la Universidad de Caldas, quien descubrió la localidad de Puente Umbría.

Adicionalmente, queremos expresar nuestros más sinceros agradecimientos al Servicio de Paleobotánica, Paleopalínología y Micropaleontología (PPM) de la Universidad de Lieja (Bélgica) por el apoyo logístico brindado durante la realización de este trabajo, en especial al profesor Emile ROCHE por su colaboración desinteresada y por poner a nuestra disposición todas los recursos técnicos necesarios para la edición y publicación de este trabajo. Gracias a Phillippe STEEMANS y Jacques THOREZ (Universidad de Lieja) por la revisión de una parte del manuscrito.

ACKNOWLEDGEMENTS

We express our special thanks to the directives of the Caldas University (Manizales, Colombia) by their economic support for the realization and publication of this project. Thanks to the professor Fernando ETAYO-SERNA (National University, Bogotá) for the determination of some fossils, his stimulating critics and for show us the singular fossiliferous locality of Pijao. We also thanks the professor Ignacio MARTINEZ (University EAFIT, Medellín), for his criticism and advice in the first manuscript of this work, and for the determination of the foraminifer founded in the sector of El Granadillo. Thanks to the professor Carlos VILLAROEL (National University, Bogotá) for his remarks in our first manuscript. To Jaime GUZMAN, Geologist at Caldas University, for discover the Puente Umbria locality.

Additionally, we want to express ours more sincerely gratefulness to the personal of the Paleobotany, Paleopalynology and Micropaleontology (PPM) Service of the Liege University (Belgium) for their logistical support during the accomplishment of this work; specially to the professor Emile ROCHE who give us all the technical resources and support for the edition and publication of this work. Thanks to Philippe STEEMANS and Jacques THOREZ (Liege University) for their revision of part of the manuscript.

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, nous tenons à exprimer tout particulièrement nos remerciements aux autorités de l'Université de Caldas (Manizales, Colombie) pour l'aide matérielle apportée à sa réalisation. Nos remerciements s'adressent également au professeur Fernando ETAYO-SERNA (Université Nacional de Bogotá) pour la détermination de certains fossiles, ses critiques constrictives et aussi pour nous avoir signalé le site fossilifère de Pijao. Nous sommes redevables au professeur Ignacio MARINEZ (Université EAFIT, Medellín) pour ses critiques éclairées et la détermination des foraminifères du secteur de El Granadillo, au professeur Carlos VILLAROEL (Université Nacional de Bogotá) pour la révision du manuscrit original et à Jaime GUZMAN, géologue à l'Université de Caldas, pour la découverte du site de Puente Umbría.

Notre gratitude s'adresse également aux membres du personnel du Service de Paléobotanique, paléopalynologie et Micropaléontologie (PPM) de l'Université de Liège (Belgique) pour le support logistique apporté au cours de la réalisation du travail, spécialement au professeur Emile ROCHE qui nous a fourni l'appui matériel et technique nécessaire á sa publication. Merci également a Philippe STEEMANS et Jacques THOREZ (Université de Liège) pour la révision de une partie du manuscrit.

CONTENIDO- CONTENTS-SOMMAIRE

PRESENTACION- PRESENTATION- PRESENTATION	3-8
PARDO-TRUJILLO, A.; MORENO-SANCHEZ M. & GOMEZ-CRUZ, A de J.	
- ESTRATIGRAFIA Y FACIES DEL CRETACEO SUPERIOR-TERCIARIO INFERIOR (?) EN EL SECTOR DE NOGALES-MONTELORO (BORDE OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL, COLOMBIA)	
- Upper Cretaceous-Lower Tertiary (?) stratigraphy and facies from the Nogales-Monteloro region (western side of the Central Cordillera, Colombia)	
- Stratigraphie et faciès du Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur (?) dans la région de Nogales-Monteloro (bord occidental de la Cordillère Centrale, Colombie)	9-40
GOMEZ-CRUZ, A de J.; MORENO-SANCHEZ M. & PARDO-TRUJILLO, A.	
- AFLORAMIENTOS FOSILIFEROS DEL CRETACEO SUPERIOR EN EL MUNICIPIO DE PIJAO (BORDE OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL, COLOMBIA).	
- Upper Cretaceous fossiliferous outcrops in the Pijao region (western flank of the central Cordillera, Colombia)	
- Affleurements fossilifères du Crétacé supérieur dans la région de Pijao (bord occidental de la Cordillère Centrale, Colombie)	41-50
PARDO-TRUJILLO, A.; MORENO-SANCHEZ M. & GOMEZ-CRUZ, A de J.	
- ESTRATIGRAFIA Y ANALISIS FACIAL DEL CRETACICO SUPERIOR EN EL SECTOR DE APIA-PUEBLO RICO (CORDILLERA OCCIDENTAL, COLOMBIA).	
- Stratigraphy and facies analysis of the Upper Cretaceous from Apia-Pueblo Rico region (Western Cordillera, Colombia).	
- Stratigraphie et analyse du faciès du Crétacé Supérieur dans la région de Apía-Pueblo Rico (Cordillère Occidentale, Colombie)	51-74
MORENO-SANCHEZ M.; PARDO-TRUJILLO, A. & GOMEZ-CRUZ, A de J.	
- AMBIENTES OCEANICOS SOMEROS EN PUENTE UMBRIA (CORDILLERA OCCIDENTAL, COLOMBIA) DURANTE EL CAMPANIANO-MAASTRICHTIANO	
- Campanian-Maastrichtian Shallow oceanic environments at Puente Umbria (Western Cordillera, Colombia)	
- Environnements océaniques peu profonds à Puente Umbría (Cordillère Occidentale, Colombie) pendant le Campanien-Maastrichtien	75-90
MORENO-SANCHEZ M. & PARDO-TRUJILLO, A.	
- HISTORIA GEOLOGICA DEL OCCIDENTE COLOMBIANO	
- Western Colombia geological history	
- Histoire géologique de la région occidentale de la Colombie	91-113

PRESENTACION

El siguiente trabajo presenta nueva información estratigráfica y paleontológica del "Occidente Colombiano", término empleado para denominar las rocas que se encuentran entre el flanco occidental de la cordillera Central y la costa Pacífica Colombiana (figura 1). Los estudios geológicos realizados en esta zona han sido en su mayoría de carácter regional, en ellos se definen y describen las unidades litológicas en informes y mapas a escala 1:100000 (e.g. León et al. 1973; Orrego 1976; Orrego et al. 1976; Alvarez & González 1978; Barrero 1979; Calle & González 1980; Calle & González 1980; Parra et al. 1983; Armas 1984; Caballero & Zapata 1984; Calle et al. 1984; McCourt, Mosquera et al. 1984; Nivia et al. 1992). Estos trabajos junto con datos geofísicos (e.g. Case et al. 1971) muestran que al oeste del sistema de fallas de Romeral predominan rocas de piso oceánico (ultramafitas, vulcanitas básicas y sedimentitas asociadas) que conforman varias fajas estructuralmente complejas con rumbo norte-sur, las cuales se extienden hasta Ecuador. Algunos autores (e.g. Bourgois et al. 1982; Toussaint 1996) consideran que dichas fajas fueron unidas a la margen continental de Sur América durante el Cretáceo y Terciario, pero su proceso de emplazamiento aun presenta controversias (e.g. Aspden & McCourt 1986; Grösser 1989; Restrepo & Toussaint 1989; Pindell 1993; Nivia 1994). Dentro de algunas de estas fajas es notable la existencia de potentes (?) secuencias sedimentarias del Cretáceo que reciben diversos nombres litoestratigráficos, basados en el grado de deformación (e.g. Barrero 1979) o en su carácter litológico (e.g. Alvarez & González 1978); esto ha llevado al empleo no unificado de numerosas nomenclaturas que han generado mayor confusión (para una revisión de la nomenclatura ver Etayo-Serna, Barrero et al. 1986).

Recientemente el Instituto de Investigaciones Geológicas de Colombia (Ingeominas) (e.g. González & Núñez 1991; Maya & González 1995) ha propuesto el abandono de los términos litoestratigráficos tradicionales; en su lugar sugieren la utilización de unidades litodémicas que incluyen numerosos bloques limitados por fallas de extensión regional (ver además Nivia 1996). En cuanto a la posición estratigráfica, edad y condiciones específicas de depósito de las unidades sedimentarias es poco lo realizado hasta el momento (e.g. Etayo-Serna et al. 1980; Etayo-Serna et al. 1982; Etayo-Serna 1986; Etayo-Serna et al. 1986; Etayo-Serna 1989; Moreno et al. 1993; Pardo et al. 1993; Gómez et al. 1995). Trabajos de cartografía detallada elaborados por estudiantes y profesores del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Caldas han permitido descubrir nuevos afloramientos fosilíferos que pueden contribuir al conocimiento de algunos de estos bloques fallados. El siguiente trabajo presenta, con algunas modificaciones, los resultados del proyecto de investigación "Estudio de Nuevas Localidades fosilíferas en las Cordilleras Central y Occidental de Colombia" (Pardo et al. 1999), patrocinado por el Centro de Investigaciones y Desarrollo Científico (CIDC) de la Universidad de Caldas. En el se incluye una síntesis de los estudios estratigráficos y paleontológicos realizados en cuatro sectores: Nogales-Monteloro (departamento del Valle del Cauca), Pijao (departamento del Quindío), Apia-Pueblo Rico y Belén de Umbría (departamento de Risaralda), ubicados entre el borde occidental de la Cordillera Central y la Cordillera Occidental de Colombia. Con esta información y la revisión de la literatura, se presenta un modelo de evolución geológica del Occidente Colombiano durante el Mesozoico y Cenozoico.

PRESENTATION

The following work presents new stratigraphical and paleontological information about the "Occidente Colombiano", an expression refer to denominate the rocks located between the western flank of the Central Cordillera, and the Pacific coast of Colombia (figure 1). The geologic studies carried out in this area are in their majority of a regional character. Authors defined and described the lithological units in reports and maps at a 1:100 000 scale (e.g. Alvarez & González, 1978; Armas, 1984; Barrero, 1979; Caballero & Zapata, 1984; Calle & González, 1980a; Calle et al., 1984; Calle & González, 1980b; Leon et al., 1973; McCourt et al., 1984b; Nivia et al., 1992; Orrego, 1976; Orrego et al., 1976; Parra et al., 1983). These works together with geophysical data (e.g. Case et al., 1971) show that to the west of the Romeral fault system rocks associated with an oceanic floor are dominant (ultramaphics, basic volcanics, and associated sedimentary rocks), conforming several structurally complex fringes with a N-S strike, which extend until Ecuador. Some authors (e.g. Bourgois et al., 1982; Toussaint, 1996) consider that these fringes were united to the continental margin of South America during the Cretaceous-Tertiary; however, their process of location even presents controversies (e.g. Aspdén & McCourt 1986; Grösser 1989; Nivia 1994; Pindell 1993; Restrepo & Toussaint 1989). In some of these fringes, thick Cretaceous sedimentary deposits have been mapped; they received diverse lithostratigraphic names, based on their degree of deformation (e.g. Barrero, 1979) or on their lithological character (e.g. Alvarez & González, 1978); such a situation has led to the use of a numerous but non-unified nomenclature that generated confusion (for a revision of the nomenclature, see Etayo-Serna et al., 1986).

Recently the Geological Survey of Colombia, Ingeominas (e.g. González & Núñez, 1991; Maya & González, 1995) has proposed to abandon of the traditional lithostratigraphic terms and the use of lithodemic units of a regional extension, which include numerous blocks limited by faults (see in addition Nivia, 1996). Until now and with regard to the stratigraphical situation, age and specific depositional conditions of the sedimentary units there are only a few researches (e.g. Etayo-Serna 1986; Etayo-Serna 1989; Etayo-Serna et al. 1986; Etayo-Serna et al. 1980; Etayo-Serna et al. 1982; Gómez et al. 1995; Moreno et al. 1993; Pardo et al. 1993). In detailed works of cartography developed by students and professors of the Department of Geologic Sciences at the University of Caldas new fossiliferous outcrops were found that contribute to the knowledge about some of these faulted blocks. The following work presents, with some modifications, the final report of the project: "Study of new fossiliferous localities in the Central and Western cordilleras of Colombia" (Pardo et al., 1999), sponsored by the Centro de Investigaciones y Desarrollo Científico (CIDC) of Caldas University (Colombia). It offers a synthesis of the stratigraphy and paleontology of four sectors: Nogales-Monteloro (Department of the Valley of the Cauca), Belén de Umbría (Department of Risaralda), Apía- Pueblo Rico (Department of Risaralda) and Pijao (Department of the Quindío), located between the western flank of the Central Mountain range and the Western Mountain range of Colombia (figure 1). With these data and the revision of the literature, a Mesozoic Cenozoic geological evolution model of western Colombia is proposed.

PRESENTATION

Ce travail apporte de nouvelles informations stratigraphiques et paléontologiques sur l' "Occidente Colombiano", expression utilisée pour dénommer les roches localisées entre le flanc occidental de la Cordillère centrale et la côte Pacifique colombienne (figure 1). Les études géologiques effectuées dans cette zone sont, en leur majorité, de caractère régional. Les auteurs ont défini et décrit les unités lithologiques dans des rapports et dans des cartes géologiques à l'échelle 1:100 000 (e.g. Alvarez & González, 1978 ; Armas, 1984 ; Barrero, 1979 ; Caballero & Zapata, 1984 ; Calle & González, 1980a ; Calle et al., 1984; Calle & González, 1980b; Leon et al., 1973 ; McCourt et al., 1984b ; Nivia et al., 1992 ; Orrego, 1976 ; Orrego et al., 1976; Parra et al., 1983). Ces travaux ainsi que les données géophysiques (e.g. Case et al., 1971) prouvent que, à l'ouest du système de failles de Romeral, les roches sont principalement océaniques (e.g. roches ultrabasiques, volcaniques basiques et roches sédimentaires associées). Elles forment plusieurs franges structurellement complexes, de direction N-S, et se prolongent jusqu'à l'Equateur. Quelques auteurs (e.g. Bourgois et al., 1982 ; Toussaint, 1996) considèrent que ces franges ont été unies à la marge continentale de l'Amérique du Sud pendant le Crétacé-Tertiaire, mais leur processus de mise en place suscite des polémiques (e.g. Aspden and McCourt 1986; Grösser 1989; Nivia 1994; Pindell 1993; Restrepo and Toussaint 1989). Dans certaines de ces franges, d'épais dépôts sédimentaires crétacés sont reportés sur les cartes géologiques; ceux-ci reçoivent des noms lithostratigraphiques basés sur leur degré de déformation (e.g. Barrero, 1979) ou sur leurs caractères lithologiques (e.g. Alvarez et González, 1978). De nombreuses nomenclatures non unifiées ont été utilisées de ce fait produisant une grande confusion (pour une révision de la nomenclature voir Etayo-Serna et al. 1986).

Récemment l'institut géologique de la Colombie, Ingeominas (e.g. González & Núñez, 1991; Maya & González, 1995) a proposé l'abandon des unités lithostratigraphiques traditionnelles et l'utilisation des unités lithodémiques, d'extension régional, qui comportent de nombreux blocs limités par des failles (voir aussi Nivia, 1996). En ce qui concerne la situation stratigraphique, l'âge et les conditions spécifiques des dépôts de ces unités sédimentaires étaient peu connus jusqu'à présent (e.g. Etayo-Serna 1986; Etayo-Serna 1989; Etayo-Serna et al. 1986; Etayo-Serna et al. 1980; Etayo-Serna et al. 1982; Gómez et al. 1995; Moreno et al. 1993; Pardo et al. 1993). Des travaux cartographiques détaillés entrepris par des étudiants et professeurs du Département des sciences géologiques de l'université de Caldas ont permis la découverte des nouveaux affleurements fossilifères, et contribuent à une meilleure connaissance de certains de ces blocs faillés. Le présent travail constitue, avec quelques modifications, le rapport final du projet "Etude de nouvelles localités fossilifères dans les Cordillères Centrale et Occidentale de la Colombie" (Pardo et al. 1999), sponsorisé par le Centro de Investigaciones y Desarrollo Científico (CIDC) de l'Université de Caldas (Colombie). Il présente une synthèse des caractéristiques stratigraphiques et paléontologiques relatives à quatre secteurs : Nogales-Monteloro (département du Vallée du Cauca), Puente Umbría (département de Risaralda), Apía-Pueblo Rico (département de Risaralda) et Pijao (département du Quindío), situés entre le flanc occidental de la cordillère Centrale et la Cordillère Occidentale de la Colombie (figure 1). Grâce à cette information et la révision de la littérature, un modèle d'évolution géologique de la région occidentale colombienne pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque est présenté dans ce volume.

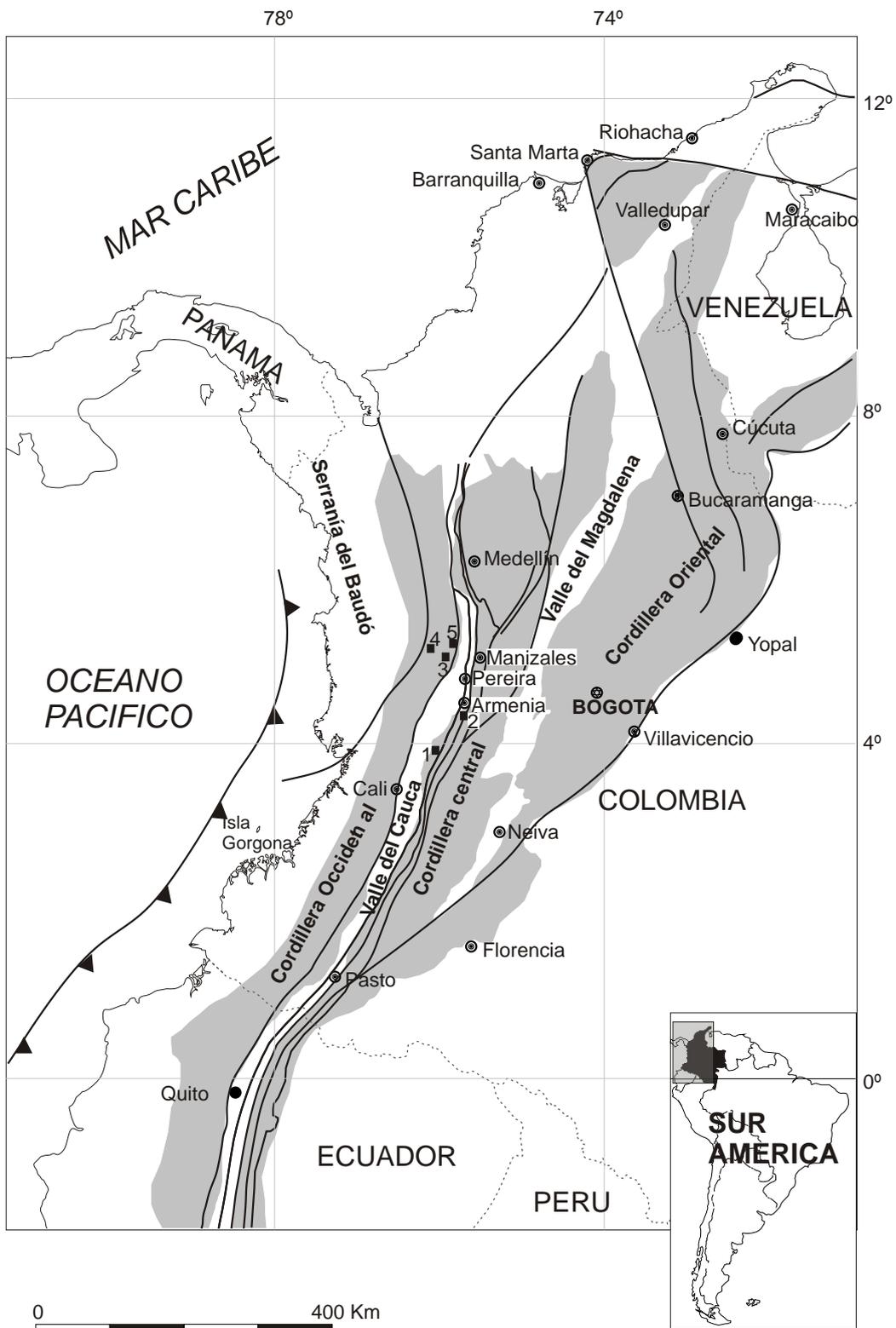


FIGURA 1. Mapa de la esquina noroccidental de Sur América donde se localizan las localidades fosilíferas descritas en este trabajo. 1: Nogales-Monteloro; 2: Pijao; 3 y 4: Apía y Pueblo Rico; 5: Puente Umbría. En gris: Cordillera de los Andes. Las líneas representan las fallas mayores.

REFERENCIAS- REFERENCES

- Alvarez, E., & González, H., 1978, Geología y geoquímica del cuadrángulo I-7 Urrao, escala 1:100 000: Medellín, Ingeominas.
- Armas, M.d., 1984, Mapa geológico preliminar. Plancha 261- Tuluá. escala 1: 100 000: Cali, Ingeominas.
- Aspden, J.A., & McCourt, W.J., 1986, Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia: *Geology*, v. 14, p. 415-418.
- Barrero, D., 1979, Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia: *Publicaciones Geológicas Especiales*. Ingeominas, v. 4, p. 1-75.
- Bourgeois, J., Calle, B., Tournon, J., & Toussaint, J.F., 1982, The Andean ophiolitic megastructure on the Buga-Buenaventura transverse (Western Cordillera-Valle, Colombia): *Tectonophysics*, v. 82, p. 207-229.
- Caballero, H., & Zapata, G., 1984, Mapa geológico preliminar. Plancha 244-Pereira, escala 1:100 000: Medellín, Ingeominas.
- Calle, B., & González, H., 1980a, Geología y geoquímica de la plancha 166, Jericó: Medellín, Ingeominas, p. 1-232.
- Calle, B., González, H., & De La Peña, R., 1984, Mapa geológico preliminar de la plancha 166, Jericó: Ingeominas.
- Calle, B., & González, H.b., 1980b, Geología y geoquímica de la plancha 186, Riosucio- Antioquía: Medellín, Ingeominas, p. 1-173.
- Case, J.E., Duran, L.G., Lopez, A., & Moore, R., 1971, Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 2685-2712.
- Etayo-Serna, F., 1986, La Icnofacies *Zoophycos-Chondrites* del Cretácico de la Cordillera Occidental de Colombia y su posible significación paleoambiental: *Caldasia*, v. 15, p. 405-422.
- Etayo-Serna, F., 1989, Campanian to Maastrichtian fossils in the Northeastern Western Cordillera Colombia: *Geología Norandina*, v. 11, p. 23-31.
- Etayo-Serna, F., Barrero, D., Lozano, H.Q., Espinosa, A., Gonzalez, H., Orrego, A., Ballesteros, I.T., Forero, H.O., Ramirez, C.Q., Zambrano-Ortiz, F., Duque-Caro, H., Vargas, R.H., Nuñez, A., Alvarez, J., Ropain, U.C., Cardozo, E.P., Galvis, N., Sarmiento, L.R., Albers, J.P., Case, J.E., Singer, D.A., Bowen, R.W., Berger, B.R., Cox, D.P., & Hodges, C.A., 1986, Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia: *Publicaciones Geológicas especiales*, Ingeominas, v. 14: Bogotá, 235 p.
- Etayo-Serna, F., Gonzalez, H., & Alvarez, E., 1980, Mid-Albian Ammonites from Northern Western Cordillera, Colombia, S. A: *Geología Norandina*, v. 2, p. 24-30.
- Etayo-Serna, F., Parra, E., & Rodríguez, G., 1982, Análisis facial del "Grupo Dagua" con base en secciones aflorantes al oeste de Toro (Valle del Cauca): *Geología Norandina*, v. 5, p. 3-12.
- Gómez, A.d.J., Moreno, M., & Pardo, A., 1995, Edad y origen del "complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales" en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia): *Geología Colombiana*, v. 19, p. 83-93.
- González, H., & Nuñez, A., 1991, Mapa geológico generalizado del departamento del Quindío, Escala1:100000: Bogotá, Ingeominas, p. 1- 42.
- Grösser, J.R., 1989, Geotectonic evolution of the Western Cordillera of Colombia: new aspects from geochemical data on volcanic rocks: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, p. 359-369.
- León, A., Padilla, L.E., & Marulanda, N., 1973, Geología, recursos minerales y geoquímica de la parte NE del cuadrángulo 0-5, El Bordo, Depto. del Cauca: Popayán, Ingeominas.
- Maya, M., & González, H., 1995, Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia: *Boletín Geológico*, Ingeominas, v. 35, p. 43-57.
- McCourt, W.J., Mosquera, D., Nivia, A., & Nuñez, A., 1984, Mapa geológico preliminar, Plancha 243-Armenia: Ingeominas.
- Moreno, M., Pardo, A., & Gómez, A.d.J., 1993, Evidencias paleontológicas de emersión parcial del basamento oceánico del valle del río Cauca durante el Campaniano-Maastrichtiano: *VI Congreso Colombiano de Geología*, p. 143-151.
- Nivia, A., 1994, The Bolivar mafic-ultramafic complex, SW Colombia: the base of an obducted oceanic plateau: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 999, p. 1-10.
- Nivia, A., 1996, El Complejo Estructural Dagua, registro de deformación de la provincia litosférica oceánica cretácica occidental en un prisma acrecionario: *VII Congreso Colombiano de geología*.
- Nivia, A., Galvis, N., & Maya, M., 1992, Geología de la Plancha 242-Zarzal: Bogotá, Ingeominas, p. 73.

- Orrego, A., 1976, Geología y ocurrencias minerales de la parte oeste del cuadrángulo N-6, Popayán: Popayán, Ingeominas, p. 1-135.
- Orrego, A., Rossman, D., & Paris, G., 1976, Geología del cuadrángulo N-6, Popayán: Popayán, Ingeominas, p. 1-135.
- Pardo, A., Moreno, M., & Gómez, A.d.J., 1993, La "Formación Nogales": Una unidad sedimentaria fosilífera del Campaniano-Maastrichtiano aflorante en el flanco occidental de la Cordillera Central Colombiana: VI congreso Colombiano de Geología, p. 248-261.
- Pardo, A., Moreno, M., & Gómez, A.d.J., 1999, Estudio de nuevas localidades fosilíferas en las Cordilleras Central y Occidental de Colombia. Universidad de Caldas. Centro de Investigaciones y Desarrollo Científico (CIDC), p. 72.
- Parra, E., Caballero, H., Muñoz, R., Zapata, G., & Zuluaga, J., 1983, Mapa geológico preliminar de la plancha 223, El Cairo (Valle del Cauca): Ingeominas.
- Pindell, J.L., 1993, Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean Evolution: 13th Annual Research Conference Proceedings, Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region, p. 251-274.
- Restrepo, J.J., & Toussaint, J.F., 1989, Acreciones sucesivas en Colombia un nuevo modelo de evolución geológica: V congreso Colombiano de geología.
- Toussaint, J.F., 1996, Evolución geológica de Colombia durante el Cretácico: Medellín, Universidad Nacional de Colombia, p. 277.

ESTRATIGRAFIA Y FACIES DEL CRETACEO SUPERIOR-TERCIARIO INFERIOR (?) EN EL SECTOR DE NOGALES-MONTELORO (BORDE OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL, COLOMBIA)

Upper Cretaceous-Lower Tertiary (?) stratigraphy and facies from the Nogales-Monteloro region (western side of the Central Cordillera, Colombia).

Stratigraphie et faciès du Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur (?) dans la région de Nogales-Monteloro (bord occidental de la Cordillère Centrale, Colombie).

Andrés PARDO-TRUJILLO*, Mario MORENO-SANCHEZ*, Arley de J. GOMEZ-CRUZ*

RESUMEN

Un estudio estratigráfico de las rocas Cretáceas que afloran en el sector de Nogales-Monteloro (Cordillera Central de Colombia) ha permitido la identificación de tres segmentos sedimentarios: el primero compuesto por conglomerados arenosos, arenitas, arenitas calcáreas y shales con abundantes restos de plantas, amonites, y bivalvos; el segundo conformado por shales, lodolitas calcáreas, lodolitas silíceas, tobas y arenitas con estructuras de deslizamiento; el tercero compuesto por intercalaciones de lodolitas y arenitas con amonites y restos de plantas. Estos tres segmentos corresponden a la Formación Nogales de Keizer, Nelson y Van der Hammen (1955; en Van der Hammen, 1958). Sus características faciales sugieren sedimentación marina somera seguida por depósitos de talud y abanico submarino en un borde continental tectónicamente activo. Este estudio permitió además el hallazgo de una unidad clástica de más de mil metros de espesor, llamada aquí "Intervalo Clástico Rojo"; conformada por niveles de conglomerados y arenitas con algunas intercalaciones de lodolitas verdes y rojas con restos de huesos. Aunque su estudio es aun preliminar, sus características faciales sugieren un ambiente de sedimentación continental. En el segmento 1 de la Formación Nogales se identificaron *Nostoceras* sp. y *Trochoceramus* sp. del Campaniano-Maastrichtiano. Con esta información se re-evalúa la estratigrafía del área y se discute su implicación en la evolución geológica de la región occidental de Colombia.

Palabras claves: Cretáceo Superior, estratigrafía, Formación Nogales, Cordillera Central, Colombia

ABSTRACT

A stratigraphic study of the Cretaceous rocks that outcrop in the Nogales-Monteloro sector (Central Cordillera of Colombia) allowed the identification of three sedimentary segments composed by: 1. Sandstones, conglomerates, calcareous sandstones and shales with abundant plant debris, ammonoids and bivalves; 2. Siliceous and calcareous mudrocks, shales, tuffs and sandstones with slumping structures; 3, Shales and sandstones with ammonoids and plant debris. These three intervals correspond to the Nogales Formation of Keizer, Nelson & Van der Hammen (1955; in Van der Hammen, 1958). Their facial characteristics suggest a shallow marine sedimentation followed by slope and submarine fan deposits in a tectonically active continental margin. This study allowed also the finding of a clastic unit of more than one thousand meters in thickness, named here "Intervalo Clástico Rojo". This unit is conformed by conglomerates and sandstones and by some levels of green and red mudstones with bone remains. Although its study is still preliminary, the facial characteristics suggest a continental depositional environment. In the segment 1 of the Nogales Formation Campanian-Maastrichtian fossils were identified (*Nostoceras* sp. and *Trochoceramus* sp.). With this information a stratigraphic re-evaluation of the area and its implication for the geologic evolution of the western region of Colombia are proposed.

Key words: Upper Cretaceous, stratigraphy, Nogales Formation, Central Cordillera, Colombia.

RESUME

Une étude stratigraphique des roches Crétacées qui affleurent dans le secteur de Nogales-Monteloro (Cordillère Centrale de la Colombie) a permis l'identification de trois séries sédimentaires, elles sont composées de: 1. Grès, conglomérats, grès calcaires et schistes avec d'abondant restes de plantes, d'ammonites et de bivalves. 2. Schistes, schistes calcaires, schistes siliceux, tufs et grès avec structures en slump. 3. Schistes et grès avec ammonites et débris de plantes. Ces trois séries correspondent à la Formation Nogales de Keizer, Nelson et Van der Hammen (1955 ; en Van der Hammen, 1958). Leurs faciès caractéristiques suggèrent une sédimentation marine peu profonde suivie de dépôts de pente accompagnées de turbidites sous-marines sur une marge continentale tectoniquement active. Cette étude a permis la découverte d'une unité clastique de plus de mille mètres d'épaisseur, appelée ici "Intervalo Clástico Rojo", formée par des conglomérats, grès et quelques niveaux de schistes verts et rouges contenant des restes d'ossement. Bien que son étude reste provisoire, ses caractéristiques de faciès suggèrent un milieu de dépôt continental. Dans la série 1 de la Formation Nogales, des fossiles du Campanien-Maastrichtien ont été identifiés (*Trochoceras* sp. et *Nostoceras* sp.). A partir de cette étude, une réévaluation stratigraphique du secteur et ses implications dans l'évolution géologique de la région occidentale de la Colombie sont discutées.

Mots clés : Crétacé Supérieur, stratigraphie, Formation Nogales, Cordillère Centrale, Colombie.

* Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias, Departamento de Ciencias Geológicas, Calle 65 No. 26-10, Manizales, COLOMBIA. apardo66@yahoo.com, M.Sanchez@student.ulg.ac.be, arleygomezc@caliescali.com

1. INTRODUCCION

Las rocas cretáceas que afloran en el flanco occidental de la Cordillera Central son en su mayoría de afinidad oceánica (e.g. gabros, rocas ultramafitas, basaltos, tobas básicas y rocas sedimentarias); debido a sus complejas relaciones estructurales se agrupan actualmente en unidades litodémicas (e.g. González & Núñez 1991; Maya & González 1995). Las rocas sedimentarias que forman parte de estas unidades han sido poco estudiadas hasta el momento, debido a su poco interés económico, dificultades de acceso, complejidad tectónica y la aparente escasez de fósiles que permitan su datación. Trabajos de cartografía realizados por los autores en los últimos años han permitido hallar algunos sectores donde existen secuencias fosilíferas relativamente bien preservadas, que pudieron ser estudiadas con cierto detalle. Una de ellas se conoce como la Formación Nogales en el departamento del Valle del Cauca.

Esta unidad fue definida por Keizer, Nelson y Van der Hammen (1955, en Van der Hammen, 1958) y descrita por Nelson (1957) como una "serie de cherts negros y arenitas grises sucias" que afloran en el río Tuluá, cerca a la desembocadura de su afluente el río San Marcos; al norte se observa en el sitio conocido como "Boquerón del Río Bugalagrande", donde se encuentra asociada con diabasas cizalladas (Nelson 1957). Según este autor la unidad posee un espesor de 500-600 m y descansa sobre las rocas ígneas básicas del Grupo Diabásico. Está conformada por arenitas lodosas oscuras (*Greywackes*) a la base; el resto de la unidad posee intercalaciones de arenitas lodosas y rocas silíceas (*cherty*) finamente estratificadas, que en sección delgada corresponden más a arenitas de grano fino. Existen además facies predominantemente calcáreas con materia orgánica y pirita diseminada. Según Nelson (1957) esta unidad se formó en un ambiente lacustre (*limnic*). Muestras obtenidas en los niveles calcáreos proporcionaron granos de polen identificados por Van der Hammen (1958) como: *Monocolpites operculatus*, *Monocolpites medius*, *Monocolpites minutus*, *Tripurites* sp., cf. *Tetradites magnus*, *Monoporites* sp. y *Triletes* sp. De acuerdo con el autor esta asociación permite asignar muy probablemente una edad Paleoceno. Posteriormente, en una cartografía realizada por el Ingeominas en el área (Armas 1984), se propuso una edad Jurásico-Cretácico Temprano para esta unidad. Como argumento, se sugirió la posible relación genética entre las rocas básicas de una unidad cartografiada como la Formación Nogales al norte del área de estudio y la Formación Amaime (para su definición ver Aspden & McCourt 1986; McCourt et al. 1984a). Esta última unidad es intruida por el Batolito de Buga datado entre 113 ± 4 y 75 ± 4 Ma K/Ar (Brook 1984; Toussaint et al. 1978).

Con base en la descripción litológica y las relaciones estratigráficas descritas para la Formación Nogales (e.g. Van der Hammen 1958), Padilla (1991) propuso extender esta unidad con el nombre de "Miembro Nogales" a la parte baja de una secuencia sedimentaria que aflora al oeste de los municipios de Cali y Jamundí en el flanco oriental de la Cordillera Occidental (departamento del Valle del Cauca), 100 km al suroeste del área estudiada.

En este trabajo se presenta una cartografía a escala 1:25000 que incluye la sección tipo de la Formación Nogales; con esta información se reinterpretaron algunas de las secciones estudiadas por Nelson (1957) y Armas (1984). El levantamiento de columnas estratigráficas en diferentes áreas permitió además estudiar las variaciones laterales y verticales de la unidad y su datación por medio de invertebrados fósiles. Para determinar la procedencia de los depósitos se realizó un estudio petrográfico de algunas muestras, especialmente arenitas y conglomerados, con el fin de conocer en detalle la textura y composición de sus fragmentos. Los fósiles y secciones delgadas de esta investigación se encuentran disponibles al público en el Museo Geológico de la Universidad de Caldas (Manizales, Colombia).

2. ESTRATIGRAFIA GENERAL

El área cartografiada se ubica en el departamento del Valle del Cauca pocos kilómetros al sur del caserío denominado Venus, entre la población de Monteloro al este y la vereda Nogales al sur (figura 1). La Formación Nogales se presenta como una franja alargada en dirección NNE-SSO; la dirección de la estratificación posee en general esta misma tendencia (figura 2); el buzamiento es predominantemente hacia el este, exceptuando algunas inversiones relacionadas con fallas. Al oeste se encuentra en contacto fallado con los basaltos y diabasas de la Formación Amaime y/o con rocas ígneas faneríticas del Batolito de Buga (lámina 1, fotos 1 y 2). Al este y en posición infrayacente está en contacto paraconforme (?) con una unidad predominantemente conglomerática, que no fue mencionada en trabajos anteriores, ni reconocida en las cartografías de Nelson (1957) y Armas (1984), y será llamada informalmente en éste trabajo "Intervalo Clástico Rojo" (figura 2; lámina 2, foto 4).

Con base en el trabajo geológico realizado en diferentes drenajes de la zona, el levantamiento de columnas estratigráficas y poligonales con cinta y brújula se establecieron tres segmentos para la Formación Nogales, los cuales, por su contraste litológico pueden reconocerse regionalmente (figuras 2, 3 y 4):

- Segmento 1: arenítico-calcáreo y conglomerático
- Segmento 2: lutítico-volcanoclástico-silíceo
- Segmento 3: lutítico-arenítico

3. ANALISIS FACIAL

El análisis facial fue realizado en dos escalas diferentes. La primera se basó en el levantamiento de sectores que por su buena exposición, permitieron describir con detalle las facies micro-mesoscópicas; con ellas se interpretaron los procesos físicos que dieron origen a las secuencias (Tabla 1 y figuras 5 a 10). La segunda, a escala regional, permitió separar la unidad en segmentos (megasecuencias) con el fin de reconocer sus variaciones verticales y laterales (figuras 2, 3 y 4) e interpretar el ambiente de depósito. Se identificaron 6 facies a las cuales se les asignó un código basado en su granulometría y estructuras sedimentarias (Tabla 1).

Cm₁ y Cm₂. Conglomerados arenosos, arenitas y lodolitas conglomeráticas macizas; areno y lodo-soportados. Los fragmentos poseen orientación incipiente; sus contactos a la base y techo son graduales con la facies Ls, A_p, A_f o Am. (figuras 5 y 6).

Ag. Arenitas y arenitas conglomeráticas con gradación normal, en estratos que van desde pocos centímetros hasta metros de espesor (figura 5). En sectores se observa laminación plana incipiente.

Al. (Arenitas laminadas). Arenitas que presentan diferentes tipos de laminación: plana paralela, ondulada, inclinada, inclinada ascendente (figuras 7, 8, 9B y 10).

Am-L, Al-L o Ag-L. Duplas de arenitas y lutitas a escala centimétrica, que se repiten cíclicamente. Las arenitas pueden ser macizas (Am), granogradadas (Ag) y/o con diferentes tipos de laminación (e.g. inclinada ascendente,

ondulada, en artesa, plana paralela etc...). Algunas de ellas son volcanoclásticas; para resaltar esta característica se agregó el subíndice v (e.g. Alv; lámina 3, foto 2).

Am. (Arenitas macizas). Arenitas en estratos de decímetros a más de un metro de espesor en los que no se reconoce ningún tipo de estructura interna (figuras 5 y 7).

Ls, Lc y Lf. Lodolitas arenosas y lodolitas con contenido variable en sílice (Ls; figura 8E); de color negro y verde, localmente muy calcáreas (Lc; lámina 3, foto 2), en estratos tabulares de pocos centímetros de espesor con fina laminación interna o macizos. Son comunes la bioperturbación y estructuras de deslizamiento (Lf; figuras 8D, 9A; lámina 1, foto 4; lámina 3, foto 3).

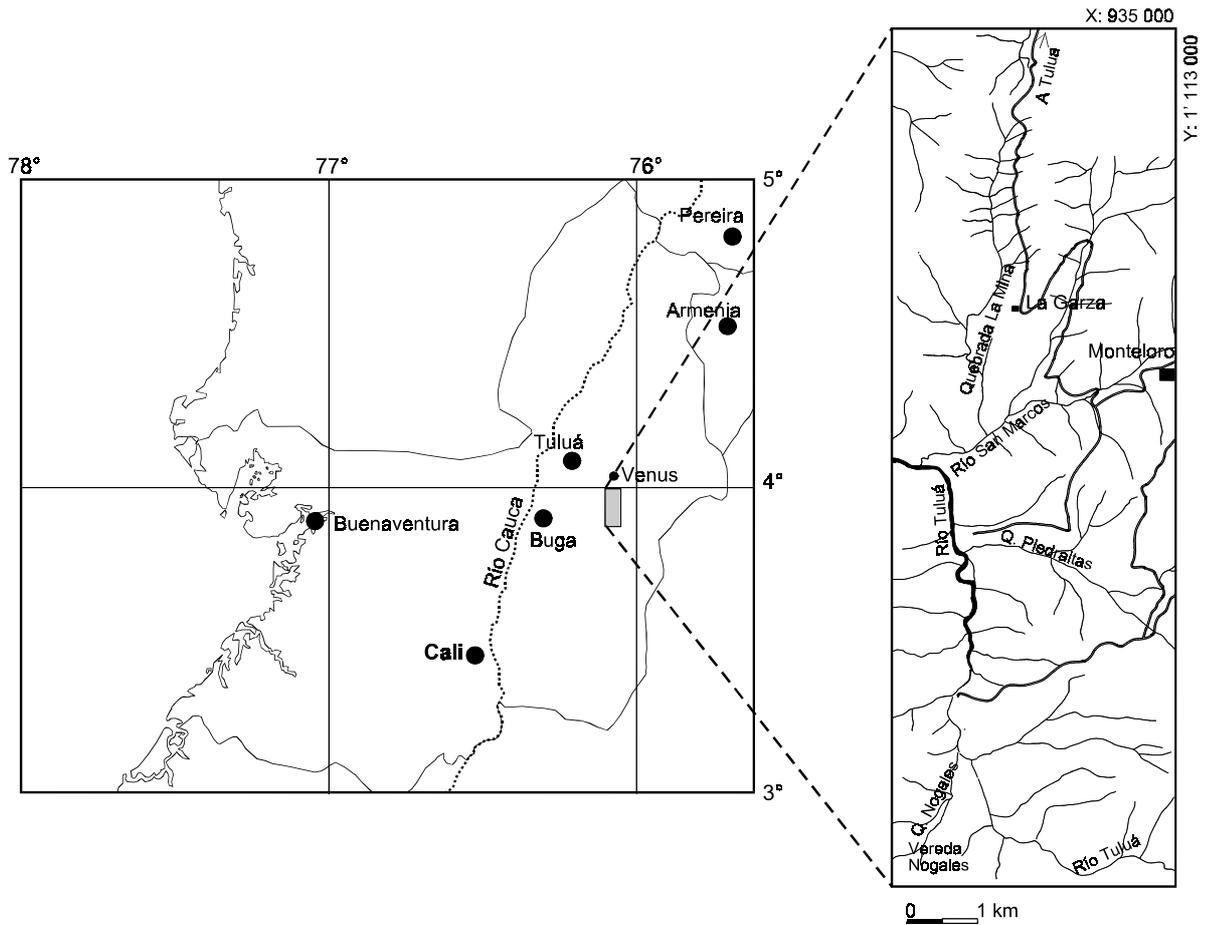


FIGURA 1. Mapa de localización del área de estudio.

Se utilizó el subíndice f para referirse a todas las facies que fueron afectadas por procesos post-depósito, tales como deslizamientos gravitacionales, fallas sin-sedimentarias y bioperturbación (e.g. Af, Lf; figuras 8D, 9A; lámina 1, foto 4). Las estructuras de deslizamiento y fallas sin-sedimentarias son equivalentes a la facies F2.1 de Pickering et al (1989), y se interpretan como originadas a partir de derrumbes o deslizamientos rotacionales que se producen por sobrecarga de sedimentos o sacudidas generadas por terremotos o tsunamis en áreas inclinadas. El depósito se origina cuando cesa el movimiento debido a que las fuerzas de gravedad no superan o equiparan las de fricción interna. Las estructuras de bioperturbación borran total o parcialmente las características primarias del depósito; su presencia está condicionada por factores físicos y químicos del fondo, tales como contenido de oxígeno, disponibilidad de nutrientes y tasas de sedimentación.

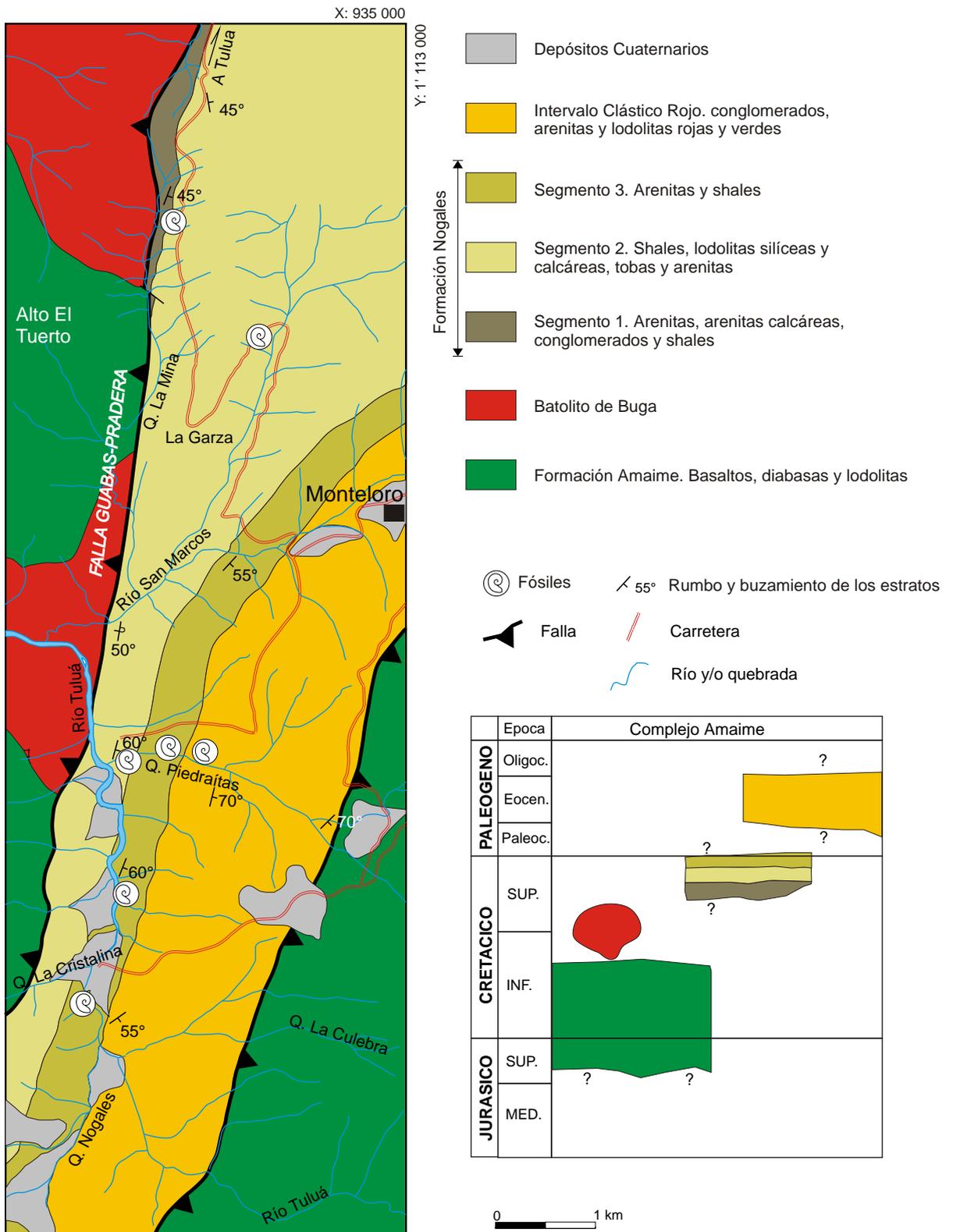


FIGURA 2. Mapa geológico y cuadro cronoestratigráfico de las unidades descritas en este estudio.

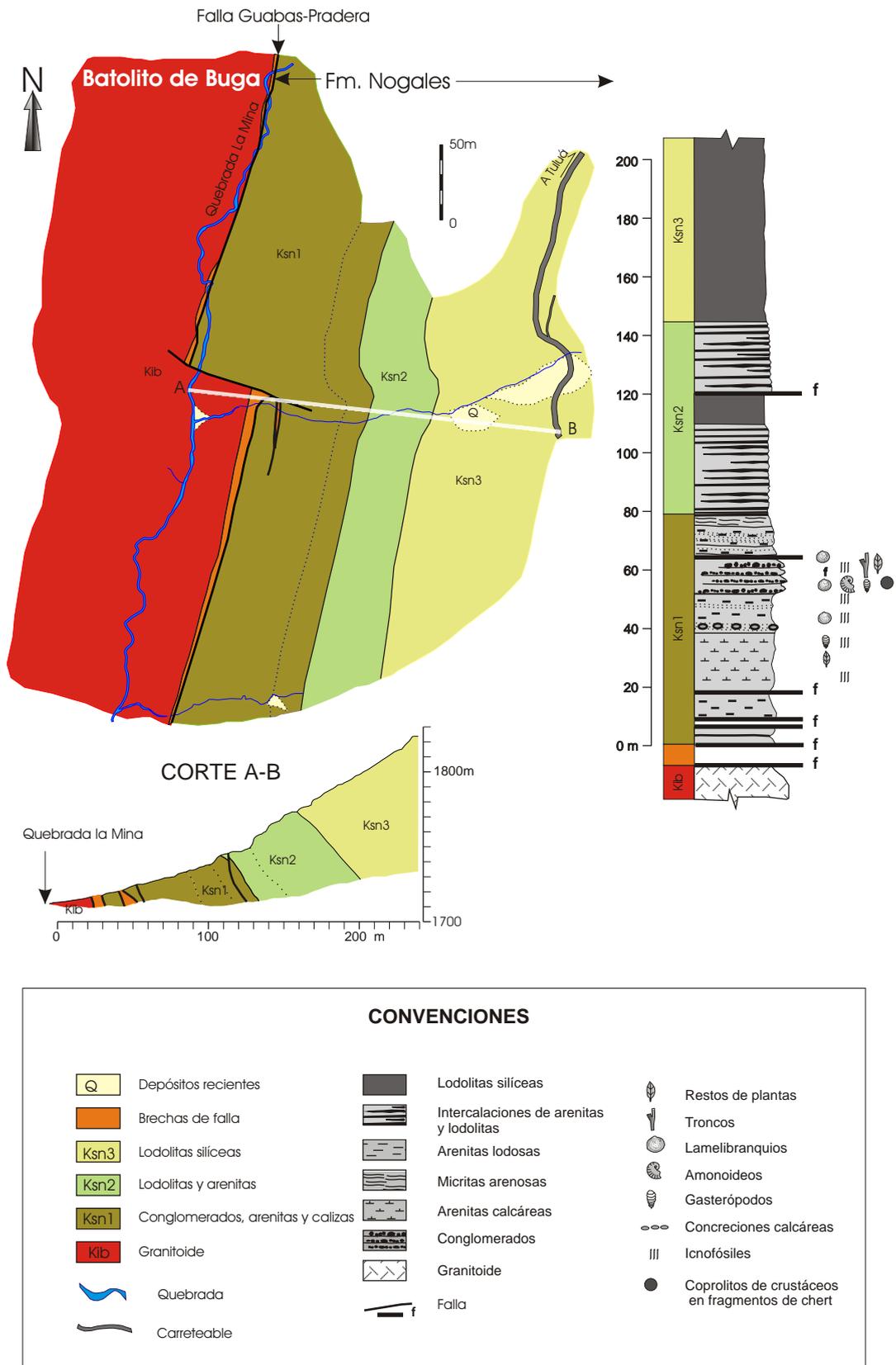


FIGURA 3. Mapa geológico, corte y columna estratigráfica de la parte inferior de la Formación Nogales realizados a partir de una poligonal abierta a cinta y brújula. Ks1: segmento 1; Ksn2 y Ksn3 hacen parte del segmento 2 (para localización regional ver la figura 2).

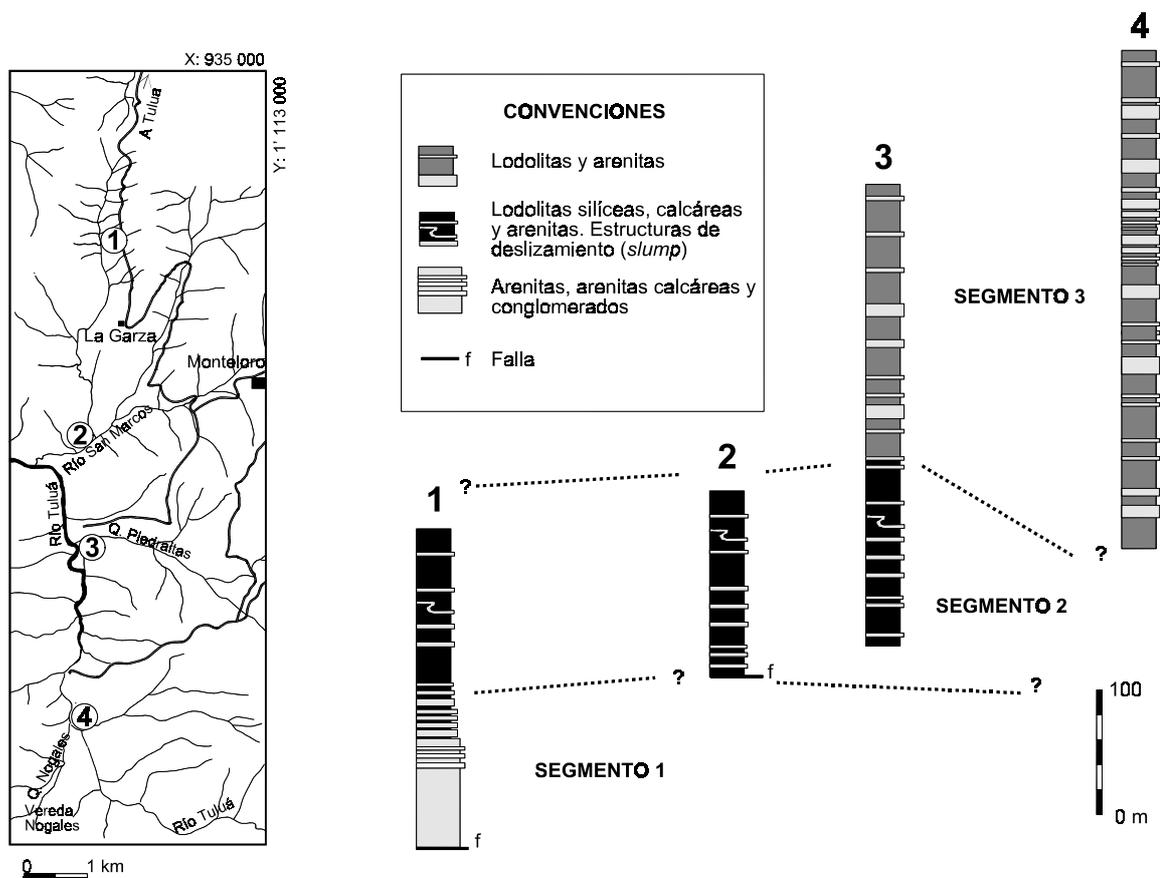


FIGURA 4. Columnas estratigráficas de la Formación Nogales y ubicación de los segmentos estudiados. 1: Afluente de la quebrada La Mina; 2: Río San Marcos; 3: Quebrada Piedraíta; 4: Río Tuluá.

4. ASOCIACIONES FACIALES E INTERPRETACION

4.1. SEGMENTO 1

Aflora únicamente al NE de la zona (figuras 2 y 3). Se caracteriza por presentar predominantemente facies clásticas gruesas (A1, Af y Cm₂). El espesor medido fue de 150 m sin observar su base, aunque puede ser menor debido a que existen numerosas fallas paralelas o sub-paralelas a la estratificación (figura 3)

Los conglomerados arenosos y arenitas conglomeráticas son de color gris claro, matriz soportados, con tamaños de grano hasta de diez centímetros, dominando el tamaño guijo. La fracción terrígena la conforman fragmentos redondeados de cherts de color negro, rocas volcánicas y sedimentarias silicificadas (figura 6). Los aloquímicos son bioclastos de amonites, gasterópodos, bivalvos y restos de peces. Se disponen en estratos decimétricos; sus contactos son graduales con las arenitas (e.g. A1) e internamente presentan orientación incipiente de sus fragmentos (Cm₂; figura 6; lámina 1, foto 3).

Las arenitas (A1) son de color gris claro, de grano fino a grueso, moderada a pobremente calibradas, localmente muy calcáreas (> 60 % de micrita; lámina 2, fotos 7 y 8). Poseen laminación plana paralela discontinua y/o ligeramente ondulada, marcada por restos de plantas mal conservados (A1); es frecuente encontrar "moteado indistinto" o galerías verticales centimétricas que borran las estructuras primarias; son comunes los restos de troncos carbonizados que pueden tener varios centímetros de longitud, fósiles de foraminíferos bentónicos (lámina 2, foto 7), amonites heteromorfos y bivalvos (Inocerámidos, ostréidos, trigónidos). Se presentan en estratos métricos a decimétricos en contactos graduales y netos planos o irregulares con lodolitas arenosas. Otras estructuras halladas

son granogradación (Ag) y estratificación maciza (Am). Al microscopio son arenitas feldespáticas, o mixtas (terrígenas-micríticas) que presentan además cuarzo monocristalino y fragmentos de rocas plutónicas (lámina 2, foto 6), volcánicas básicas, metamórficas (cuarcitas, esquistos cuarzo-micáceos; lámina 2, fotos 5 y 8) y sedimentarias (cherts, arenitas y limolitas de cuarzo).

INTERPRETACION

Las facies halladas se interpretan como el producto de corrientes tractivas (Al), flujos de masa (Cm₂) y corrientes turbidíticas de alta concentración hasta diluidas (Am, Ag), provenientes de áreas inclinadas. Las características descritas, tales como el predominio de sucesivos niveles clásticos gruesos con pobre calibrado, el alto contenido de carbonato, la abundante bioperturbación, los fósiles de organismos de aguas someras (e.g. ostréidos) y la gran cantidad de restos vegetales y troncos, sugieren depósitos cercanos a áreas emergidas. Este tipo de facies pueden darse en zonas con gran aporte sedimentario cercano a la costa, semejante a las condiciones de los deltas-abanicos (*Fan deltas*). La gran bioperturbación del fondo por organismos infaunales se produjo en medios aeróbicos y su continuidad a través del segmento indica persistencia en el suministro de oxígeno durante el depósito.

La asociación petrográfica en los conglomerados y arenitas sugieren conexión con un orógeno reciclado (cf. Dickinson & Suczek 1979). La gran redondez en los fragmentos más gruesos (rocas volcánicas y chert), puede indicar reciclaje de clastos previamente acumulados o su intensa meteorización en el área fuente. En un fragmento silicificado de la facies Cm₂ (figura 6; lámina 3, fotos 5 y 6) fueron hallados coprolitos de crustáceos (Blau et al. 1995), los cuales solo habían sido descritos en Colombia para las rocas del Triásico Superior del Valle Medio del Magdalena (Blau & Senff 1993).

4.2. SEGMENTO 2

En este segmento predominan las facies finas Ls y Lc, en algunos sectores aparecen intercaladas con arenitas de diferentes espesores que se hacen más comunes hacia el techo (Am, Al y Ag). En menor proporción se observan las facies Cm₁ y Cm₂ (figura 5). Las lodolitas son de color negro y gris verdoso, con contenido variable en sílice (Ls) y/o carbonato (Lc); se disponen en estratos tabulares de centímetros o decímetros con laminación interna plana paralela y en algunos casos moteado distinto (L_f; figura 9A). Al microscopio las lodolitas silíceas poseen cuarzitos microcristalinos parcialmente reemplazados en calcita (lámina 3, foto 3), minerales de arcilla y pirita. Otros niveles están conformados por micrita, foraminíferos planctónicos y cristales euhedrales de feldespato (Lc; lámina 3, foto 2). En ocasiones presentan guijos aislados de rocas volcánicas (Cm₁; lámina 3, foto 4), fósiles de bivalvos (Inocerámidos) y sulfuros paralelos a la estratificación.

Las arenitas van desde muy finas a gruesas de color verde o gris. Se disponen en estratos de pocos centímetros hasta metros. Sus bases son netas y en algunas ocasiones se encuentran calcos de carga o estructuras de erosión; el tope puede ser gradual (Ag) o neto con las lodolitas (figuras 5, 8C y 10). Las de mayor espesor pueden presentar fragmentos intraformacionales de rocas silíceas paralelas a la estratificación y variar de macizas (Am) a laminadas en la vertical (Al, figura 5). Al microscopio se observa a menudo fragmentos de serpentina (lámina 3, foto 1), basaltos y rocas plutónicas. Algunas son arenitas volcanoclásticas (Av, o epiclásticas?) con cristales euhedrales de feldespato, y briznas de vidrio cloritizado (A_v; lámina 3, foto 2).

Una de las características más notorias de este segmento es la presencia de pliegues sin-sedimentarios (estructuras de deslizamiento) en todos los sitios estudiados, tanto en las lodolitas silíceas como en las arenitas. Estas estructuras alcanzan varios decímetros en tamaño y modifican la geometría original del depósito (facies L_f y A_f; Figura 8D; lámina 1, foto 4).

INTERPRETACION

Las asociaciones de facies sugieren materiales acumulados a partir de flujos de masa (Cm₁), corrientes de turbiedad de alta concentración a diluidas (facies Cm₂, Ag, Am, y Al-LI) y por asentamiento de materiales hemipelágicos en suspensión (Lc, Ls). Las estructuras de deslizamiento indican paleopendientes durante el depósito que, junto con las facies descritas, pueden compararse con las presentes en la zona de talud o abanico turbidítico interno (*inner fan* de Walker 1984).

Los fragmentos de serpentina solo fueron encontrados en las arenitas de este segmento y evidencian rocas corticales profundas (e.g. complejos ofiolíticos) cercanas a las áreas de depósito, que fueron llevadas a superficie por actividad tectónica. Duque-Caro (1980) y Ossa & Pardo (1989), mencionan arenitas con serpentina en rocas semejantes del Cretáceo Inferior-Paleógeno de la costa Atlántica noroccidental y la Cordillera Occidental (véase además Pardo et al., este volumen).

Las arenitas volcánoclasticas y los lodos biogénicos hemipelágicos calcáreos sugieren vulcanismo concomitante con el depósito y acumulación por encima del nivel de compensación de carbonato (CCD). La bioperturbación que en algunos niveles destruye por completo las estructuras sedimentarias primarias y en otros aparece como huellas aisladas (cf. *Chondrites*, Etayo-Serna 1986) (lámina 3, foto 3), además de los cambios de color en las lodolitas silíceas, sugieren diferentes grados de oxigenación en el fondo (figura 8E).

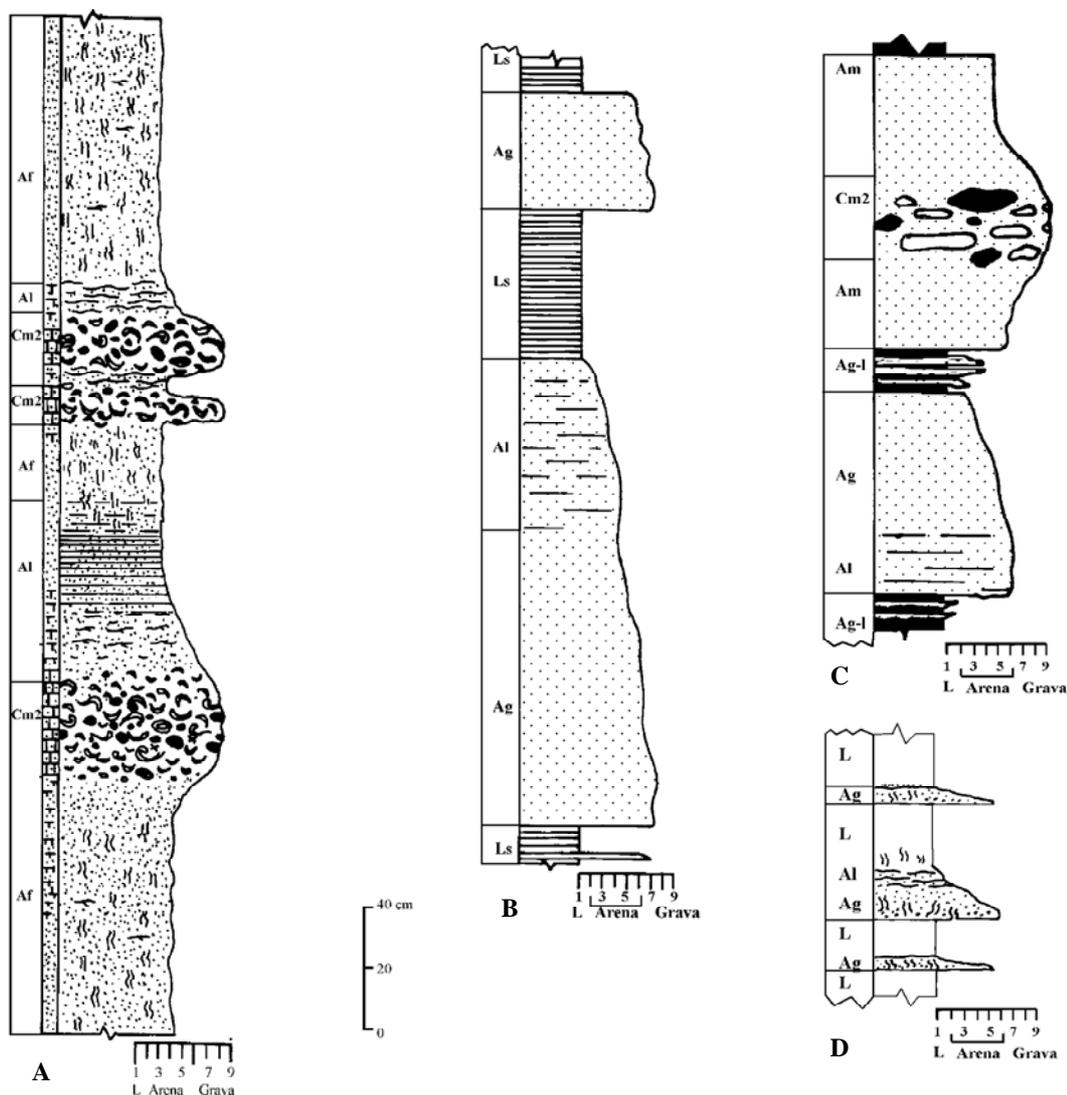


FIGURA 5. Columnas estratigráficas que muestran las relaciones entre algunas de las facies halladas en la Formación Nogales. 1: lodo, 3: arena fina, 5: arena gruesa, 7: gránulo, 9: guijarro. A: Afluyente de la quebrada La Mina (segmento 1); B: Río San Marcos, cerca de la desembocadura de la quebrada La Mina (segmento 2); C: Quebrada La Mina (segmento 2); D: Río Tuluá, cerca de la vereda Nogales (segmento 3). Para la descripción de las facies ver la tabla 1.

CODIGOS DE FACIES (Pickering et al. 1989).	FACIES (ESTE TRABAJO). (*)	INTERPRETACION DEL PROCESO DE TRANSPORTE	INTERPRETACION DEL PROCESO DE SEDIMENTACION
A1.3 y A1.4. (<i>Disorganized gravelly mud and pebbly sand</i>).	Cm₁ (<i>Lodolitas conglomeráticas macizas</i>). Cm₂ (<i>conglomerados y arenitas conglomeráticas macizas</i>).	Cm₁ : Flujos de lodo cohesivos (<i>debris flows</i>). Cm₂ : corrientes de turbiedad de alta concentración.	Cm₁ : “Congelamiento” sobre fondos que disminuyen en inclinación, a medida que el esfuerzo cortante a la base del flujo llega a ser menor que la fuerza cohesiva de la matriz. Cm₂ : Depósito colectivo rápido de una mezcla de arena y guijos debida al incremento de la fricción intergranular a medida que el flujo desacelera.
A2.7. y A2.8. (<i>Normally graded pebbly sand. Graded-stratified pebbly sand</i>).	Cg-Ag (<i>Conglomerados o arenitas conglomeráticas con gradación de grano normal</i>).	Corrientes de turbiedad de alta concentración.	Depósito grano a grano a partir de la suspensión con rápido enterramiento, sin un transporte tractivo importante sobre el lecho. Cuando existe laminación incipiente es interpretada como depósito de granos que son transportados como carga de fondo.
B1.1. (<i>Thick/medium-bedded, disorganized sands</i>).	Am (<i>Arenitas macizas</i>).	Corrientes de turbiedad de alta concentración.	Depósito en masa rápido debido a las fricciones intergranulares en una dispersión de sedimento concentrada cerca del fondo.
C2.2 y C2.3 (<i>Medium bedded sand-mud couplets, thin bedded sand-mud couplets</i>).	Al –L (<i>Duplas de arenitas laminadas y lutitas</i>).	Corrientes de turbiedad de concentración intermedia a diluida.	Depósito grano a grano a partir de suspensión seguido por transporte tractivo como carga de fondo (Divisiones B y C de Bouma). Los niveles lodosos son originados a partir de una suspensión seguida por un calibrado de cizalla (<i>shear sorting</i>) de los granos de limo y flóculos de arcilla en la sub-capa viscosa de la corriente de turbiedad (sensu Stow & Bowen 1980).
G2.1 (<i>Biogenic muds</i>).	Ls y Lc (<i>lodolitas silíceas y calcáreas con foraminíferos</i>).	La introducción del material terrígeno se da por acción eólica o por corrientes deltáicas o costeras.	Grano a grano o asentamiento de agregados a través de la columna de agua.

(*) Se agrega además el subíndice "V" en caso de que los componentes sean volcanoclásticos.

TABLA 1. Facies presentes en las secciones estudiadas e interpretación de las mismas (basado en Pickering et al. 1989).

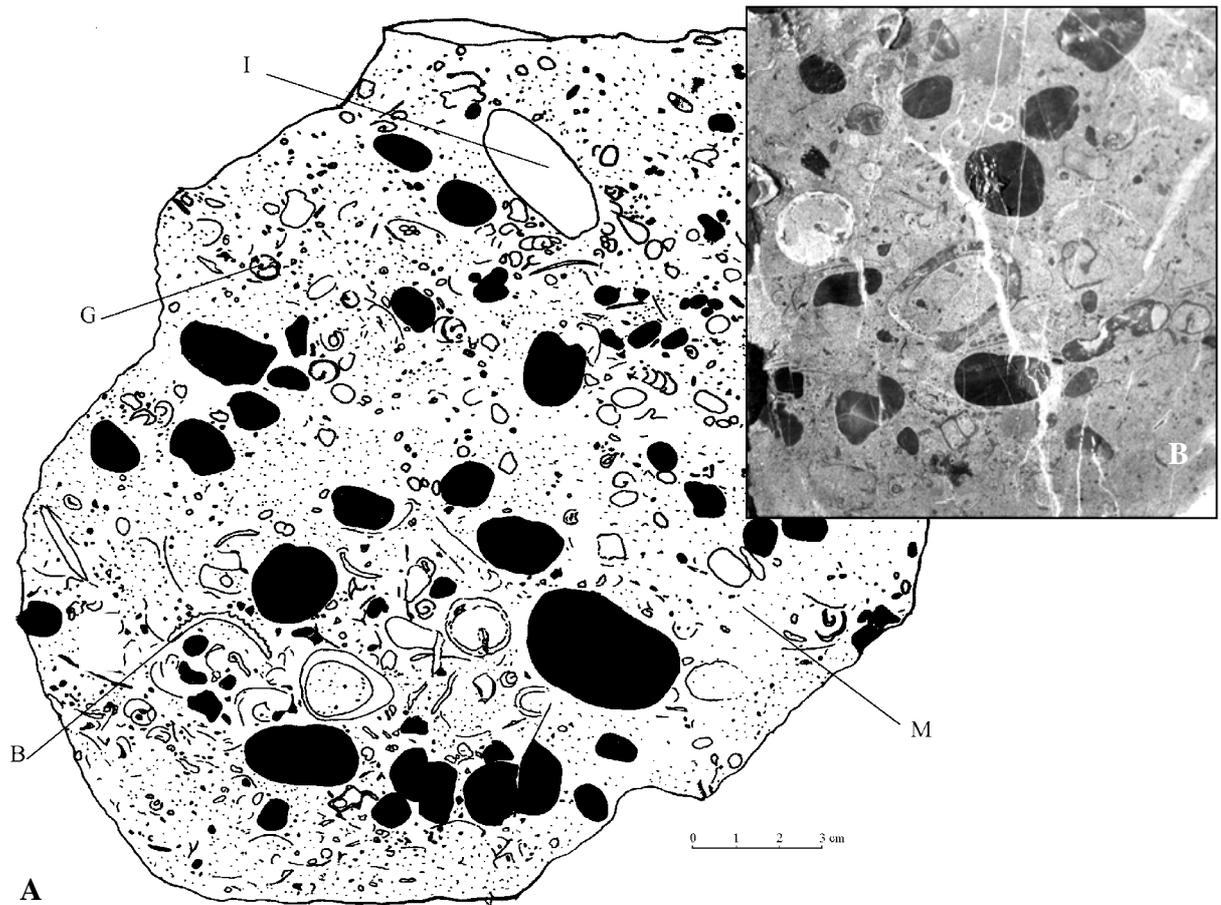


FIGURA 6. A: Dibujo de los conglomerados arenosos y arenitas conglomeráticas de terrígenos y aloquímicos presentes en el segmento 1 de la Formación Nogales (facies Cm₂). I: fragmentos intraformacionales de lodolitas; en negro: rocas volcánicas y cherts; G: gasterópodos y B: bivalvos concentrados en niveles que marcan la estratificación. M: matriz de arena-lodo y carbonato. (calco de acetato a partir de una muestra cortada. Afluyente de la quebrada La Mina). B: fotografía parcial de la contraparte de la misma muestra.

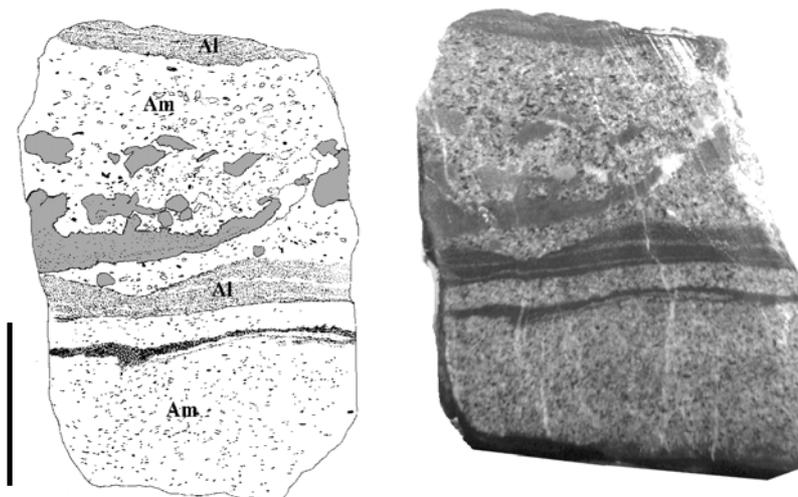


FIGURA 7. Dibujo y muestra de mano en donde se aprecian intercalaciones de arenitas laminadas (Al) y arenitas macizas (Am) con intraclastos de lodolitas (gris en el dibujo). Segmento 1, afluyente de la quebrada La Mina. La barra representa 2 cm.

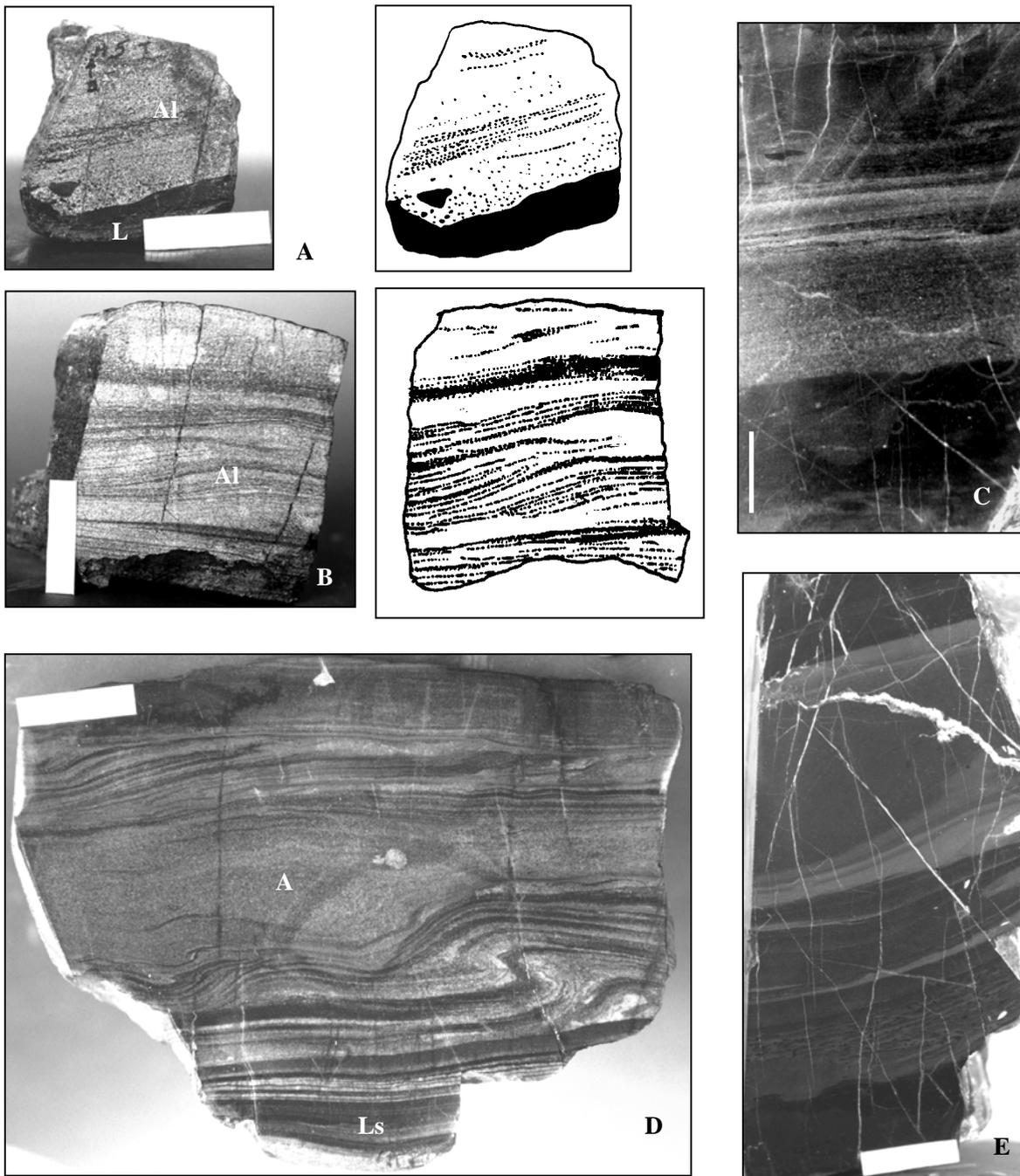


FIGURA 8. **A:** Muestra de mano y dibujo de una arenita laminada (Al) que suprayace un nivel de lodolita negra (L). Nótese el intraclasto y la irregularidad en la superficie de contacto que evidencia erosión (segmento 3; río Tuluá). **B:** Muestra de mano y dibujo de arenita con laminación inclinada ascendente (Al; segmento 3, río Tuluá). **C:** Arenita con laminación plana que pasa gradualmente a lodolitas silíceas (segmento 2, rodado quebrada La Mina). la barra representa 1 cm. **D:** Estructura de deslizamiento en arenitas (A) intercaladas con lodolitas silíceas (Ls). Segmento 2. Rodado quebrada La Mina. **E:** Intercalaciones de lodolitas silíceas grises y negras del Segmento 2. Nótese la superficie irregular en la parte inferior y la bioperturbación (cf. *Chondrites*) en el estrato suprayacente. La longitud de la banda blanca representa 2 cm.

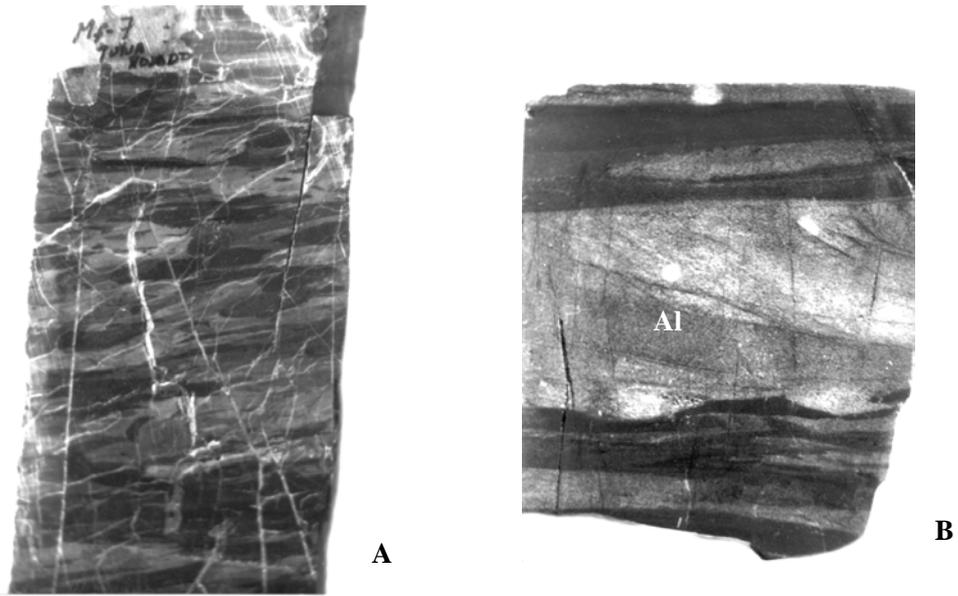


FIGURA 9. **A.** Niveles de lodolitas silíceas de color gris y negro intensamente bioperturbadas (segmento 2. Rodado, quebrada La Mina). **B.** Arenita con laminación inclinada (Al) en contacto neto con lodolitas y arenitas lenticulares (segmento 3; río Tuluá).

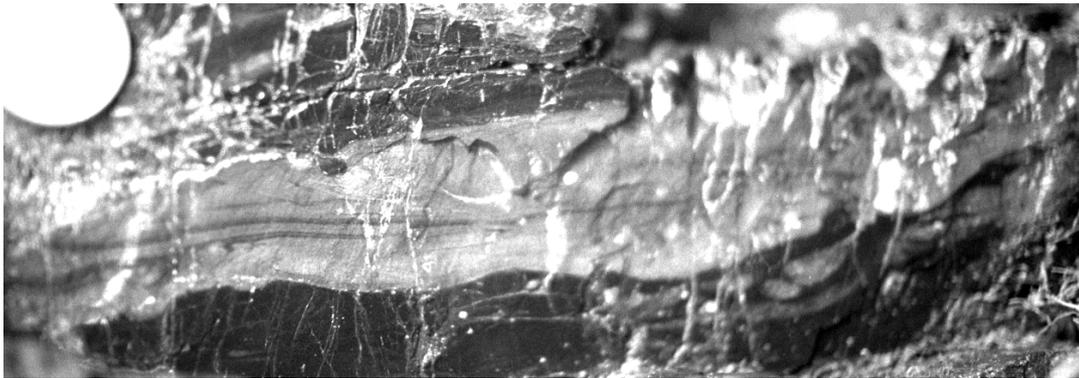


FIGURA 10. Fotografía y dibujo de afloramiento que muestra laminación ondulada (o) e inclinada (I) en estratos de arenitas (en blanco) que se intercalan con lodolitas silíceas (en negro). Obsérvese la base irregular, el tope neto y la bioperturbación (B). (Segmento 2, quebrada Piedraíta).

La presencia de bivalvos Inocerámidos en lodolitas negras bien laminadas y ricas en sulfuros indican ambientes disaeróbicos (biofacies del nivel B, tipo 2 de Sageman et al, 1991). El icnogénero *Chondrites* es originado por organismos pioneros adaptados a un pobre contenido de oxígeno y a un incremento en el H₂S que favoreció la formación de sulfuros (nivel B tipo 1 de Sageman et al. 1991) (ver además Etayo-Serna 1986). Se recomienda estudiar en detalle las relaciones y los tipos de icnoformas.

4.3. SEGMENTO 3

Lutítico-arenítico, con más de 400 m de espesor (figura 4). Conformado por arenitas macizas (Am) y duplas de arenitas y lodolitas (Al-L; figura 5; lámina 1, fotos 5 y 6). Son comunes los diques clásticos que cortan las facies finas. En la parte alta se observan niveles conglomeráticos similares a los del segmento 1 (Cm₂).

Las arenitas macizas (Am) son de color gris de grano medio a fino. Se disponen en estratos de hasta 7 m con contactos netos a la base y techo. Poseen restos vegetales mal conservados y amonites distribuidos aleatoriamente. Al microscopio se observan fragmentos líticos de arenitas, cuarcitas (lámina 3, fotos 7 y 8) y rocas plutónicas.

En las facies Al-L, las arenitas son de grano medio a fino, de decímetros a centímetros en espesor, localmente presentan bioperturbación (Af). De base a techo pueden presentar diferentes tipos de facies: contacto inferior neto, granogradación (Ag), laminación plana paralela, inclinada ascendente y/o inclinada en artesa a pequeña escala (figuras 8A y B) que pasan gradualmente a lodolitas; esta asociación es comparable con la "secuencia de Bouma"; en otros casos se observan solo las facies superiores cuyo contacto al tope puede ser gradual o neto con las facies finas (figura 9B). En el río Tuluá son comunes las macrosecuencias cíclicas de arenitas cuyo espesor de los estratos se engrosa hacia arriba (*thickening upward*, Cf. Walker, 1984) (lámina 1, foto 4). Las lodolitas son de color negro con contenido variable de arena, a menudo bioperturbadas; poseen foraminíferos y restos de plantas mal conservados.

INTERPRETACION

Este tipo de asociaciones son comunes en la parte media de un abanico turbidítico (*mid fan* de Walker, 1984) donde las duplas de arenita-lodolita representan eventos de corrientes de turbiedad de baja concentración y las arenitas macizas flujos de masa. Walker (1978) sugiere que el engrosamiento hacia arriba en secuencias métricas (< 5 m) puede indicar progradaciones menores de canales de *suprafan* que divagaban rápidamente (lámina 1, foto 5).

4.4. INTERVALO CLASTICO ROJO

Aflora de manera casi continua en la quebrada Piedraíta donde posee más de 1300 m de espesor (figura 2). Presenta localmente fallas y pliegues menores pero en general los estratos buzanan al este. Su contacto oriental es fallado con los basaltos de la Formación Amaime. Esta conformado por intercalaciones de conglomerados, arenitas (lámina 1, foto 7; lámina 2, fotos 1, 2 y 3) y lodolitas.

Los conglomerados poseen tamaños hasta guijarros, mal calibrados, clasto y matriz-soportados (lámina 1, foto 7; lámina 2, fotos 1, 2 y 3), con fragmentos de rocas volcánicas verdes afaníticas y cuarzo lechoso, este último al parecer aumenta en porcentaje hacia el tope de la secuencia. Se disponen en estratos métricos con contactos irregulares a la base y netos en el techo. Internamente poseen estratificación incipiente o estratificación inclinada a gran escala marcada por láminas de grava y arena mal calibrada.

Las arenitas son de grano medio a fino, poseen mal calibrado e internamente pueden ser macizas o presentar estratificación inclinada a gran escala (lámina 2, foto 1). Las lodolitas son de color rojo o verde, con mal calibrado, algunas contienen cantidades considerables de arena o grava distribuidas aleatoriamente. Presentan contactos irregulares con las otras litologías y no poseen estructuras internas visibles, siendo característico un "moteado distinto". Hacia la base de la secuencia se encuentran restos de huesos en niveles de lodolitas verdes.

INTERPRETACION

Las estructuras presentes en los conglomerados y arenitas sugieren fenómenos de tracción en el fondo (e.g. barras de grava y arena); por otra parte las facies macizas indican flujos hiperconcentrados de sedimento (e.g. depósitos de flujos de escombros). El color rojo-verde de las lodolitas y su abundante bioperturbación, así como los restos de huesos parecen sugerir un ámbito de depósito continental. Su estudio es aún preliminar y, dada su gran diferencia con los segmentos anteriormente descritos, se recomienda cartografiar separadamente y estudiar en detalle.

5. EDAD Y CORRELACIONES

Algunos de los amonites y bivalvos obtenidos en el segmento 1 de la Formación Nogales corresponden a *Trochoceras* sp. y *Nostoceras* sp. (Etayo-Serna, comunicación oral) (lámina 3). *Trochoceras* abarca el lapso Campaniano-Maastrichtiano; *Nostoceras* posee un lapso de tiempo más restringido al Campaniano (Etayo Serna, Comunicación oral). Con esta información es posible correlacionar esta unidad con otras total o parcialmente equivalentes en tiempo: Al occidente con la Formación Espinal (Barrero 1979); al NW con las rocas Sedimentarias de Peque (departamento de Antioquia Etayo-Serna 1989), al oeste con la Formación Lázaro de Parra et al. (1983) y las sedimentitas de Apía y Puente Umbría (Moreno et al. 1993). Al sur, en el departamento del Cauca Orrego (1976) y León et al. (1973) describen rocas del Cretáceo Tardío semejantes y las denominan: Formación Marilopito (Coniaciense?), Formación Peña Morada (Cretáceo Tardío-Paleoceno?), Secuencia del Río Guabas (Coniaciense?). En general las dataciones y los estudios faciales aún son preliminares y por tanto se hace necesario realizar trabajos más detallados.

Los resultados obtenidos permiten además separar la Formación Nogales de las rocas del Complejo Quebradagrande que afloran en el flanco occidental de la Cordillera Central (departamentos de Quindío, Caldas y Antioquia). Aunque algunas de sus facies son relativamente comparables; los fósiles hallados en Caldas y Antioquia abarcan el lapso Valanginiense-Albiense (Gómez et al. 1995; González 1980).

6. DISCUSION

Con los datos obtenidos se propone que la Formación Nogales es el resultado de sedimentación terrígena y calcárea en un borde continental activo, donde se daban fenómenos de flujos de sedimentos por gravedad (e.g. flujos de escombros y corrientes de turbiedad) y asentamiento vertical de lodos hemipelágicos en laderas inestables. Las variaciones verticales en las facies parecen sugerir una profundización de la cuenca sedimentaria (figura 11); este fenómeno pudo ser controlado por factores globales o locales: eustasia, tectónica, clima, tipo de áreas fuente y/o geometría de la cuenca.

Es de anotar que al occidente del área, en el flanco oriental de la Cordillera Occidental, se hallan sedimentitas finogranulares, cuyas facies han sido interpretados como depósitos de abanicos turbidíticos distales (Formación Espinal de Barrero 1979). En ella Etayo-Serna (1985) reporta igualmente *Trochoceras* sp. en lodolitas laminadas. Lo anterior permite hipotetizar que las formaciones Nogales y Espinal hacían parte de cuerpos sedimentarios continuos cuya disminución en componentes clásticos gruesos hacia el occidente se debe al distanciamiento de la fuente de sedimentos ubicada al este (ver Moreno & Pardo, este volumen). Esta idea ya había sido sugerida por Etayo-Serna et al. (1982) para el segmento "Inferior A" del "Grupo Dagua" en el sector de El Cairo (Valle del Cauca).

La relación fallada entre la Formación Nogales y el Batolito de Buga-Formación Amaime no permite establecer sus relaciones estratigráficas originales; sin embargo los resultados obtenidos en este trabajo descartan la hipótesis de Armas (1984) quien relaciona genéticamente estas unidades y las ubica en el Jurásico-Cretáceo Temprano. La edad Paleocena obtenida por Van der Hammen (1958) para el techo de la unidad se ajusta más a la nueva información y puede sugerir un intervalo de depósito Cretáceo Tardío-Paleoceno? para todo el intervalo estudiado (figura 12). Es importante tener en cuenta que gran parte de las facies descritas en éste estudio fueron acumuladas por procesos de gravedad, los cuales generan erosión en el fondo y usualmente redepositan sedimentos más antiguos y sus fósiles; esto puede producir una sobre-estimación de la edad de las rocas estudiadas. Sin embargo, los bivalvos del género *Trochoceras* fueron además hallados en las facies lodolíticas silíceas del segmento 2, originadas por asentamiento de partículas en suspensión, y por tanto se asume que son contemporáneas con sus fósiles.

Al norte del área (vereda Pardo Alto, cerca al río Bugalagrande) Nelson (1957) y Armas (1984) describen rocas verdes asociadas con la Formación Nogales. Esto obliga a discutir la relación estratigráfica de estas rocas con la sucesión netamente sedimentaria descrita en el sector sur (río Tuluá) y con las rocas básicas de la Formación Amaime. Se propone en este trabajo que las sedimentitas del sector norte hayan sido afectadas por un evento volcánico (más antiguo?) que no aflora en el sector del río Tuluá. Es de resaltar que en el área estudiada se pueden evidenciar al menos dos episodios de producción de rocas básicas, ya que el Batolito de Buga, de edad Cretáceo Temprano intruye los basaltos de la Formación Amaime, pero a su vez es intruido por numerosos diques de basalto y diabasa (lámina 1, fotos 1 y 2). Debido a lo anterior se debe tener cuidado al correlacionar rocas básicas entre bloques limitados por fallas, si no se cuenta con estudios radiométricos, análisis geoquímicos (e.g. Nivia 1989) o datos paleontológicos en las sedimentitas intercaladas. Llama además la atención que las rocas estudiadas no presentan evidencias de deformación penetrativa que comúnmente afecta a facies contemporáneas en las Cordilleras Central y Occidental; es posible que hayan sido protegidas de la deformación debido a que descansaban sobre rocas competentes (rocas básicas y/o metamórficas de la Cordillera Central) durante los fenómenos de acreción.

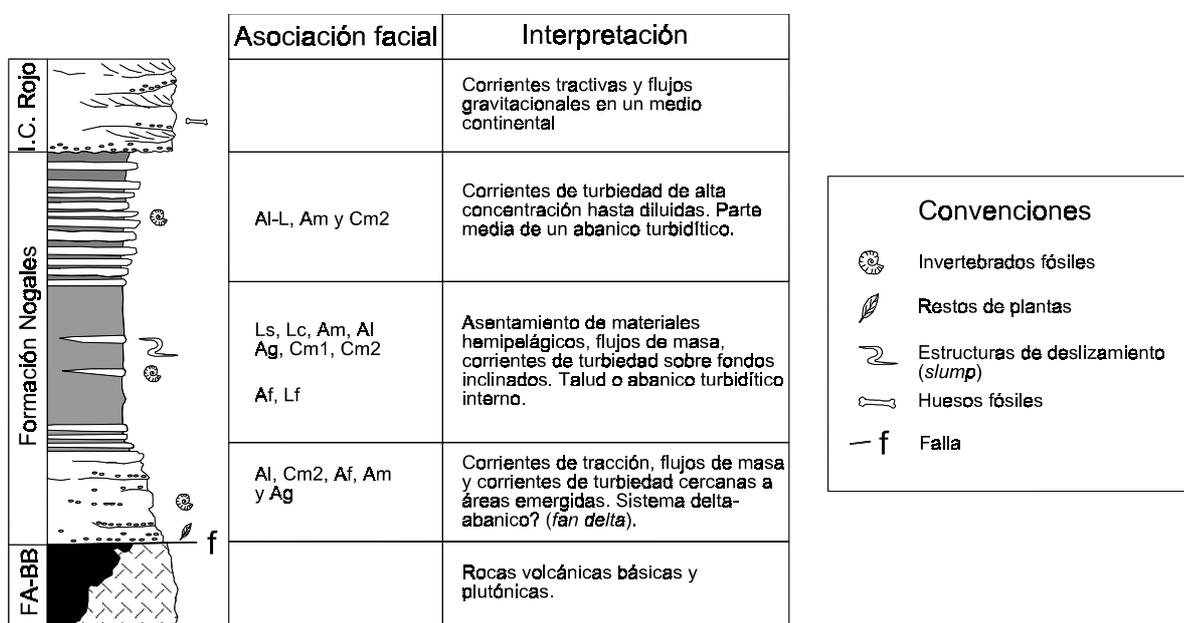


FIGURA 11. Columna estratigráfica generalizada de las unidades descritas en este trabajo e interpretación facial de los depósitos sedimentarios (sin escala). I.C. Rojo: Intervalo Clástico Rojo; BB: Batolito de Buga; FA: Formación Amaime.

Aunque hay un aparente paralelismo entre la Formación Nogales y el Intervalo Clástico Rojo se propone un hiato entre ellas debido a la marcada diferencia en sus facies (figuras 11 y 12). Este intervalo puede ser equivalente al denominado miembro Ampudia de la Formación Cauca inferior (Keizer, Nelson & Van der Hammen, 1955 en Van der Hammen, 1958) de edad Eoceno (?) o a la Formación Confites de Padilla (1991). Dicha unidad ha sido descrita en el borde oriental de la Cordillera Occidental, cerca de los caseríos de Ampudia y Timba (Valle del Cauca). A lo largo de la carretera que conduce al occidente del alto de La Cima (noroeste de Timba, Valle del Cauca) la Formación Confites esta compuesta de lodolitas carbonosas con restos de plantas, arcillolitas verdes-rojizas, arenitas líticas y cuarzosas y niveles de conglomerados de guijarros y bloques con líticos volcánicos y plutónicos. En el área de Jamundí (Valle del Cauca), el miembro Ampudia descansa en discordancia angular sobre sedimentitas silíceas con restos de *Inoceramus* y foraminíferos de edad Santoniense (Keizer 1954); esta última unidad fue correlacionada por Nelson (1957) con la Formación Nogales. La escasez de información estratigráfica precisa hace

necesario examinar en detalle las características litológicas, sus relaciones con las unidades adyacentes y el estudio del material paleontológico en ambas unidades.

La reconstrucción de la geometría de depósito de las unidades del Cretáceo Superior en el Occidente Colombiano es muy compleja, ya que la relación fallada entre los diferentes cuerpos litológicos hace difícil el establecer sus relaciones estratigráficas originales. Por otra parte, la dificultad al definir la base y el techo en los intervalos sedimentarios, permite cuestionar el uso de términos litoestratigráficos formales. Las unidades sedimentarias descritas en este trabajo se encuentran en un bloque limitado por fallas sin mayores complicaciones estructurales en su interior. Con respecto a este problema Nivia (1996) ha propuesto incluir todo el conjunto de rocas sedimentarias y piroclásticas limitadas por fallas, que afloran en la Cordillera Occidental y en el borde occidental de la Cordillera Central, dentro de una unidad litodémica denominada Complejo Estructural Dagua. Todos estos problemas muestran la necesidad de realizar trabajos multidisciplinario al interior de cada bloque con el fin de comprender su origen y evolución geológica.

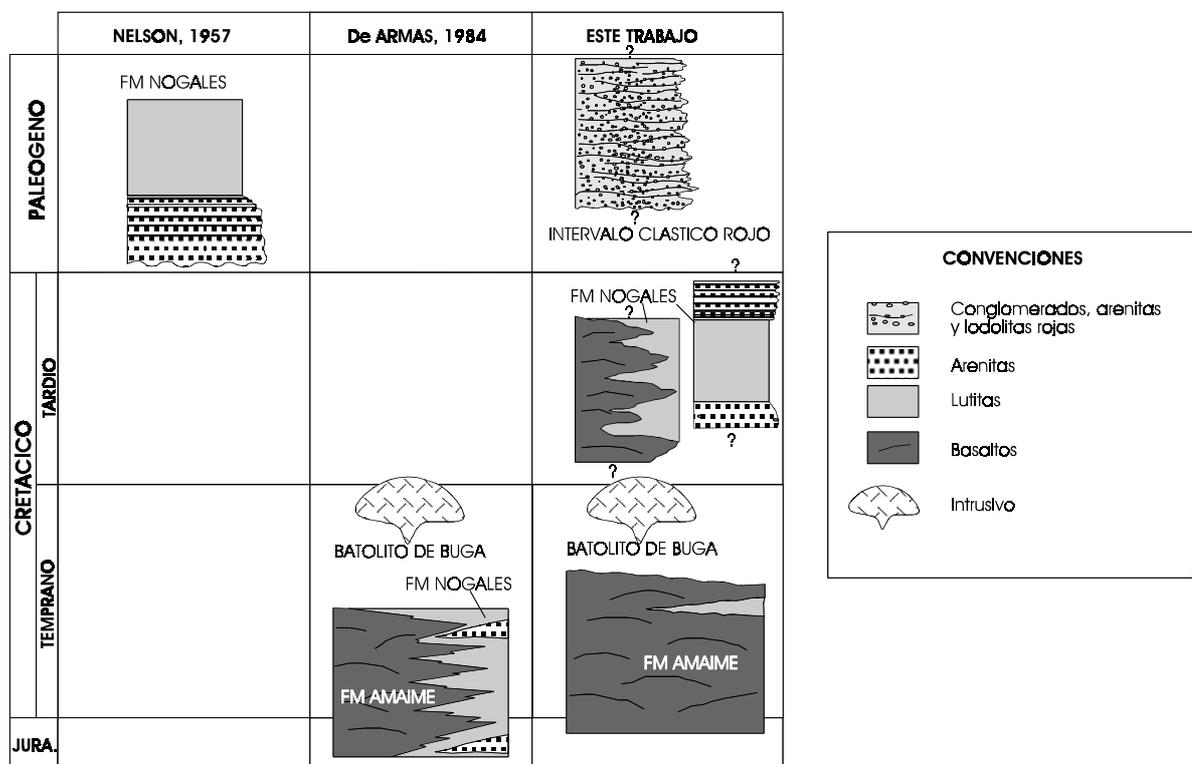


FIGURA 12. Resumen de las relaciones estratigráficas propuestas por diferentes autores para las unidades discutidas en este trabajo (ver explicación en el texto).

7. CONCLUSIONES

- La Formación Nogales se originó por asentamiento de partículas hemipelágicas y flujos de sedimentos gravitacionales (e.g. flujos de masa y turbiditas) en un borde continental tectónicamente activo. Su registro vertical sugiere profundización a partir de fondos marinos someros hasta abanicos turbidíticos.
- El material macropaleontológico obtenido en el segmento 1 de la Formación Nogales permite establecer una edad Campaniense.

- En el área es posible diferenciar una unidad predominantemente conglomerática-arenítica que suprayace a la Formación Nogales. Sus características litológicas y paleontológicas sugieren un ambiente de depósito continental.

8. REFERENCIAS

- Armas, M.d., 1984, Mapa geológico preliminar. Plancha 261- Tuluá. escala 1: 100 000: Cali, Ingeominas.
- Aspden, J.A., & McCourt, W.J., 1986, Mesozoic oceanic terrane in the central Andes of Colombia: *Geology*, v. 14, p. 415-418.
- Barrero, D., 1979, Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia: *Publicaciones Geológicas Especiales*. Ingeominas, v. 4, p. 1-75.
- Blau, J., Moreno, M., & Senff, M., 1995, *Palaxius caucaensis* n. sp., a crustacean microcoprolite from the basal Nogales Formation (Campanian to Maastrichtian) of Colombia: *Micropaleontology*, v. 41, p. 85-88.
- Blau, J., & Senff, M., 1993, Crustacean microcoprolites from the Late Triassic of Colombia (Payandé Formation, Upper Magdalena Valley): VI congreso Colombiano de geología, *Memorias*, v. I, p. 130-142.
- Brook, M., 1984, New radiometric ages data from S.W. Colombia: Cali, Ingeominas, p. 1-25.
- Dickinson, W.R., & Suczek, C., 1979, Plate tectonics and sandstone composition: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, p. 2164-2182.
- Duque-Caro, H., 1980, Geotectónica y evolución de la región noroccidental Colombiana: *Boletín Geológico*, Ingeominas, v. 23, p. 1-37.
- Etayo-Serna, F., 1985, *Trochoceras* del Campaniano-Maastrichtiano en la Formación Espinal de la Cordillera Occidental de Colombia: *Geología Norandina*, v. 8.
- Etayo-Serna, F., 1986, La Icnofacies *Zoophycos-Chondrites* del Cretácico de la Cordillera Occidental de Colombia y su posible significación paleoambiental: *Caldasia*, v. 15, p. 405-422.
- Etayo-Serna, F., 1989, Campanian to Maastrichtian fossils in the Northeastern Western Cordillera Colombia: *Geología Norandina*, v. 11, p. 23-31.
- Etayo-Serna, F., Parra, E., & Rodríguez, G., 1982, Análisis facial del "Grupo Dagua" con base en secciones aflorantes al oeste de Toro (Valle del Cauca): *Geología Norandina*, v. 5, p. 3-12.
- Gómez, A.d.J., Moreno, M., & Pardo, A., 1995, Edad y origen del "complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales" en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia): *Geología Colombiana*, v. 19, p. 83-93.
- González, H., 1980, Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina): *Boletín Geológico*, Ingeominas, v. 23, p. 174.
- González, H., & Núñez, A., 1991, Mapa geológico generalizado del departamento del Quindío, Escala 1:100000: Bogotá, Ingeominas, p. 1- 42.
- Keizer, J., 1954, Estudios geológicos en la región carbonífera de Jamundí entre los ríos Guachinte y Jordán. Informe 1064, Instituto Geológico Nacional.
- León, A., Padilla, L.E., & Marulanda, N., 1973, Geología, recursos minerales y geoquímica de la parte NE del cuadrángulo 0-5, El Bordo, departamento del Cauca: Popayán, Ingeominas.
- Maya, M., & González, H., 1995, Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia: *Boletín Geológico*, Ingeominas, v. 35, p. 43-57.
- McCourt, W.J., Aspden, J.A., & Brook, M., 1984, New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion: *Journal of the Geological Society, London*, v. 141, p. 831-845.
- Moreno, M., Pardo, A., & Gómez, A.d.J., 1993, Evidencias paleontológicas de emersión parcial del basamento oceánico del valle del río Cauca durante el Campaniano-Maastrichtiano: VI Congreso Colombiano de Geología, p. 143-151.
- Nelson, H.W., 1957, Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the section between Ibagé and Cali: *Leidse Geologische Mededelingen*, v. 22.
- Nivia, A., 1989, El terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica: V congreso Colombiano de geología, p. 1-30.
- Nivia, A., 1996, El Complejo Estructural Dagua, registro de deformación de la provincia litosférica oceánica cretácica occidental en un prisma acrecionario: VII Congreso Colombiano de geología.
- Orrego, A., 1976, Geología y ocurrencias minerales de la parte oeste del cuadrángulo N-6, Popayán: Popayán, Ingeominas, p. 1-135.
- Ossa, C., & Pardo, A., 1989, Geología de los municipios de Apía (Risaralda) y Viterbo (Caldas) y su relación con las manifestaciones de manganeso presentes: Tesis Universidad de Caldas, Manizales, 112 p, inédito.

- Padilla, L.E., 1991, Propuesta de unificación para la nomenclatura estratigráfica del Terciario del Valle del Cauca y del Cauca: Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander, v. 20, p. 5-17.
- Parra, E., Caballero, H., Muñoz, R., Zapata, G., & Zuluaga, J., 1983, Mapa geológico preliminar de la plancha 223, El Cairo (Valle del Cauca): Ingeominas.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N., & Hein, F.J., 1989, Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics: London, Unwin-Hyman, 416 p p.
- Sageman, B.B., Wignall, P.B., & Kauffman, E.G., 1991, Biofacies models of oxygen-deficient facies in epicontinental seas: tool for paleoenvironmental analysis, en Seilacher, A., ed., Cycles and events in stratigraphy: Berlin Heidelberg, Springer, p. 542-564.
- Stow, D.A.V., & Bowen, A.J., 1980, A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents: Sedimentology, v. 27, p. 31-46.
- Toussaint, J.F., Botero, G., & Restrepo, J.J., 1978, Datación K/Ar del Batolito de Buga: Publicación Geológica Especial, Universidad Nacional. Medellín, v. 13, p. 1-3.
- Van der Hammen, T., 1958, Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos: Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional, v. 6, p. 67-128.
- Walker, R.G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 62, p. 932-966.
- Walker, R.G., 1984, Facies models, Geoscience Canada Reprint Series 1, 317 p.

LAMINAS

LAMINA 1

Foto 1. Contacto entre rocas verdes de la Formación Amaime (Rv) y las tonalitas del Batolito de Buga (BB). Río Tuluá, cerca a la desembocadura de la quebrada Piedraíta.

Foto 2. Diques de diabasas (Rv) que intruyen las tonalitas del Batolito de Buga (BB). Nótese que las rocas básicas intruyeron a través de un sistema de diaclasas pre-existentes. (río Tuluá, pocos kilómetros al oeste del área de estudio).

Foto 3. Conglomerado arenoso de la facies Cm₂ (ver además la figura 6). Nótese el bivalvo (B) y los fragmentos redondeados de cuarzo y chert que “flotan” en la matriz. (Segmento 1, afluente de la quebrada La Mina). La longitud de la barra blanca (parte superior izquierda) representa 2 cm.

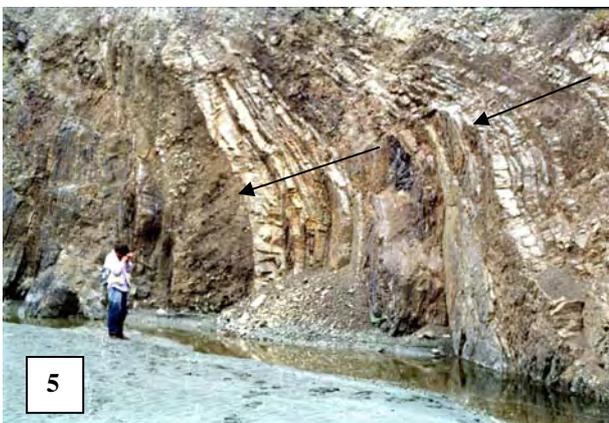
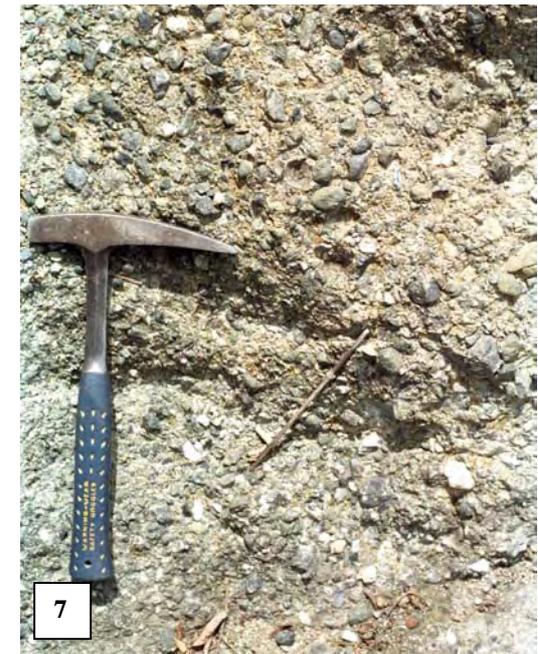
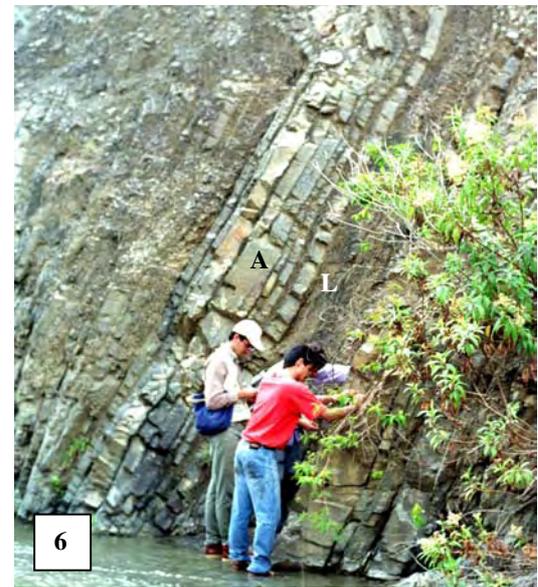
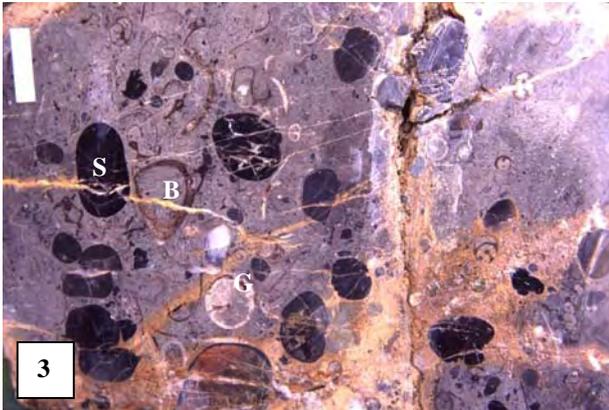
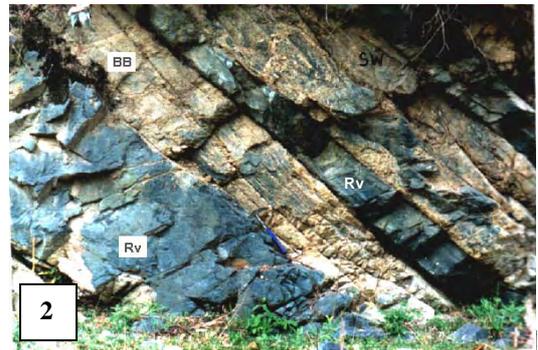
Foto 4. Estructura de deslizamiento en lodolitas silíceas intercaladas con arenitas (Formación Nogales, Segmento 2). Foto tomada sobre la carretera a Tuluá, pocos metros al norte del área de estudio.

Foto 5. Afloramiento donde se observan las intercalaciones de arenitas y lodolitas del Segmento 3 de la Formación Nogales. El techo se encuentra hacia la izquierda de la foto. Nótese la presencia de dos secuencias (flechas) en las que el espesor de los estratos se engrosa hacia arriba. Río Tuluá.

Foto 6. Afloramiento de arenitas (A) y lodolitas (L) del segmento 3 de la Formación Nogales (río Tuluá). En los niveles arenáceos se hallan restos bien conservados de amonites.

Foto 7. Aspecto macroscópico de los conglomerados del Intervalo Clástico Rojo donde se observan fragmentos redondeados de diabasas y cuarzo lechoso. Río Tuluá, cerca a la desembocadura de la quebrada Nogales.

LAMINA 1



LAMINA 2

Foto 1. Afloramiento de las arenitas (A) y conglomerados (C) del Intervalo Clástico Rojo. Quebrada Piedraítas.

Foto 2. Arenitas conglomeráticas del Intervalo Clástico Rojo. Nótese el mal calibrado y la orientación de los fragmentos de grava que marcan la estratificación. Río Tuluá, cerca de la desembocadura de la quebrada Nogales.

Foto 3. Intercalaciones de arenitas y arenitas conglomeráticas. Nótese la orientación de los fragmentos de grava en la parte inferior izquierda de la foto. Intervalo Clástico Rojo; quebrada Piedraítas.

Foto 4. Panorámica del valle del río Tuluá donde se puede observar la morfología de las unidades estudiadas. BB: Batolito de Buga; FN: Formación Nogales; ICR: Intervalo Clástico Rojo; Q: Cuaternario (depósitos de ladera).

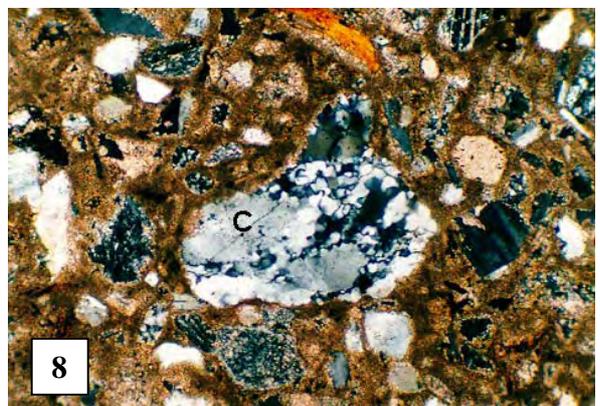
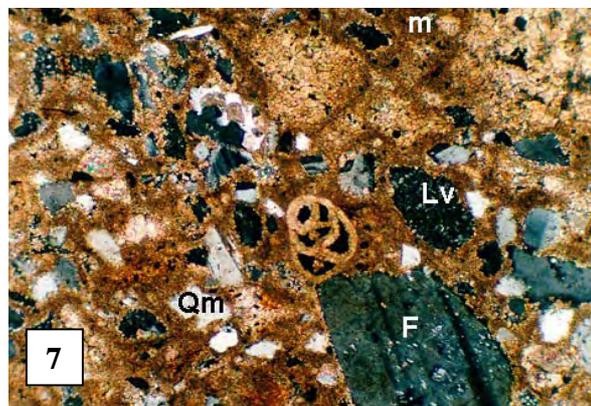
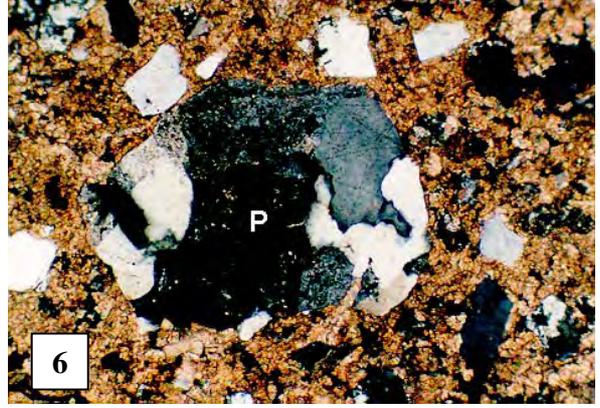
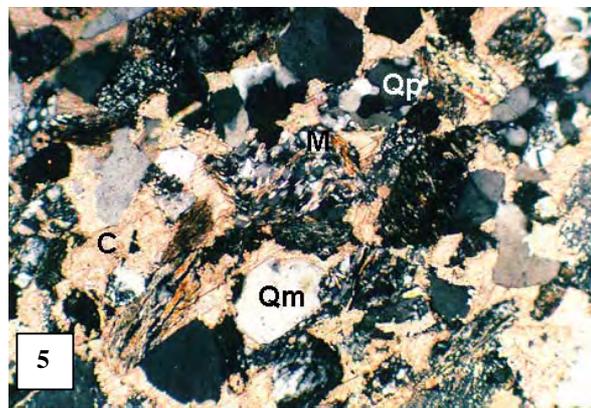
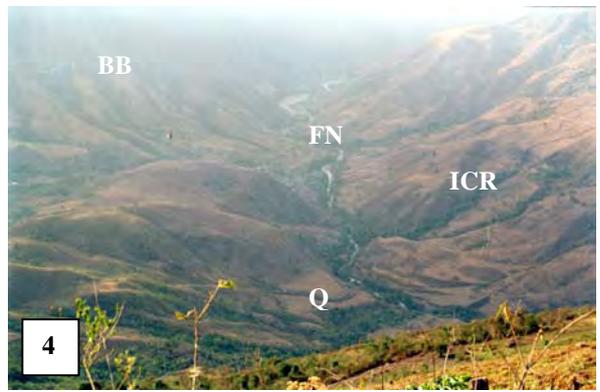
Foto 5. Sección delgada de arenita donde se observa un lítico metamórfico (M), cuarzo policristalino (Qp) y monocristalino (Qm), cementados por calcita (C). Nicoles X. Formación Nogales, Segmento 1. Afluente de la quebrada La Mina.

Foto 6. Fragmento de roca plutónica (P) hallado en las arenitas calcáreas del segmento 1. Nicoles X. Afluente de la quebrada La Mina.

Foto 7. Sección delgada de arenita calcárea del segmento 1. Qm: cuarzo monocristalino; F: feldespato; Lv: lítico volcánico en matriz micrítica (m). En el centro se observa un foraminífero. Nicoles X. Afluente de la quebrada La Mina.

Foto 8. Fragmento de cuarcita (C) hallado en las arenitas calcáreas del Segmento 1. Nicoles X. Afluente de la quebrada La Mina.

LAMINA 2



LAMINA 3

Foto 1. Fotomicrografía de una arenita del segmento 2 de la Formación Nogales (facies Ag de la figura 5.B). S: fragmento de serpentinita. Nicoles X. Río San Marcos, cerca a la desembocadura de la quebrada La Mina.

Foto 2. Fotomicrografía donde se aprecia el contacto entre arenitas volcanoclásticas (Av) y lodolitas calcáreas (Lc). Las partículas redondeadas de la parte superior corresponden a foraminíferos. Formación Nogales, segmento 2. Quebrada La Mina. Nicoles X.

Foto 3. Fotomicrografía de una lodolita silícea bioperturbada (cf. *chondrites*), donde se aprecian fragmentos de cuarzo microcristalino y carbonato secundario. Formación Nogales, Segmento 2. Afluente Quebrada La Mina. Nicoles X.

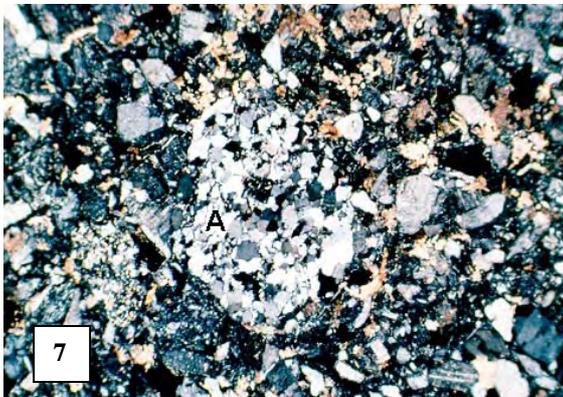
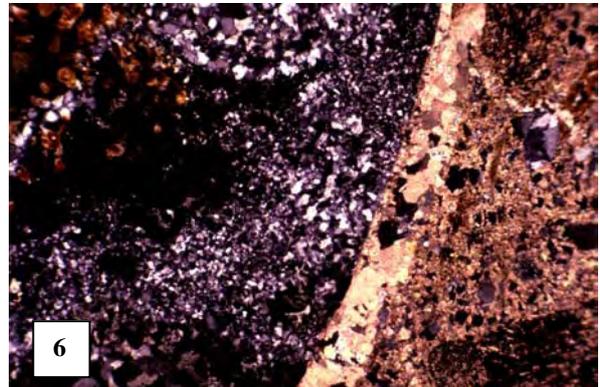
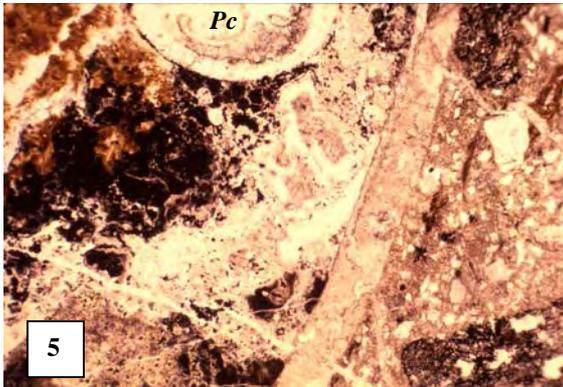
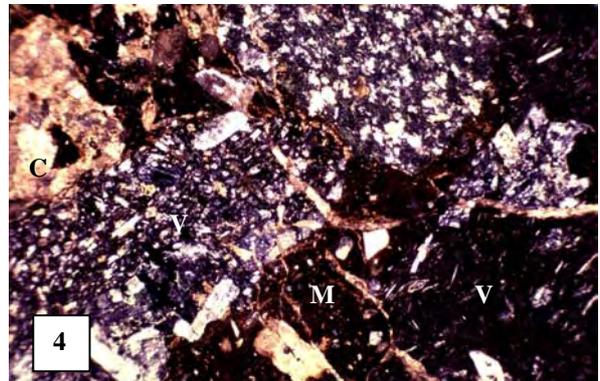
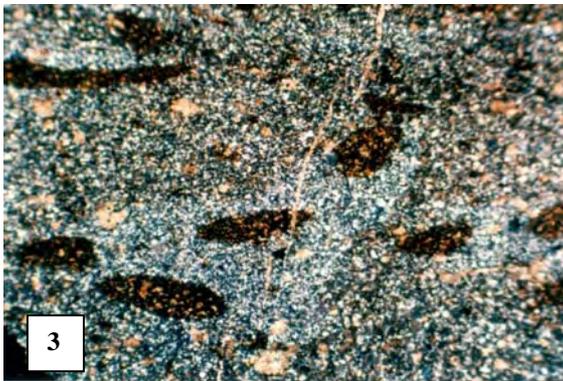
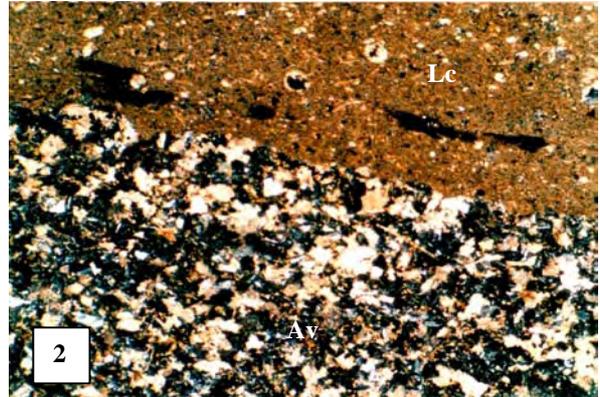
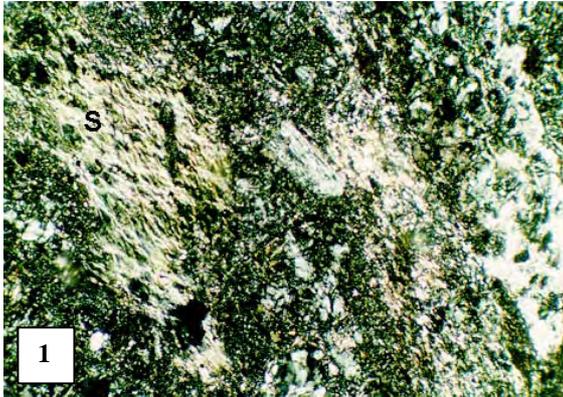
Foto 4. Fotomicrografía de un conglomerado de la facies Cm, donde se observan fragmentos de rocas volcánicas (V) en una matriz (M) de lodo y arena. C: carbonato secundario. Formación Nogales, Segmento 2. Afluente de la quebrada La Mina. Nicoles X.

Fotos 5 y 6. Fotomicrografías de los conglomerados de terrígenos y aloquímicos de la facies Cm₂. A la izquierda se aprecia un fragmento silicificado donde se identificó una nueva especie de coprolitos de crustáceos (Pc: *Palaxius caucaensis*, ver Blau et al. 1995). El borde del fragmento está rodeado por calcita en mosaico. A la derecha de la foto se aprecia la matriz terrígena-calcárea. Formación Nogales, Segmento 2. Afluente de la quebrada La Mina. Foto 5 en nicoles II; foto 6 en nicoles X.

Foto 7. Fragmento lítico de arenita (A) en una arenita feldespática. Segmento 3 de la Formación Nogales. Río Tuluá. Fotomicrografía en nicoles X.

Foto 8. Lítico de cuarcita (C) en una arenita rica en feldespato (F). Segmento 3 de la Formación Nogales. Río Tuluá. Fotomicrografía en nicoles X.

LAMINA 3



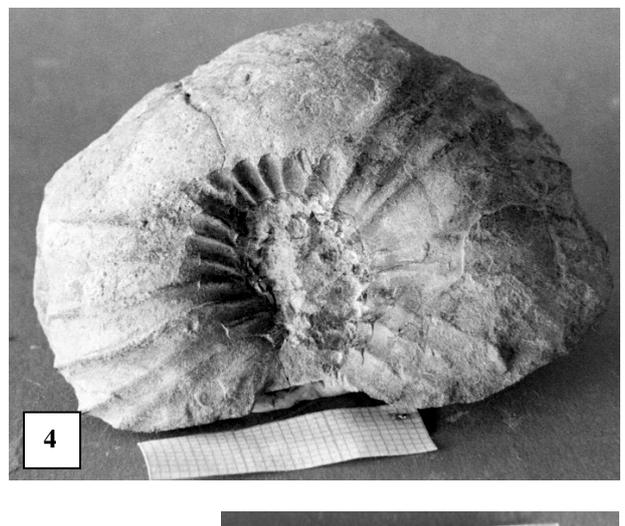
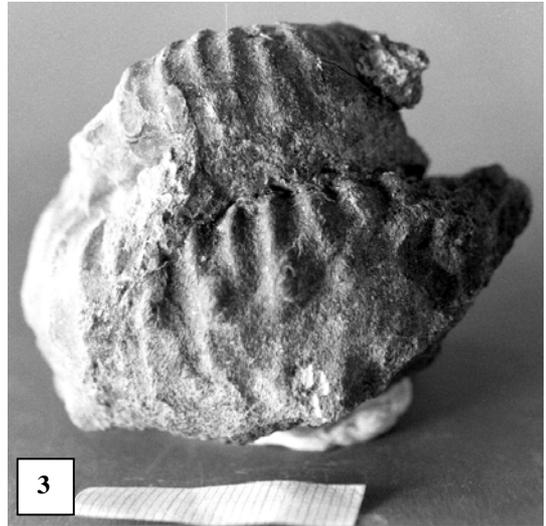
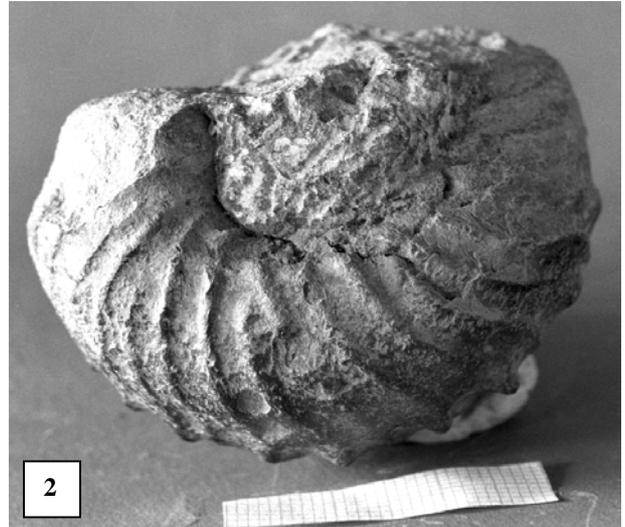
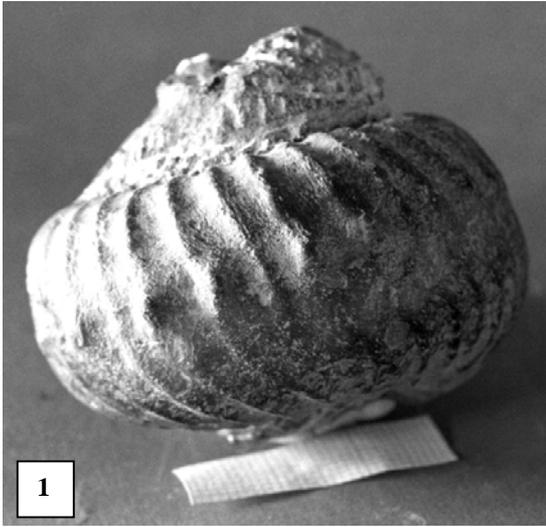
LAMINA 4

Fotos 1, 2 y 3. Fósiles de *Nostoceras* sp. hallados en el Segmento 1 de la Formación Nogales. Afluente de la quebrada la Mina. La escala mide 3 cm.

Foto 4. Amonite descubierto en un rodado de la quebrada La Mina. La escala mide 3 cm.

Fotos 5 y 6. Ejemplares de *Trochoceras* sp. hallados en la quebrada la Mina. Segmento 1 de la Formación Nogales. En 5 la moneda mide 1,5 cm aprox., en 6 la escala mide 3 cm.

LAMINA 4



AFLORAMIENTOS FOSILIFEROS DEL CRETACEO SUPERIOR EN EL MUNICIPIO DE PIJAO (BORDE OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL, COLOMBIA).

Upper Cretaceous fossiliferous outcrops in the Pijao region (western flank of the central Cordillera, Colombia)

Affleurements fossilifères du Crétacé supérieur dans la région de Pijao (bord occidental de la Cordillère Centrale, Colombie).

Arley de J. GOMEZ-CRUZ*, Mario MORENO-SANCHEZ*, Andrés PARDO-TRUJILLO*

RESUMEN

En este trabajo se presentan las características litológicas y paleontológicas de una unidad principalmente calcárea que aflora en el municipio de Pijao (departamento del Quindío, flanco occidental de la Cordillera central de Colombia), en contacto tectónico con las rocas metamórficas de media a alta presión del Complejo Arquía. Las facies halladas sugieren ambientes marinos de aguas someras y vulcanismo simultáneo con la sedimentación. El hallazgo de amonites del género *Nostoceras* permite establecer una edad Campaniano. Se discute el significado geológico de esta información dentro de la evolución del occidente de Colombia.

Palabras claves: Pijao, Cretáceo superior, Cordillera Central, Colombia.

ABSTRACT

In the present work we describe the lithologic and paleontologic characteristics of a calcareous unit that outcrops in the Pijao sector, which is in tectonic contact with the medium-high pressure metamorphic rocks of the Arquía Complex (western flank of the Central Cordillera of Colombia). Its facies characteristics suggest a shallow marine depositional environment with contemporaneous volcanism. The presence of ammonoids of the *Nostoceras* genus establishes a Campanian age. Finally, we discuss the geological meaning of this information for the evolution of western Colombia.

Key words: Pijao, Upper Cretaceous, Central Cordillera, Colombia.

RESUME

Dans ce travail sont décrites la lithologie et les caractéristiques paléontologiques d'une unité calcaire qui affleure dans le secteur de Pijao (flanc occidental de la Cordillère centrale de la Colombie), en contact tectonique avec les roches métamorphiques de moyenne-haute pression du Complexe Arquía. Les faciès de cette unité suggèrent un environnement marin peu profond et un volcanisme contemporain. La présence d'ammonites du genre *Nostoceras* a permis de lui donner un âge Campanien. Finalement, la signification géologique de cette information dans l'évolution de la région occidentale de la Colombie est discutée.

Mots clés: Pijao, Crétacé Supérieur, Cordillère Centrale, Colombie.

* Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias, Departamento de Ciencias Geológicas, Calle 65 No. 26-10, Manizales, COLOMBIA. arleygomezc@caliescali.com, M.Sanchez@student.ulg.ac.be, apardo66@yahoo.com

1. INTRODUCCION.

Cerca de la población de Pijao (4° 22' N, 75° 43' O; departamento del Quindío) se halla un cuerpo sedimentario predominantemente calcáreo, cartografiado por el Ingeominas con el nombre informal de "Prospecto Puentetabla" (Mosquera & Buitrago 1971). Este estudio presentó una cartografía general del área (figura 1) y evaluó el potencial del depósito para la explotación de caliza. Posteriormente Fernando Etayo-Serna (Universidad Nacional, Bogotá) descubrió gasterópodos fósiles en algunos estratos calcáreos de la unidad (comunicación oral), lo que estimuló el estudio de la región y el hallazgo de una nueva paleofauna reportada en el presente trabajo. Con base en las características faciales y la edad de estos depósitos se discute su posible origen y su relación con otros afloramientos del borde occidental de la Cordillera Central.

2. GEOLOGIA REGIONAL.

Las sedimentitas estudiadas se hallan al suroeste de la población de Pijao y se extienden por el flanco occidental de la cuchilla Río Azul, con afloramientos sobre la carretera Puentetabla-Pijao y en cercanías de la escuela Puentetabla (figura 1). Están conformadas por calizas grises, arenitas de cuarzo, limolitas y tobas cristalo-vítreas de color verde. Se encuentra en contacto fallado con las rocas metamórficas del Complejo del Río Rosario y el Grupo Bugalagrande (sensu McCourt et al. 1984), incluidas actualmente dentro del Complejo Arquía (González y Nuñez 1991). Este complejo está compuesto por rocas de media y alta presión, tales como esquistos de glaucofana, anfibolitas granatíferas y eclogitas, cuyo metamorfismo ha sido datado en el rango 117-110 m.a. (González & Nuñez 1991). Mc Court et al. (1984), proponen que estas rocas se formaron por metamorfismo Barroviano a partir de rocas sedimentarias e ígneas en una antigua zona de subducción Paleozoica; en contraste Toussaint (1996) consideran la edad del metamorfismo como Cretácea Temprana. La falla Silvia-Pijao, separa estas metamorfitas del denominado Complejo Quebradagrande y de las rocas intrusivas del Complejo Igneo de Córdoba de edad Cretácea (Mccourt et al. 1984).

3. ESTRATIGRAFIA.

Las rocas sedimentarias de Pijao se presentan como una franja estrecha de amplitud no superior a los 100 m y una longitud cercana a 5 Km. En ningún lugar se reconocieron sus límites estratigráficos debido a la complejidad estructural y a la escasez de buenos afloramientos. El primer afloramiento fosilífero se ubica sobre la carretera que de Pijao conduce a la escuela Puentetabla (figura 1). Está conformado por intercalaciones de calizas de color negro o gris y niveles de tobas de color verde (lámina 1, foto 1), aunque debido a la vegetación es difícil observar las relaciones entre las litologías. Se presentan esporádicas huellas de bioperturbación y restos leñosos. En sección delgada corresponden a calizas micríticas peloidales (*packstones*), parcialmente recristalizadas, con fragmentos de feldespatos y rocas volcánicas, intercaladas con tobas cristalo-vítreas con feldespatos euhedrales, cuarzo monocristalino y rocas volcánicas en una matriz de vidrio y carbonato secundario (lámina 1, fotos 1, 3 y 5). El afloramiento aportó restos de gasterópodos, amonites heteromorfos y bivalvos (e.g. ostréidos). Dentro de los amonites se identificó *Nostoceras* sp. de edad Campaniense (Etayo-Serna F., comunicación oral). Sobre el puente del río Lejos, cerca de la escuela Puentetabla se encuentran pequeños afloramientos de cuarzo-arenitas que al parecer, están asociadas a las litologías descritas.

Más al sur sobre la quebrada La Mala y La Playa, en el flanco occidental de la cuchilla Río Azul, se encuentran numerosos rodados (de hasta 2 m de diámetro) de calizas con abundantes restos de serpúlidos y bivalvos. Corresponden a *packstones* de peloides y bioclastos con esporádicos fragmentos de rocas volcánicas, feldespatos y cuarzo microcristalino (lámina 1, fotos 2, 4 y 6). Los peloides conforman el armazón de la roca; ovoides, poseen un tamaño modal de 0.1 mm, bien calibrados y redondeados (lámina 1, foto 6). Se encuentra además cemento de esparita bordeando los granos. En algunos rodados se aprecian láminas anastomosadas, comparables con las estructuras laminares de algas y gradaciones rítmicas en el tamaño de los bioclastos. Los serpúlidos conservan la estructura original de la concha y poseen relleno geopetal coherente (lámina 1, fotos 2 y 4), lo que sugiere un proceso de enterramiento sin ciclos de re-deposición. Aunque las calizas fueron cartografiadas por Mosquera y Buitrago (1971) en las quebradas La Mala y La Playa, en nuestra visita al terreno solo se encontraron rodados.

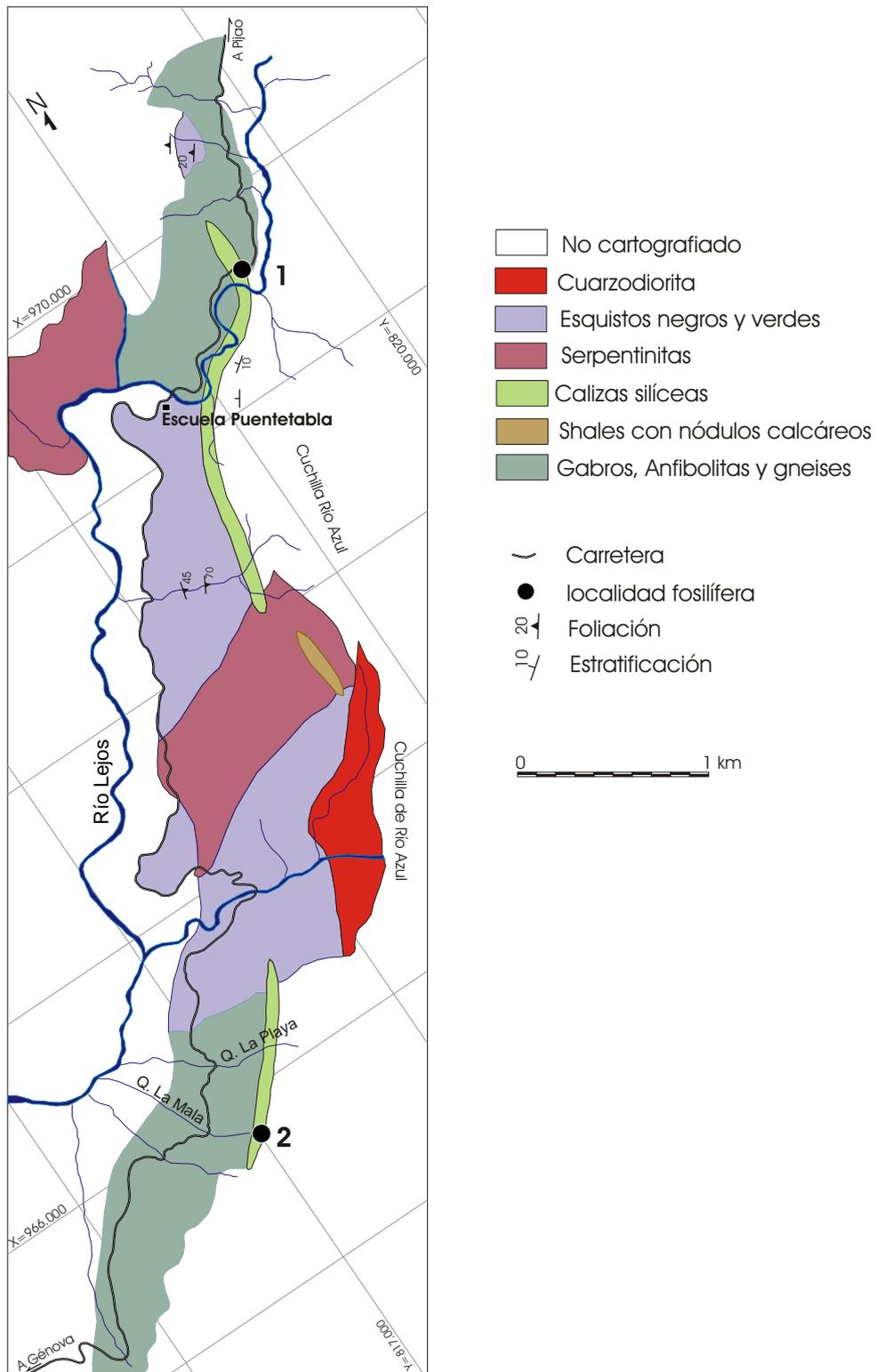


FIGURA 1. Mapa geológico del sector de Puentetabla (Mosquera & Buitrago 1971). Los números representan los sectores estudiados.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

La edad Campaniense obtenida para las sedimentitas de Pijao permite diferenciarlas del conjunto de rocas de edad Cretáceo Temprano que constituyen el complejo Quebradagrande. En Palestina (Caldas) los autores han encontrado rocas sedimentarias incluidas tectónicamente dentro del Complejo Arquía que poseen la icnofacies *Zoophycos-Chondrites*, frecuentes en las rocas del Cretáceo Superior de la Cordillera Occidental (e.g. Etayo-Serna 1986). Adicionalmente, se han observado secuencias sedimentarias relativamente poco deformadas dentro del complejo Arquía al oeste de Salamina (departamento de Caldas) y al norte de Pereira (departamento de Risaralda), algunas de ellas con niveles de cuarzo-arenitas. Esto permite llamar la atención sobre la existencia de bloques sedimentarios intercalados tectónicamente dentro del Complejo Arquía que ameritan ser cartografiados con detalle.

Los bioclásticos (serpúlidos y ostréidos), las estructuras laminares de algas y las calizas de peloides, son reportadas por primera vez en las rocas cretáceas del flanco occidental de la Cordillera central. Esta asociación es común en ambientes marinos someros de baja energía (Tucker & Wright 1990); los restos vegetales sugieren además cercanía a áreas emergidas.

Las sedimentitas de Pijao junto con la base de la Formación Nogales representan los vestigios de cuencas marinas someras afectadas por vulcanismo durante el Cretáceo Tardío. La presencia de arenitas de cuarzo indica además la influencia de un "bloque continental" (sensu Dickinson & Suczek 1979); este tipo de rocas son muy abundantes en los depósitos que se acumularon simultáneamente en las cuencas del Valle del Magdalena y Cundinamarca (e.g. Formaciones Umir, Cimarrona, La Tabla, Monserrate). Con esta información se propone una conexión parcial entre el Oriente y el Occidente Colombiano durante el Cretáceo Tardío.

5. REFERENCIAS.

- Dickinson, W.R., & Suczek, C., 1979, Plate tectonics and sandstone composition: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2164-2182.
- Etayo-Serna, F., 1986, La Icnofacies *Zoophycos-Chondrites* del Cretácico de la Cordillera Occidental de Colombia y su posible significación paleoambiental: Caldasia, v. 15, p. 405-422.
- González, H., & Núñez, A., 1991, Mapa geológico generalizado del departamento del Quindío, Escala 1:100000: Bogotá, Ingeominas, p. 1- 42.
- McCourt, W.J., Mosquera, D., Nivia, A., & Nuñez, A., 1984, Mapa geológico preliminar, Plancha 243-Armenia: Ingeominas.
- Mosquera, D., & Buitrago, C., 1971, Ocurrencias minerales del departamento del Quindío: Ibagué, Ingeominas, informe 1599.
- Toussaint, J.F., 1996, Evolución geológica de Colombia durante el Cretácico: Medellín, Universidad Nacional de Colombia, p. 277.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990, Carbonate Sedimentology: London, Blackwell Scientific Publications, 482 p.

LAMINAS

LAMINA 1

Foto 1. Muestra pulida donde se observa el contacto entre tobas verdes y calizas negras de la región de Pijao. Obsérvese las huellas de bioperturbación (afloramiento 1, carretera Pijao-Puentetaba).

Foto 2. Fragmento de caliza donde se aprecian dos tubos de serpúlidos con estructura geopetal y algunos fragmentos angulares de rocas volcánicas verdes. Rodado hallado en la quebrada La Mala.

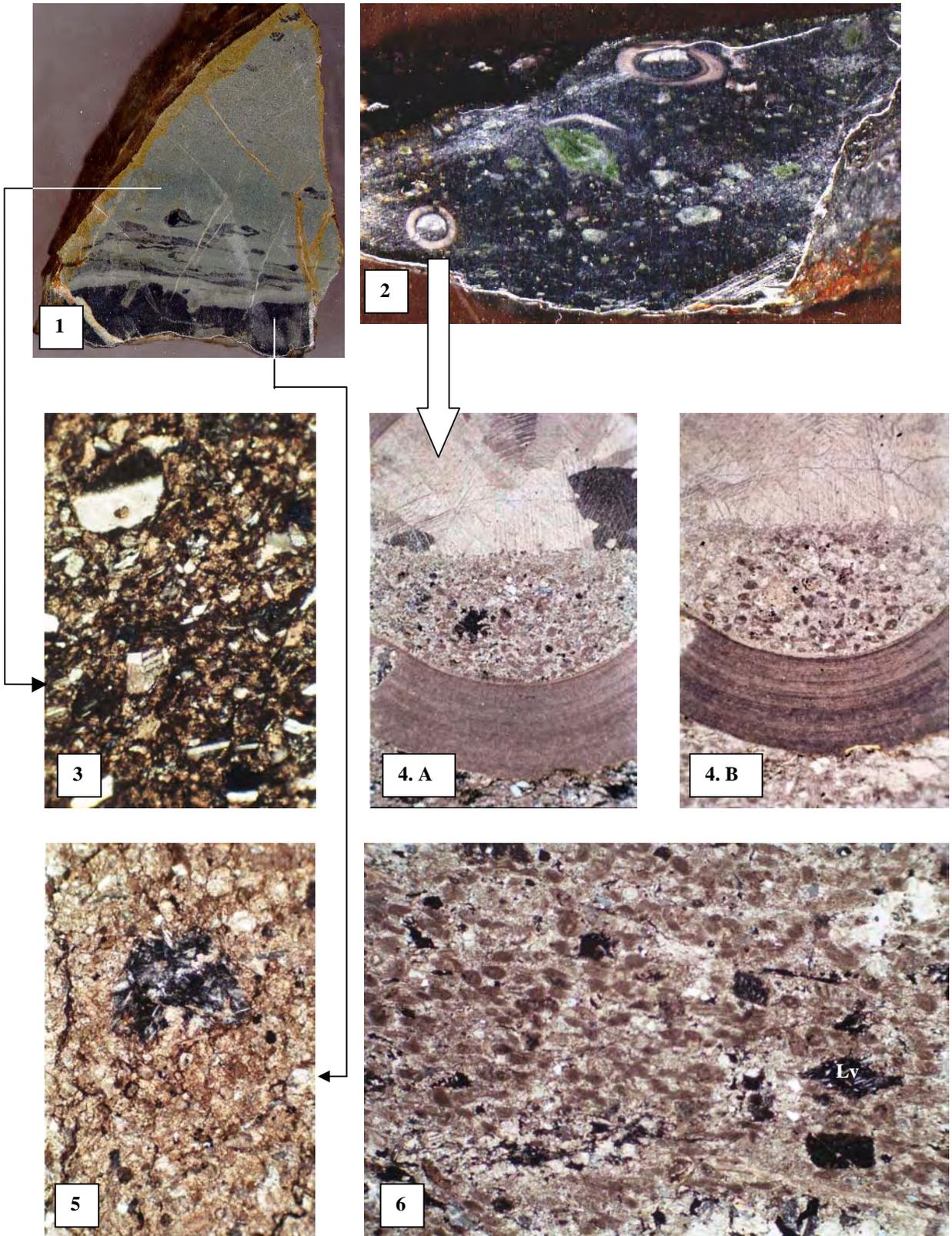
Foto 3. Sección delgada de las tobas verdes donde se observan cristales euhedrales de feldspatos en una matriz de vidrio y carbonato secundario (aforamiento 1, carretera Pijao-Puentetaba).

Foto 4. Detalle de la estructura geopetal en sección delgada donde se aprecia el relleno de peloides micríticos y cristales de esparita en la parte superior. Nótese la buena preservación de la estructura laminar del tubo de serpúlido. A: nicoles cruzados, B: nicoles paralelos.

Foto 5. Sección delgada de las calizas que se intercalan con las tobas. Nótese un fragmento de rocas volcánicas en la parte superior. Nicoles X. (aforamiento 1, carretera Pijao-Puentetaba).

Foto 6. *Packstone* de peloides donde se observan algunos líticos volcánicos (Lv). Los peloides poseen 0.1 mm de longitud. Rodado hallado en la Quebrada La Mala.

LAMINA 1



ESTRATIGRAFIA Y ANALISIS FACIAL DEL CRETACICO SUPERIOR EN EL SECTOR DE APIA-PUEBLO RICO (CORDILLERA OCCIDENTAL, COLOMBIA).

Stratigraphy and facies analysis of the Upper Cretaceous from Apia-Pueblo Rico region (Western Cordillera, Colombia).

Stratigraphie et analyse du faciès du Crétacé Supérieur dans la région de Apía-Pueblo Rico (Cordillère Occidentale, Colombie).

Andrés PARDO-TRUJILLO*, Mario MORENO-SANCHEZ*, Arley de J. GOMEZ-CRUZ*

RESUMEN

Se realizó un estudio facial y estratigráfico de las rocas que afloran en los sectores de Apía y Pueblo Rico (sector central de la Cordillera Occidental colombiana). Dos intervalos estratigráficos limitados por fallas pueden ser diferenciados: 1. Un Intervalo Volcano-sedimentario compuesto por basaltos masivos o almohadillados, tobas cristalino-vítreas, tobas de lapilli, brechas y aglomerados volcánicos, intercalados con cherts, lodolitas silíceas, arenitas y conglomerados. Sus facies sedimentarias se interpretan como depósitos de flujos de masa y corrientes turbidíticas asociados a montes volcánicos submarinos. 2. Un Intervalo sedimentario conformado al este, en los alrededores de la población de Apía, por lodolitas con delgadas intercalaciones de arenitas; al oeste, en el sector de Pueblo Rico se hacen frecuentes las facies clásticas gruesas con arenitas amalgamadas y conglomerados matriz-soportados de más de 7 m de espesor. Sus características faciales sugieren depósitos hemipelágicos y turbiditas acumuladas en diferentes sectores de abanicos submarinos. En el Intervalo Sedimentario fueron hallados bivalvos (*Trochoceramus* sp.), amonites (*Pachidyscus* sp.) y el foraminífero *Fronidicularia mucronata* que indican una edad Campaniano-Maastrichtiano. Esta nueva información, unida a los datos paleontológicos disponibles en otros sectores permite separar las rocas de la Cordillera Occidental de unidades litológicamente semejantes del Cretáceo Temprano que afloran en el borde occidental de la Cordillera Central y en el sector este del Valle del Cauca (e.g. Complejo Quebradagrande y Formación Amaime).

Palabras clave: Estratigrafía, Cretáceo Superior, Cordillera Occidental, Colombia.

ABSTRACT

A facial and stratigraphic study was performed in Cretaceous rocks that outcrop in the Apía and Pueblo Rico regions (central part of the Western Cordillera of Colombia). Two stratigraphic intervals limited by faults can be differentiated: 1. A Volcano-sedimentary Interval composed by massive or pillow basalts, tuffs, lapillistones, agglomerates and volcanic breccias, associated with cherts, siliceous mudstones, lithic sandstones and conglomerates. Its sedimentary facies are interpreted as turbiditic and mass flow deposits associated with submarine volcanic mounds. 2. A Sedimentary Interval conformed near Apia town, by mudstones with thin medium-fine sandstone interlayers. To the west, in the Pueblo Rico sector, amalgamated sandstones and matrix-supported conglomerates of more than 7 m in thickness become frequent. Its facial characteristics suggest sedimentation related to different parts of turbiditic fans. Fossils of bivalves (*Trochoceramus* sp.), ammonoids (*Pachidyscus* sp.) and the foraminifer *Fronidicularia mucronata* were found in the Sedimentary Interval, and indicate a Campanian-Maastrichtian age. This new information, together with the paleontological data available from other sectors allows separating the rocks of the Western Cordillera of similar Early Cretaceous lithologic units that outcrop in the western border of the Central Cordillera and the eastern Cauca Valley (e.g. Complex Quebradagrande and Amaime Formation).

Key words: Stratigraphy, Upper Cretaceous, Western Codillera, Colombia.

RESUME

Une étude stratigraphique et de faciès des roches qui affleurent dans les secteurs de Apía et Pueblo Rico (partie centrale de la Cordillère Occidentale Colombienne) a été réalisée. Deux séries stratigraphiques, limitées par des failles, peuvent être différenciées: 1. Une série volcano-sédimentaire composée par des basaltes massifs ou en coussin, des tufs basiques, des lapillis, des brèches et des agglomérats volcaniques, intercalés avec des cherts, des schistes siliceux, des grès et des conglomérats. Ces faciès sédimentaires sont interprétés comme dépôts de pente et turbidites sur des structures volcaniques sous-marines. 2. Une série sédimentaire constituée, à l'est près de la ville de Apía, par des schistes à fines intercalations de grès. A l'ouest, dans le secteur de Pueblo Rico, les couches de grès deviennent plus fréquentes, amalgamées et intercalées avec des niveaux à conglomérat de plus de 7 m d'épaisseur. Les caractéristiques des faciès dans cette série suggèrent des dépôts hemipélagiques et des turbidites accumulés dans différentes parties de fans turbiditiques. Dans la série Sédimentaire ont été trouvés des bivalves (*Trochoceramus* sp.), d'ammonites (*Pachidyscus* sp.) et le foraminifère *Fronicularia mucronata*, qui indiquent un âge Campanien-Maastrichtien. Cette nouvelle information, ainsi que les données paléontologiques disponibles dans d'autres secteurs, permettent de séparer les roches de la Cordillère Occidentale d'unités lithologiquement semblables du Crétacé inférieur, qui affleurent dans le bord occidental de la Cordillère Centrale et à l'est de la Vallée du Cauca (e.g. Complexe Quebradagrande et Formation Amaime).

Mots clés : Stratigraphie, Crétacé Supérieur, Cordillère Occidentale, Colombie.

* Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias, Departamento de Ciencias Geológicas, Calle 65 No. 26-10, Manizales, COLOMBIA. apardo66@yahoo.com, M.Sanchez@student.ulg.ac.be, arleygomezc@caliescali.com

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios geológicos realizados en el sector central de la Cordillera Occidental de Colombia son principalmente cartográficos (e.g. Estrada & Viana 1993). En ellos se han descrito de manera general las características de potentes secuencias volcánicas y sedimentarias Cretácicas, que se disponen a manera de franjas limitadas por fallas, alargadas en dirección N-S. Desafortunadamente, la complejidad tectónica y la escasez de fósiles dificultan establecer las relaciones espaciales y temporales de estas unidades. En trabajos de cartografía realizados por del departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Caldas en los sectores de Apía y Pueblo Rico (e.g. Ossa & Pardo 1989), se descubrieron invertebrados fósiles que permitieron datar puntualmente estas unidades en el rango Campaniano-Maastrichtiano. El presente informe describe la estratigrafía y características faciales de estas rocas fosilíferas y su posible interpretación paleo-ambiental. Con esta información se pretende contribuir al conocimiento de la historia geológica de la región occidental de Colombia.

2. DESCRIPCION DE LAS UNIDADES FOSILÍFERAS DE APIA Y PUEBLO RICO

2.1. MUNICIPIO DE APIA

En el área del municipio de Apía (departamento de Risaralda, 5° 05' N, 75° 55' O) se pueden diferenciar dos conjuntos litológicos: uno esencialmente volcánico con basaltos, tobas básicas y sedimentitas intercaladas, en contacto fallado con una unidad netamente sedimentaria denominada por Estrada y Viana (1993) "Sedimentos del Urrao". Debido a las complejas relaciones entre estas rocas se utilizarán en este trabajo los términos "Intervalo Volcánico-sedimentario" e "Intervalo Sedimentario" (figura 1) (cf. Rodríguez & Rojas 1985).

INTERVALO VOLCÁNICO-SEDIMENTARIO

Esta conformado por basaltos masivos o almohadillados, tobas cristalino-vítreas (lámina 1, fotos 1 y 3), tobas de lapilli, brechas y aglomerados volcánicos, intercalados con cherts (lámina 1, foto 2), lodolitas silíceas, arenitas y conglomerados líticos. En los niveles estratificados se levantaron columnas estratigráficas con el fin de interpretar los procesos que las originaron; para su descripción se utilizó un código facial basado en la granulometría dominante (e.g. A: Arenitas), seguida de una letra minúscula que representa un aspecto relevante (e.g. Al: Arenita laminada).

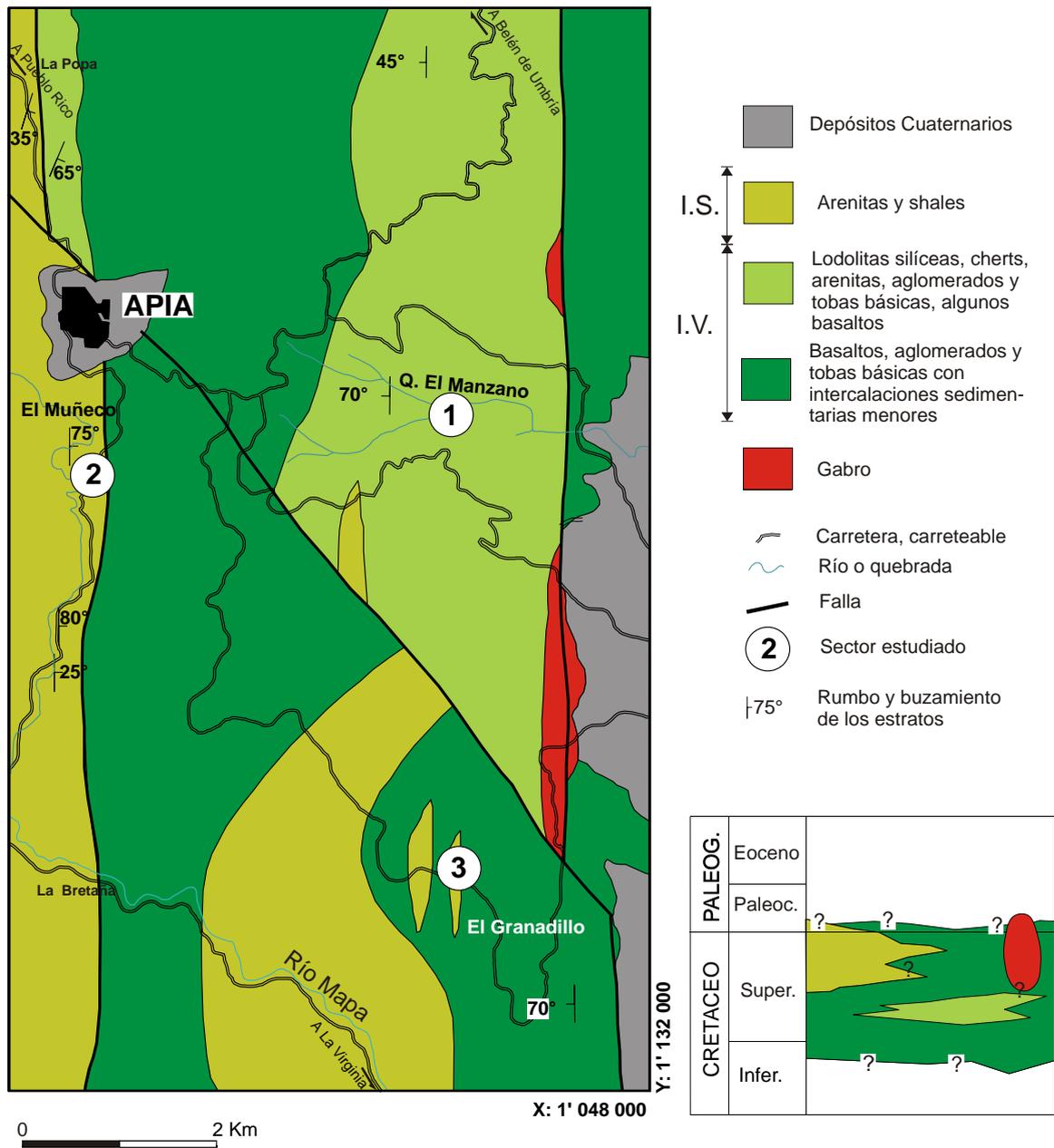


FIGURA 1. Mapa geológico de los alrededores de Apía (Risaralda) y cuadro cronoestratigráfico con las posibles relaciones entre las unidades. I. S.: Intervalo Sedimentario; I.V.: Intervalo Volcánico-Sedimentario (modificado de Ossa & Pardo 1989).

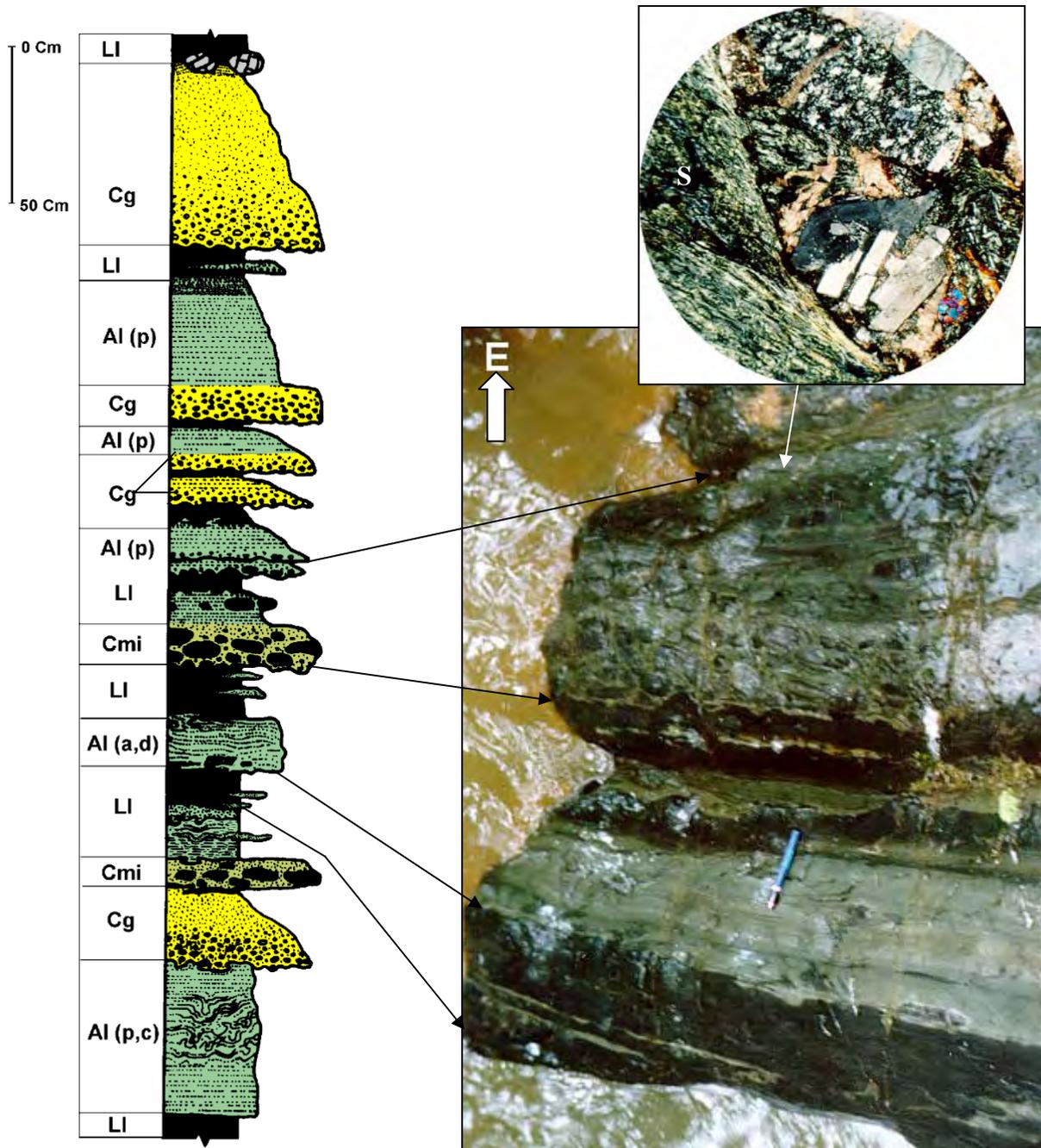


FIGURA 2. Columna estratigráfica de la quebrada El Manzano y nomenclatura facial empleada en este trabajo. A la derecha fotografía del afloramiento donde se aprecia una sección parcial de la columna (E: este). Parte superior derecha: fotomicrografía de los conglomerados, donde se observa parcialmente un fragmento de serpentina (S) y algunos líticos volcánicos (nicoles X).

La primera sección estudiada se encuentra en la quebrada El Manzano (figura 1). En ella se aprecian niveles de conglomerados, arenitas y lodolitas, que forman secuencias grano-decrecientes (figura 2). Los estratos poseen bases irregulares, en algunos casos moldes de carga y fragmentos de lodolitas total o parcialmente desprendidos de la unidad infrayacente. En su interior poseen grano-gradación normal, la cual puede comenzar por conglomerados o arenitas. La parte más inferior es generalmente maciza y pasa a niveles areníticos con laminación plana y ondulada; en sectores se aprecian estructuras de deslizamiento y estratificación convoluta. Las secuencias pasan gradualmente a lodolitas silíceas negras con lentes milimétricos de arenita y sulfuros masivos paralelos a la estratificación. Cuatro tipos de facies fueron diferenciadas (figura 2):

1. Cmi. (Conglomerados macizos intraformacionales). Estratos decimétricos de conglomerados arenosos, macizos, con mala selección, matriz-soportados; su contacto inferior es irregular y el superior es neto o gradual con las facies arenosas. Los fragmentos intraformacionales están constituidos por lodolitas negras que alcanzan hasta 10 cm de longitud mayor, orientados en sentido paralelo a la estratificación (figura 2).
2. Cg. (Conglomerados grano-gradados). Estratos decimétricos de conglomerados de gránulos, mal calibrados con soporte de arena gruesa y grano-gradación decreciente. Su contacto inferior es irregular y el superior gradual con arenitas gruesas y finas. Es de resaltar la presencia de fragmentos de serpentina (figura 2), vidrio volcánico, líticos volcánicos básicos (e.g. basaltos) y ácidos con fenocristales de cuarzo bipiramidal.
3. Al. (Arenitas laminadas). Arenitas medias a finas en estratos decimétricos, moderada a mal calibradas, en algunos casos lodosas; presentan laminación ondulada (Alo), plana (Alp), convoluta (Alc) y estructuras de deslizamiento. Poseen intraclastos de lodolitas y extraclastos volcánicos de hasta 30 cm. En algunas ocasiones el contacto inferior es transicional con las facies conglomeráticas (Cg y Cm).
4. Ll. (Lodolitas laminadas). Lodolitas arenosas y arenitas lodosas de color negro, mal calibradas, con laminación plana paralela discontinua, en algunos casos se observa gradación normal y lentes de arenitas finas de pocos cm de espesor. Sus bases son graduales con las facies Al y su contacto superior es neto. Localmente poseen concreciones calcáreas.

INTERVALO SEDIMENTARIO

Está conformado por lodolitas con intercalaciones de arenitas de grano medio a fino (lámina 1, fotos 5 y 6). La cartografía detallada realizada por uno de los autores muestra que al interior se presentan numerosos pliegues y fallas que dificultan establecer el espesor original del intervalo (e.g. lámina 1, foto 5); esto obliga a levantar cortos sectores donde se cuenta con datos paleontológicos y se puede establecer la relación de las facies a escala de afloramiento. El estudio cartográfico regional (e.g. Ossa and Pardo 1989) ha permitido establecer que las facies aquí descritas corresponden a las observadas en numerosos sectores de la unidad, aunque queda aun por determinar la edad de los demás sitios. Los sectores fosilíferos fueron elegidos para el levantamiento de columnas estratigráficas (figura 3). El primer afloramiento se ubica sobre la carretera Apía-La Virginia, en el sitio denominado El Muñeco, cerca al contacto con el Intervalo Volcánico-Sedimentario (figura 1; lámina 1, fotos 5 y 6; lámina 2, fotos 1 y 2). Se reconocen 4 tipos de facies que se repiten cíclicamente en toda la secuencia, estas son:

1. A-L. Duplas de arenitas y lodolitas. Las arenitas son de grano fino, moderadamente calibradas. Se presentan en estratos tabulares o lenticulares de pocos centímetros de espesor, con bases netas irregulares. Internamente se observa laminación ascendente (Ala), laminación plana (Alp) y convoluta (Alc). En general gradan a lodolitas y lodolitas arenosas con laminación ondulada (lámina 1, foto 6). En algunos sectores se aprecian fallas sin-sedimentarias y madrigueras sub-horizontales de sección ovalada que interrumpen la laminación. Al microscopio es notable el contenido de cuarzo monocristalino (> 60 %) y microfósiles (lámina 1, foto 4; lámina 2, foto 2).
2. Am. (Arenitas macizas). Arenitas de grano medio a fino con base y tope netos. Internamente no poseen estructuras (figura 3).
3. Al. (Arenitas laminadas). Arenitas medias a finas en estratos decimétricos. Internamente se observa laminación inclinada a pequeña escala, laminación ascendente, laminación plana. En general gradan a lodolitas y lodolitas arenosas.

4. Ll. (Lodolitas laminadas). Lodolitas negras con laminación plana paralela, intercaladas con láminas de arenitas de grano fino. En algunos sectores se aprecia bioperturbación (cf. *Chondrites*; lámina 2, foto 1).

El segundo afloramiento elegido se encuentra en la vereda El Granadillo (figura 1). Corresponde a una zona de deslizamiento con pequeños afloramientos de arenitas y lodolitas donde se hallaron fósiles de bivalvos y foraminíferos. En este sector se levantó una columna estratigráfica, en la que se reconocieron las siguientes facies (Figura 3):

1. Am. (Arenitas macizas). Arenitas lodosas de grano medio a fino, en estratos tabulares de hasta 50 cm de espesor. Sus contactos con las lodolitas son netos. Internamente no poseen estructuras.

2. Ac. (Arenitas convolutas). Arenitas finas a medias moderadamente calibradas, macizas o con laminación convoluta; algunas presentan laminación ondulada a la base y grano-gradación normal. Poseen bases planas o irregulares y fragmentos lutíticos intraformacionales.

3. Lm. (Lodolitas macizas). Lodolitas arenosas de color verde, sin estructuras visibles, con fósiles muy bien conservados de bivalvos y foraminíferos (lámina 3, fotos 2, 3, 4 y 5).

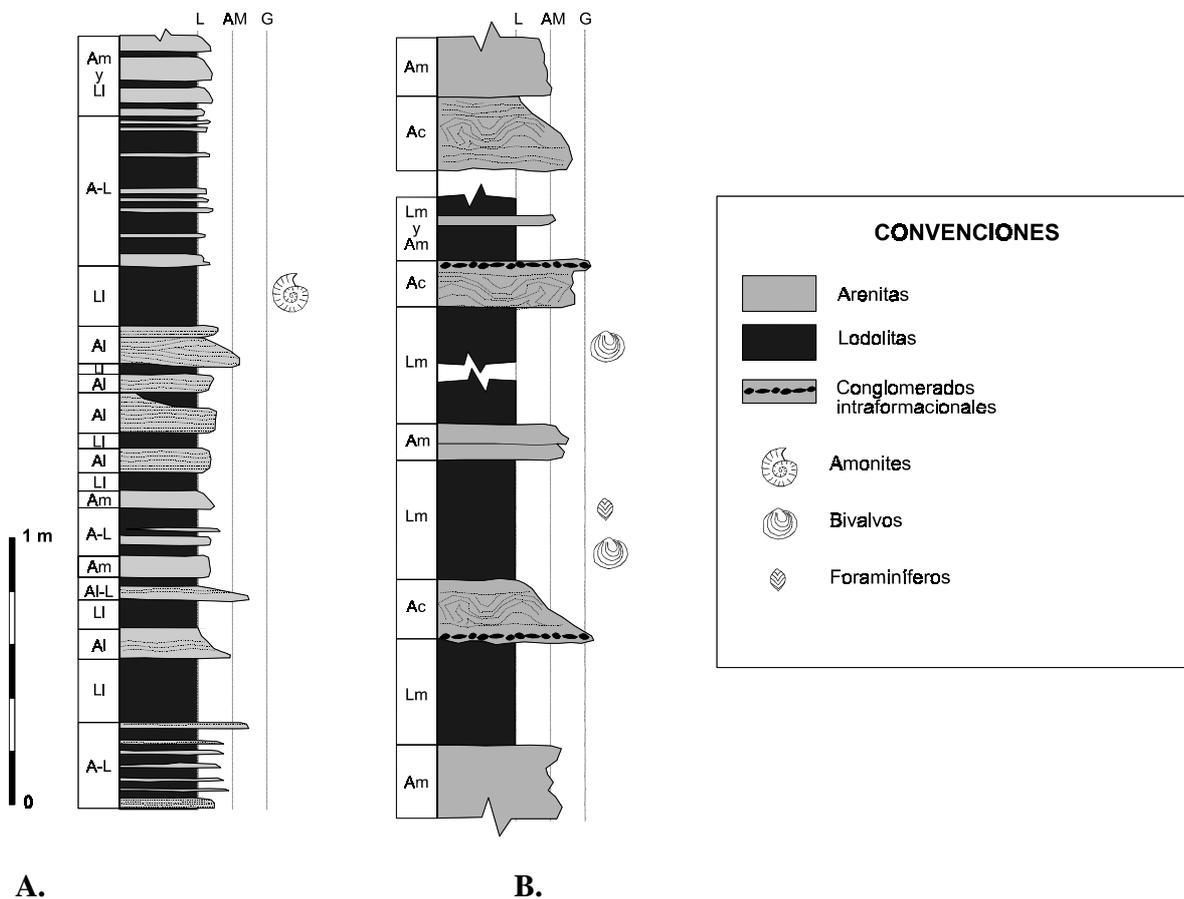


FIGURA 3. Columnas estratigráficas y nomenclatura facial de los sectores El Muñeco (A) y El Granadillo (B), pertenecientes al Intervalo Sedimentario. L: lodo; AM: arena media; G: grava. Para localización ver la figura 1.

ANÁLISIS FACIAL.

Columna de la quebrada El Manzano (Intervalo Volcánico-Sedimentario).

- La facies Cmi es comparable con los depósitos originados por flujos de escombros (*Debris Flows*) (cf. Einsele: 1992). El depósito se produce cuando el esfuerzo cortante a la base del flujo llega a ser menor que la fuerza cohesiva de la matriz, lo que origina una detención súbita (*freezing*) de la masa de sedimento en un fondo de baja pendiente.

- La facies Cg se interpreta como el intervalo Ta de la secuencia de Bouma (1962), originada por una corriente de turbiedad densa sin transporte tractivo significativo sobre el fondo cuyo proceso de depósito es la sedimentación grano a grano del material en suspensión (Pickering et al. 1989).

- Facies Al. En general pasan gradualmente a facies Ll. En conjunto pueden compararse con el intervalo T_{b-d} de Bouma. La laminación se origina por tracción de partículas en el fondo a partir de corrientes de turbiedad diluidas (Pickering et al. 1989). Las estructuras de deslizamiento asociadas a ésta facies y la presencia de trozos del estrato inferior parcialmente desprendidos a la base, sugieren deslizamiento inducido por gravedad en fondos inclinados. La presencia de fragmentos aislados de gran tamaño (hasta 30 cm) puede ser explicada por el arrastre de bloques pendiente abajo al mismo tiempo que la corriente transportaba arena en condiciones de régimen de flujo alto.

-Facies Ll. Cuando se encuentran aisladas estas pueden interpretarse como turbiditas de grano fino (cf. Piper and Stow 1991), originadas a partir de corrientes turbidíticas de baja concentración o colas de flujo más concentradas, donde se da alternancia de depósito grano a grano a partir de suspensión seguido por transporte tractivo en el fondo. La fracción más fina es producto de asentamiento de flóculos de arcilla en ausencia de transporte por tracción (Pickering et al. 1989). Es de anotar que la dinámica de depósito de láminas en turbiditas de grano fino es un tema que aún genera controversia (Piper and Stow 1991).

En la columna se pueden observar dos asociaciones faciales: una conglomerática-arenácea y otra predominantemente arenácea. La primera se puede subdividir en dos grupos faciales: Cg, Al y Ll que se compara con la secuencia completa de Bouma; y Cm, Al y Ll, que se interpreta como una dupla debrita-turbidita, lo que sugiere deposición de un flujo de masa acompañado simultáneamente por una corriente de turbiedad de baja concentración (c.f. Einsele, 1992). Las facies predominantemente areníticas (Al) en general pasan gradualmente a lodolitas laminadas (Ll), interpretadas como depósitos de corrientes de turbiedad más diluidas. Asociadas a ellas se hallan los intraclastos lutíticos y las estructuras de deslizamiento que, como se anotó anteriormente, sugieren un fondo inclinado.

Ambiente de depósito de la secuencia litológica en la Quebrada El Manzano.

Las asociaciones descritas sugieren depósito de sedimentos por flujos gravitacionales, con pendientes suficientes para generar deformación sin-sedimentaria (figura 5). Estos depósitos se hallan asociados a rocas piroclásticas básicas y basaltos almohadillados que pueden representar el fondo de acumulación (lámina 1, foto 3). Esta hipótesis puede ser apoyada además por la composición de los fragmentos hallados en las arenitas y conglomerados, la cual sugiere una fuente predominantemente volcánica. Sin embargo, la complejidad estructural del área no permite levantar secciones continuas y dificulta entender las relaciones estratigráficas originales. La ausencia de bioperturbación y los lentes de pirita en las facies Li sugieren fondos pobremente oxigenados; aunque no se descarta que la amalgamación haya eliminado los depósitos hemipelágicos que reflejan mejor las condiciones geoquímicas predominantes del ámbito de depósito.

Columnas de El Muñeco y El Granadillo.

La complejidad estructural dentro de las unidades no permite el levantamiento de grandes trayectos por lo que el análisis se limitará a la interpretación de procesos a mediana escala y su posible ubicación en un ámbito de depósito.

Las facies Al que pasan gradualmente a Ll son semejantes a las divisiones Tc-e de la “secuencia de Bouma”, o en otros casos al intervalo T₀-T₈ de la secuencia de turbiditas de grano fino (Piper and Stow 1991) (figura 4; lámina 1, foto 6). El sector T₀-T₂, se interpreta como el resultado de depósito grano a grano a partir de una suspensión

turbidítica diluida, seguida por transporte tractivo de la fracción más gruesa (Pickering et al. 1989). El sector T₃ se atribuye al calibrado de cizalla (*shear sorting*) que origina un depósito alternante de partículas de arcilla y limo (para mayor información sobre este proceso ver Stow y Bowen 1980 y Pickering et al. 1989).

Facies Ll. son equivalentes al intervalo T₄-T₈ de las divisiones de Stow y Shanmugam (1980); estas sugieren la acción de corrientes de turbiedad de baja concentración, aunque no son descartables las corrientes débiles del fondo (e.g. contornitas). En el primer caso el depósito se origina a partir de una suspensión lenta y uniforme, en donde el calibrado de cizalla (*shear sorting*) origina la laminación de limos y arcillas.

Facies Am. Se interpreta como originada a partir de una corriente de turbiedad de alta densidad o un flujo de masa conformado por arena y lodo, que luego se deposita rápidamente debido al incremento de fricción intergranular y a las fuerzas de cohesión.

Ambiente de Sedimentación.

Las sucesiones faciales presentes en las columnas se han reconocido en diferentes sectores de los abanicos turbidíticos (cf. Einsele 1992); sin embargo, como en este sector no existen facies características de zonas próximas a la fuente (e.g. talud, abanico superior), por ejemplo capas relativamente gruesas y amalgamadas, se favorece la interpretación de sedimentación en zonas de abanico inferior o fuera del mismo (cf. figura 5). Aunque las columnas cubren pequeños segmentos del Intervalo Sedimentario, estas facies dominan en toda el área estudiada.

2.2. MUNICIPIO DE PUEBLO RICO

Cerca de la población de Pueblo Rico, 22 km al nor-oeste de Apía, se encuentran rocas sedimentarias fosilíferas en dos localidades cercanas al puente sobre el río Negro (figura 6). Están conformados por intercalaciones de conglomerados lodosos, arenitas y lodolitas en algunos casos muy meteorizadas. Los fósiles se encuentran principalmente asociados a las facies conglomeráticas. El afloramiento que presenta menor meteorización es el ubicado en la margen este del puente sobre el río Negro. Dos tipos principales de facies pueden observarse (figuras 7 y 8):

1. Cm. Conglomerados matriz-soportados (soporte de lodo), mal calibrados, de color verde. Poseen fragmentos tamaño guijo, bien redondeados conformados por cuarzo, rocas volcánicas, limolitas, arenitas (lámina 2, fotos 3 y 4) e intraclastos lutíticos que eventualmente pueden alcanzar 30 cm de longitud; en algunos sectores se aprecia una leve orientación de los fragmentos. Sus contactos son netos e irregulares con las arenitas y pueden alcanzar un espesor de 7 metros sin observar toda su extensión (figura 7). Presentan además bioclastos de lamelibranchios (e.g. otreídos) y gasterópodos bien conservados. De acuerdo con trabajos de cartografía realizados en el sector, estas facies se hacen más comunes al oeste de la población de Pueblo Rico (e.g. en el Cerro Tatamá, 10 km al sudoeste; Calle, B. y Sánchez F., comunicación oral).

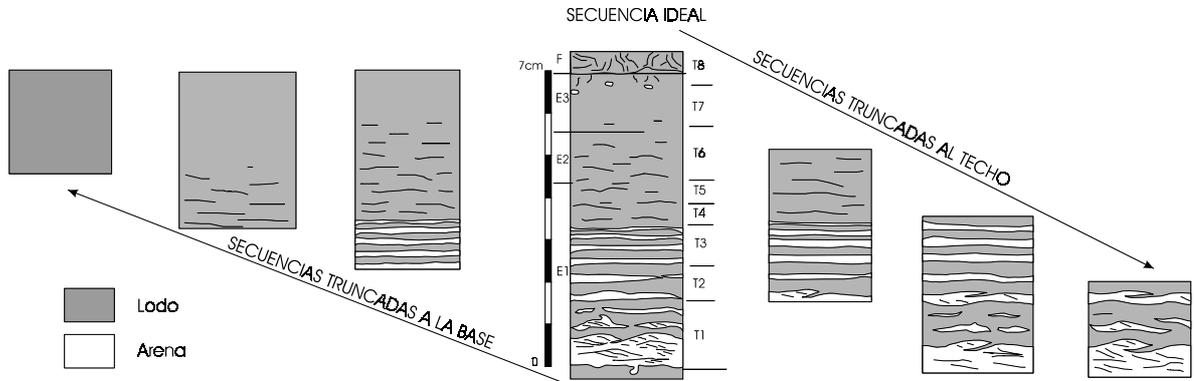
2. Al. Arenitas de grano medio a fino, moderadamente calibradas. Se presentan repeticiones sucesivas de la facies en contactos netos planos con un espesor individual de pocos decímetros. Internamente presentan laminación plana paralela (figura 7).

Sobre un camino cercano a este lugar se encontraron buenas exposiciones de conglomerados matriz-soportados de color amarillo (meteorizados), amalgamados, similares a los del puente sobre el río Negro. En este lugar se encuentran intercalados con lodolitas arenosas y arenitas gruesas sin estructuras (figura 8). Las arenitas poseen cuarzo monocristalino, limolitas de cuarzo y fragmentos de rocas volcánicas (lámina 2, fotos 5 y 6). En las lodolitas se hallaron fósiles de foraminíferos planctónicos.

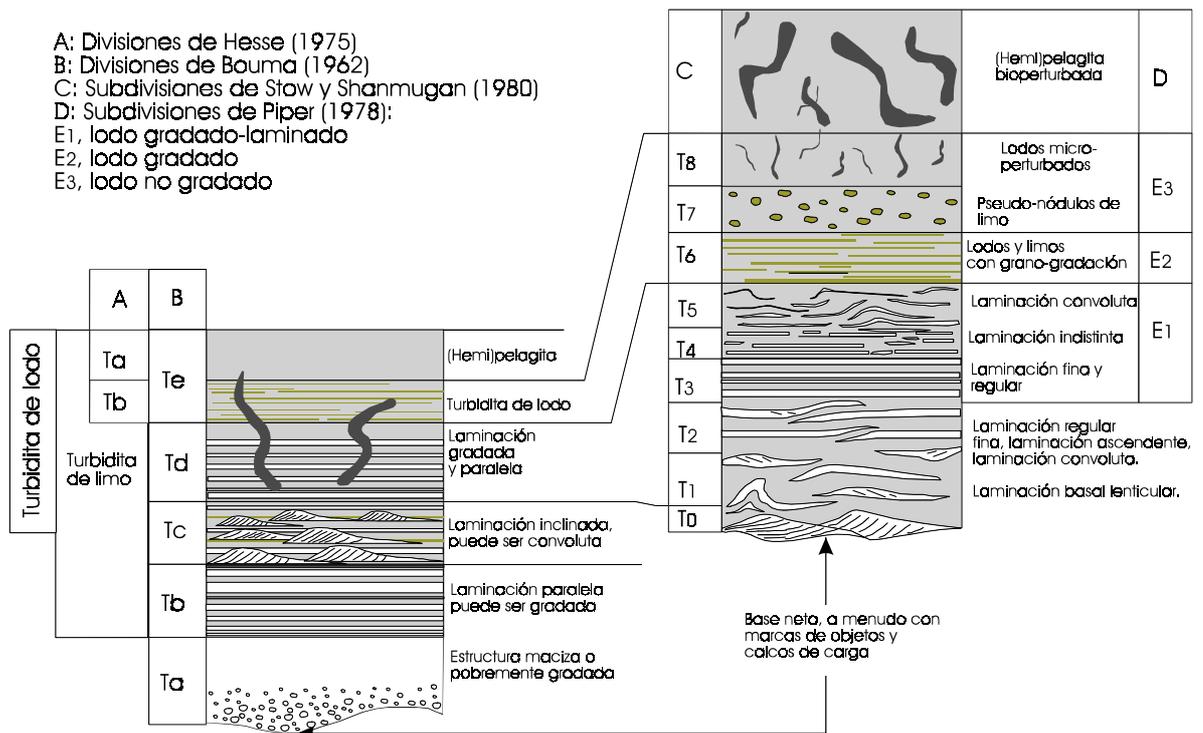
Ambiente de depósito de las sedimentitas de Pueblo Rico.

Las asociaciones faciales encontradas en el municipio de Pueblo Rico sugieren depósito en la parte superior de un abanico submarino (cf. figura 5). Lo anterior se sustenta por la presencia de depósitos de flujos de masa de grandes espesores y frecuentes estructuras de amalgamación. Los fósiles de moluscos de aguas someras (e.g. Ostréidos

bio-erodados) en los conglomerados, sugieren removilización de algunos materiales a partir de áreas inestables (cf. Einsele 1992).



A.



B.

FIGURA 4. A: Secuencia idealizada de turbiditas de lodo y truncamiento a base y techo de las mismas nomenclatura T1-T8 es de Stow y las divisiones E1-F de Piper y Stow (tomado de Piper y Stow, 1991). **B:** Comparación entre diferentes nomenclaturas usadas para las turbiditas (Pickering et al. 1989).

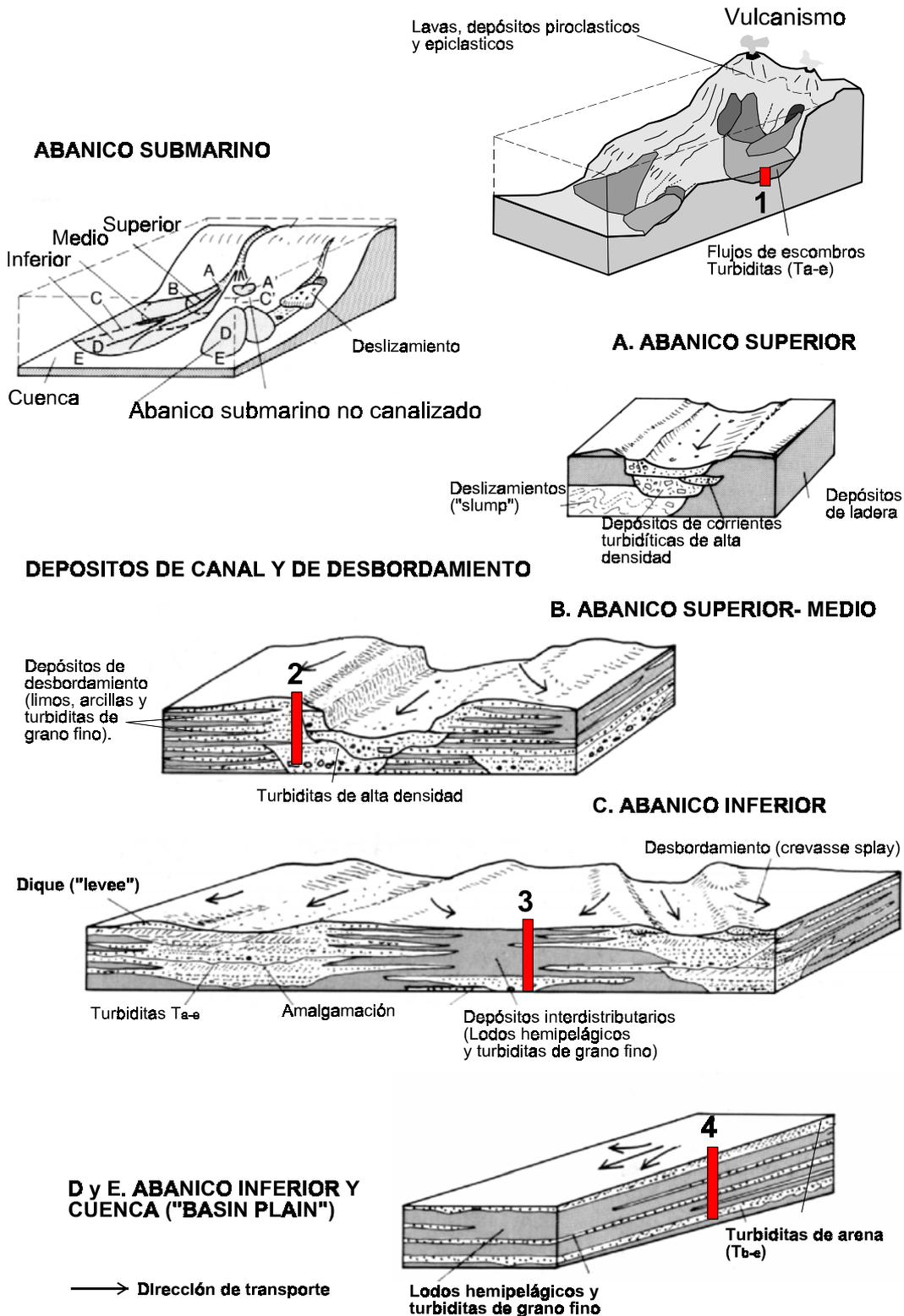


FIGURA 5. Modelo esquemático de las asociaciones de facies presentes en un abanico submarino (modificado ligeramente de Einsele, 1992). Los números representan la ubicación probable de las secuencias estudiadas. 1: Intervalo Volcánico-Sedimentario; 2,3 y 4: Intervalo Sedimentario. 2: Sector de Pueblo Rico; 3 y 4: Sector de Apía.

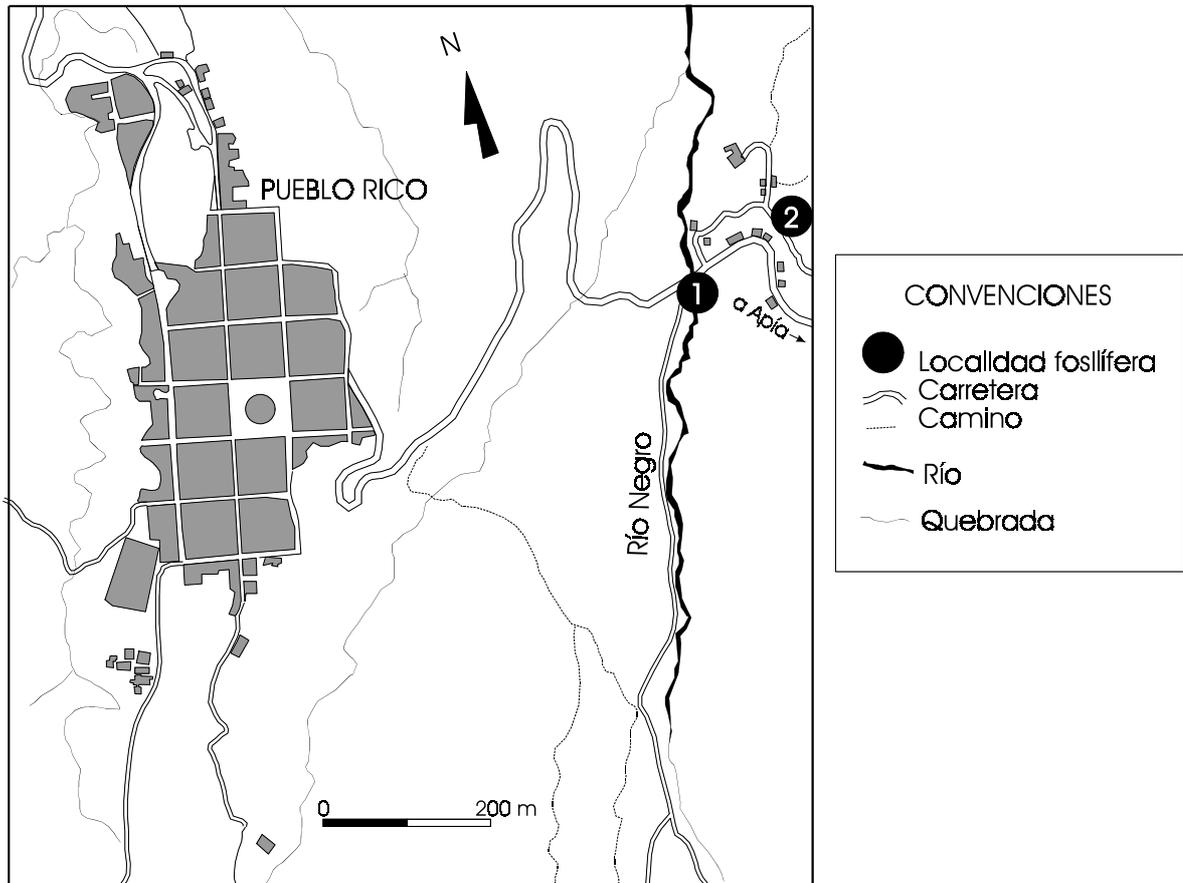


FIGURA 6. Ubicación de los afloramientos fosilíferos del municipio de Pueblo Rico (Risarcaldá). Dibujo a partir de una fotografía aérea. 1: Puente sobre el río Negro; 2: Camino rural.

3. EDAD Y CORRELACIONES.

Los bivalvos del sector de El Granadillo corresponden a: *Trochoceramus (Trochoceramus) aff. somaliensis* (Seitz); *Trochoceramus (Trochoceramus) cf. radiosus* Quaas y *Trochoceramus (Trochoceramus) cf. radiosus* Quaas ? de biocron Campaniense-Maastrichtiense (Etayo-Serna, F., comunicación escrita) (lámina 3, fotos 2, 3 y 4). El foraminífero hallado en este mismo sector corresponde a la especie *Fronidularia mucronata* Reuss, del Maastrichtiano temprano (Martínez, J. I., comunicación escrita) (lámina 3, foto 5); hallado además a la base de la Formación Colón, al norte de Colombia, (Cuenca del Cesar-Ranchería; zona de *Globotruncana aegyptiaca*) (Martínez 1989). En el área de El Muñeco se encontró la especie de amonite *Pachydiscus (Pachydiscus) cf. dossantosi* (Maury) ? del Campaniano-Maastrichtiano (Etayo-Serna, comunicación escrita) (lámina 3, foto 1).

Al norte en el sitio conocido como Puente Umbría, Moreno et al. (1993) reportan amonites de edad Campaniense-Maastrichtiense en sedimentitas asociadas con rocas básicas y ultrabásicas ("Serpentinitas de Puente Umbría"). Cerca de este lugar, se obtuvo una edad radiométrica de 71 ± 2.7 m.a. para el gabro de Anserma (Maya 1992). Los fósiles de Pueblo Rico, entre ellos bivalvos, gasterópodos y foraminíferos no han sido aun estudiados. Al sur del área Etayo-Serna et al. (1982) mencionan fósiles del Campaniano-Maastrichtiano en unidades facialmente equivalentes a las rocas estudiadas en este trabajo.

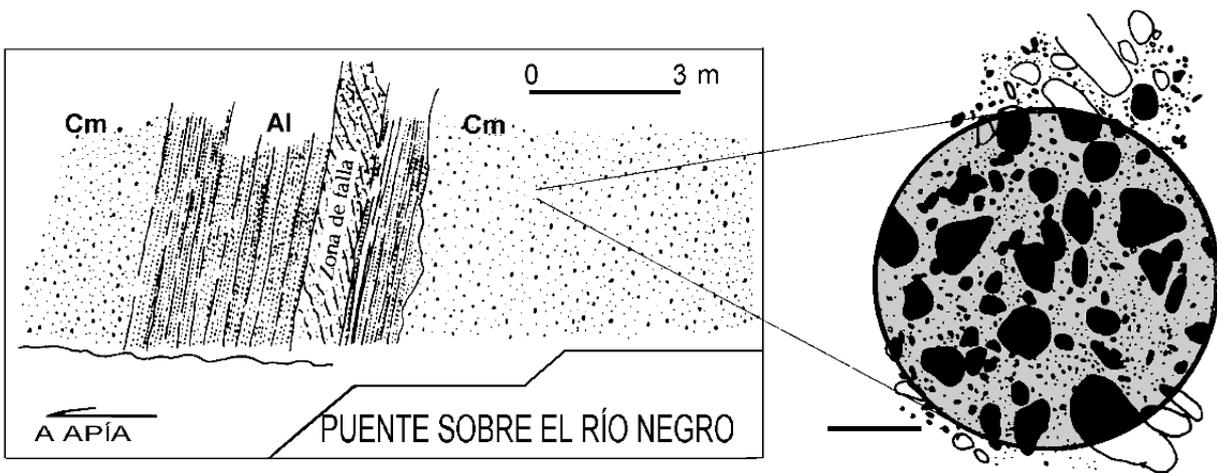


FIGURA 7. A. Esquema de afloramiento observado en el puente sobre el río Negro (municipio de Pueblo Rico). B: Detalle de la textura de los conglomerados fosilíferos; dibujo obtenido a partir de una muestra cortada. La barra representa 1 cm.

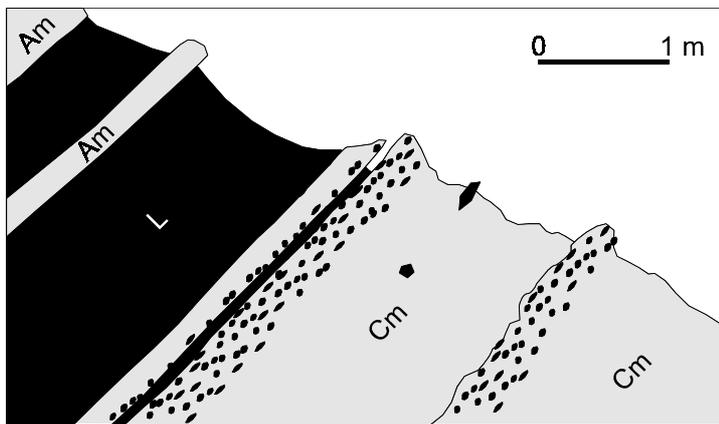


FIGURA 8. Dibujo de afloramiento observado en un camino cerca al puente sobre el río Negro (afloramiento 2 de la figura 6). Las letras representan los códigos de facies descritos en éste trabajo. La polaridad estratigráfica no pudo ser determinada.

4. DISCUSION Y CONCLUSIONES

El Intervalo Sedimentario descrito en este trabajo se interpreta como resultado de acumulación de materiales terrígenos y hemipelágicos en abanicos submarinos. El aumento en el contenido de conglomerados y estratos amalgamados (abanico superior) hacia el oeste es un patrón característico de este sector de la Cordillera Occidental (véase además Calle & González 1980), que para entenderse requiere de un control cronológico y estructural más preciso de las unidades. Este mismo patrón ha sido observado por los autores al norte en San Antonio del Chamí (19 Km al NE de Pueblo Rico) y al oeste de la población de Andes (departamento de Antioquia). Con trabajos de cartografía detallada en estos lugares se podría además evaluar la utilidad de los depósitos de flujos de masa como niveles guías para correlación. La petrografía de los conglomerados del sector de Pueblo Rico y San Antonio del Chamí, presentan una composición característica: fragmentos de cuarcitas, cherts, rocas volcánicas (lámina 2, foto 7) y plutonitas (e.g. granófiros; lámina 2, foto 8). Asociaciones semejantes han sido descritas por Etayo-Serna et al. (1982) y Barrero (1979) en el departamento del Valle del Cauca, quienes consideran como posible fuente las rocas plutónicas y metamórficas del basamento de la actual Cordillera Central. De cualquier manera, la composición de los fragmentos en los depósitos estudiados permite sugerir que rocas plutónicas y metamórficas se encontraban en superficie en la región occidental de Colombia durante el Cretácico Tardío, lo cual tiene implicaciones tectónicas.

El Intervalo Volcánico-Sedimentario posee basaltos, y tobas básicas interestratificadas con sedimentitas de granulometría variable. Sus características faciales sugieren depósitos de flujos de masa y turbiditas asociado a montes volcánicos que en sectores se encontraban emergidos (ver Moreno et al., este volumen). Los conglomerados poseen fragmentos de serpentina, característica que ha sido además observada en facies semejantes del Cretáceo Superior-Paleógeno (Duque-Caro 1980; Etayo-Serna 1989; Pardo et al. 1993). Esto puede sugerir bloques de corteza oceánica que ascendieron a la superficie a través de fallas profundas o como intrusiones diapíricas frías.

Aunque los fósiles sugieren un rango de edad Campaniense-Maastrichtiense, es necesario contar con más localidades que permitan determinar con mayor precisión la duración de la sedimentación. Asociaciones fósiles semejantes han sido encontradas en otros sectores de la Cordillera Occidental (e.g. Etayo-Serna 1985; Etayo-Serna et al. 1982). Con base en datos litológicos y paleontológicos Etayo-Serna et al. (1982) sugieren que las rocas que afloran al oeste de Toro (Valle del Cauca) al sur del área de estudio, representan cintas de facies sincrónicas heterópicas acumuladas durante el Cretáceo Tardío. Esta idea es concordante con la edad del Intervalo Sedimentario obtenida en el presente trabajo y con las dataciones de los basaltos y sedimentitas del sector de Puente Umbría (Moreno et al. 1993). Esta nueva información, unida a los datos paleontológicos disponibles permiten sugerir que la Cordillera Occidental esta conformada por rocas de edad Cretáceo Tardío y por tal motivo deben separarse de unidades litológicamente semejantes del Cretáceo Temprano que afloran en el borde occidental de la Cordillera Central y en el sector occidental del Valle del Cauca (e.g. Complejo Quebradagrande y Formación Amaime).

5. REFERENCIAS

- Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation: Amsterdam, Elsevier, 167 p.
- Calle, B., & González, H., 1980, Geología y geoquímica de la plancha 166, Jericó: Medellín, Ingeominas, p. 1-232.
- Duque-Caro, H., 1980, Geotectónica y evolución de la región noroccidental Colombiana: Boletín Geológico, Ingeominas, v. 23, p. 1-37.
- Einsele, G., 1992, Sedimentary Basin, Evolution, Facies, and Sediment Budget: Berlin, Springer-Verlag, 628 p.
- Estrada, J.J., & Viana, R., 1993, Geología del área de Anserma y Chinchiná: VI Congreso Colombiano de Geología, p. 2-21.
- Etayo-Serna, F., 1985, *Trochoceras* del Campaniano-Maastrichtiano en la Formación Espinal de la Cordillera Occidental de Colombia: Geología Norandina, v. 8.
- Etayo-Serna, F., 1989, Campanian to Maastrichtian fossils in the Northeastern Western Cordillera Colombia: Geología Norandina, v. 11, p. 23-31.
- Etayo-Serna, F., Parra, E., & Rodríguez, G., 1982, Análisis facial del "Grupo Dagua" con base en secciones aflorantes al oeste de Toro (Valle del Cauca): Geología Norandina, v. 5, p. 3-12.
- Hesse, R., 1975, Turbiditic and non-turbiditic mudstones of the Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins: Sedimentology, v. 22, p. 387-416.
- Martínez, J.I., 1989, Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Maastrichtian Colon mudstones of the northern South America: Micropaleontology, v. 35, p. 97-113.
- Maya, M., 1992, Catalogo de dataciones isotópicas en Colombia: Boletín Geológico, Ingeominas, v. 32, p. 127-187.
- Moreno, M., Pardo, A., & Gómez, A.d.J., 1993, Evidencias paleontológicas de emersión parcial del basamento oceánico del valle del río Cauca durante el Campaniano-Maastrichtiano: VI Congreso Colombiano de Geología, p. 143-151.
- Ossa, C., & Pardo, A., 1989, Geología de los municipios de Apía (Risaralda) y Viterbo (Caldas) y su relación con las manifestaciones de manganeso presentes: Universidad de Caldas, Manizales, 112 p.
- Pardo, A., Moreno, M., & Gómez, A.d.J., 1993, La "Formación Nogales": Una unidad sedimentaria fosilífera del Campaniano-Maastrichtiano aflorante en el flanco occidental de la Cordillera Central Colombiana: VI Congreso Colombiano de Geología, p. 248-261.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N., & Hein, F.J., 1989, Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics: London, Unwin-Hyman, 416 p.
- Piper, D.J.W., 1978, Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains, en Stanley, D.J., & Kelling, G., eds., Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches, Stroudsburg, PA (Dowden, Hutchinson and Ross), p. 163-176.

- Piper, D.J.W., & Stow, D.A.V., 1991, Fine-grained turbidites, en Seilacher, A., ed., Cycles and Events in Stratigraphy: Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, p. 360-376.
- Rodríguez, C., & Rojas, R., 1985, Estratigrafía y tectónica de la serie infracretácica en los alrededores de San Félix, Cordillera Central de Colombia, en Laverde, F., ed., Proyecto Cretácico, Publicaciones Geológicas Especiales 16, Ingeominas, p. 1-21.
- Stow, D.A.V., & Shanmugam, G., 1980, Sequences of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments: Sedimentary Geology, v. 25, p. 23-42.
- Stow y Bowen, 1980, A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents: Sedimentology, v. 27, p. 31-46.

LAMINAS

LAMINA 1

Foto 1. Fotomicrografía de las tobas vitro-cristalinas y cristaló-vítreas del Intervalo Volcánico-Sedimentario. La diferencia en el tamaño de los cristales define la laminación. Nícoles X. Muestra tomada cerca de La Popa al NE del área de estudio (para localización véase la figura 1).

Foto 2. Fotomicrografía de chert donde se observa un foraminífero reemplazado por cuarzo microcristalino (centro); los fragmentos negros que lo rodean corresponden a remanentes de radiolarios. Nícoles X. Intervalo Volcánico-Sedimentario, sobre la carretera Apía-La Virginia cerca de La Bretaña.

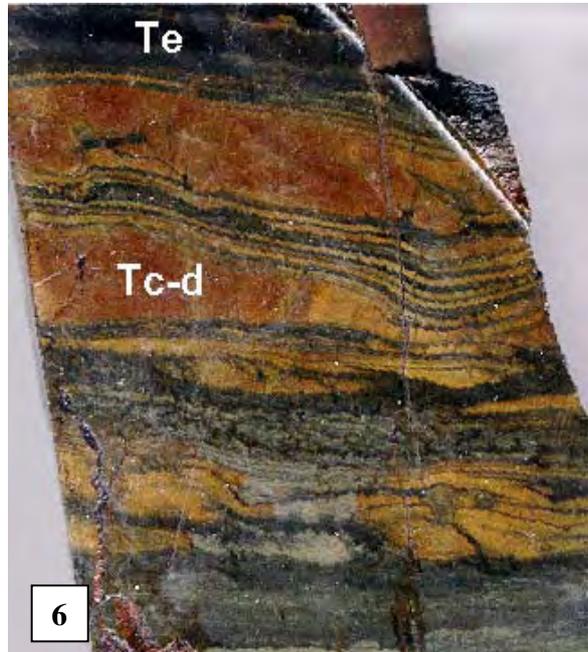
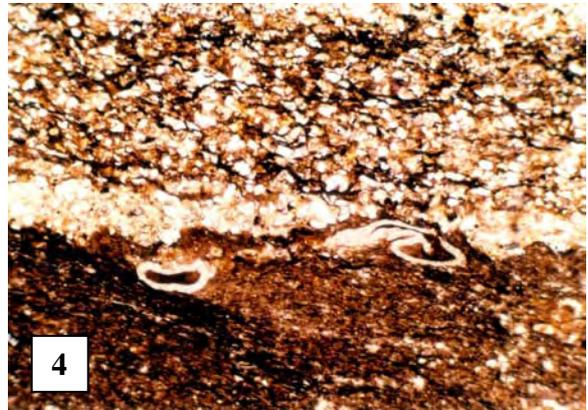
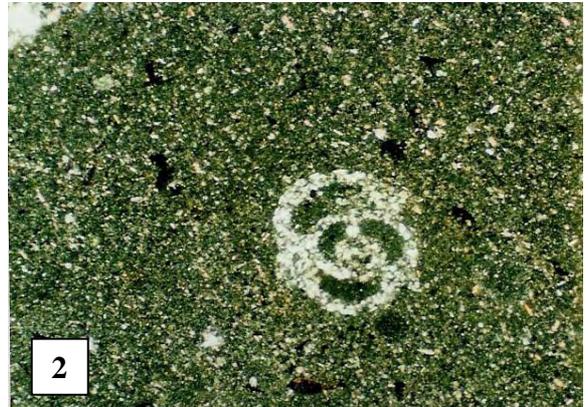
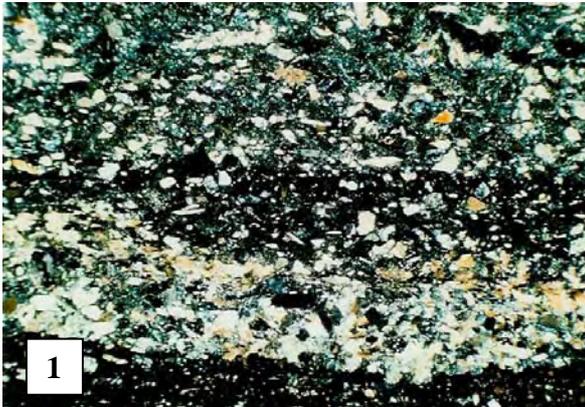
Foto 3. Afloramiento de las rocas del Intervalo Volcánico-Sedimentario donde se observan estratos de cherts y tobas verdes (Parte superior) que descansan sobre basaltos con estructuras almohadilladas. Carretera La Arabia-Apía cerca de la quebrada El Manzano.

Foto 4. Fotomicrografía que muestra el contacto entre arenitas finas y lodolitas del Intervalo Sedimentario. Al centro se observan microfósiles (no identificados). Nícoles X. Columna estratigráfica de El Muñeco.

Foto 5. Pliegue en arenitas (A) intercaladas con lutitas. Intervalo Sedimentario. Sitio El Muñeco.

Foto 6. Detalle de las turbiditas de grano fino ($T_{c-d} + T_e$) del Intervalo Sedimentario. Columna estratigráfica de El Muñeco.

LAMINA 1



LAMINA 2

Foto 1. Fotomicrografía donde se aprecia la textura de las lodolitas (Ll) bioperturbadas (cf. *Chondrites*) del Intervalo Sedimentario. Nicoles X. Sector de El Muñeco.

Foto 2. Arenita del Intervalo Sedimentario. Nótese el alto contenido de cuarzo y el gran empaquetamiento entre los granos. Nicoles X. Carretera Apía-La Bretaña (pocos km al sur de El Muñeco).

Foto 3. Conglomerado con fragmentos líticos redondeados embebidos en matriz areno-lodosa. Puente sobre el río Negro. Fotografía de muestra cortada y pulida. La barra representa 1.5 cm.

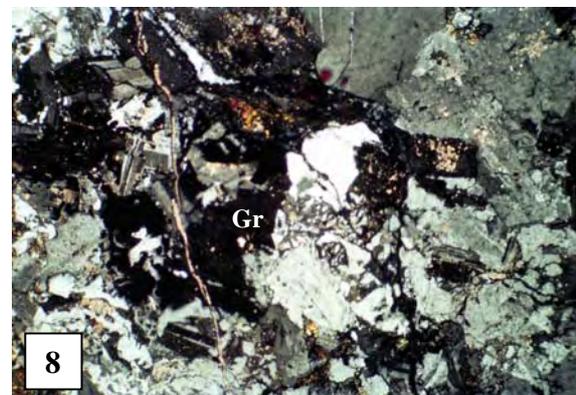
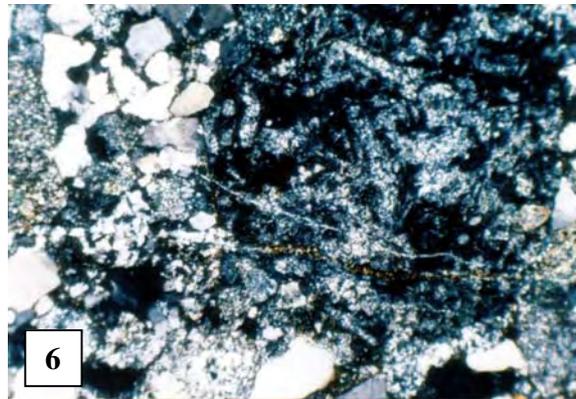
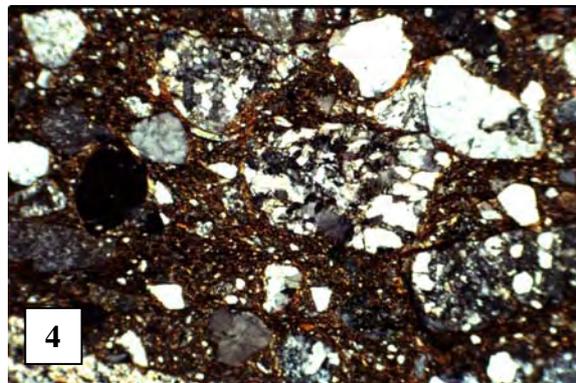
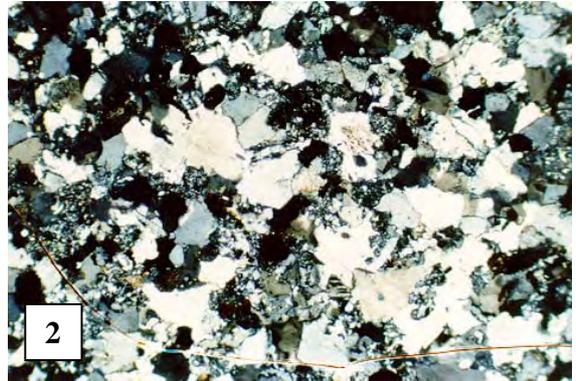
Foto 4. Sección delgada de la muestra anterior donde se observan fragmentos de limolitas, arenitas muy finas y cuarzo monocristalino en una matriz de arcilla. Nicoles X.

Fotos 5 y 6. Arenita conglomerática donde se aprecia un fragmento de roca volcánica silicificada (V), limolitas de cuarzo y cuarzo monocristalino. 3: nicoles paralelos; 4: Nicoles cruzados. Camino cercano al puente sobre el río Negro.

Foto 7. Fragmento de roca volcánica (V) en los conglomerados de San Antonio del Chamí, 19 km al NE de Pueblo Rico. Nicoles X.

Foto 8. Fragmento de roca plutónica (Gr: granófiro) hallado en los conglomerados de San Antonio del Chamí, 19 km al NE de Pueblo Rico. Nicoles X.

LAMINA 2



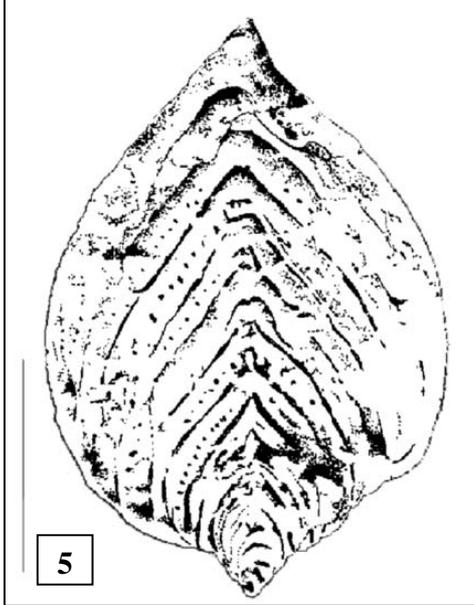
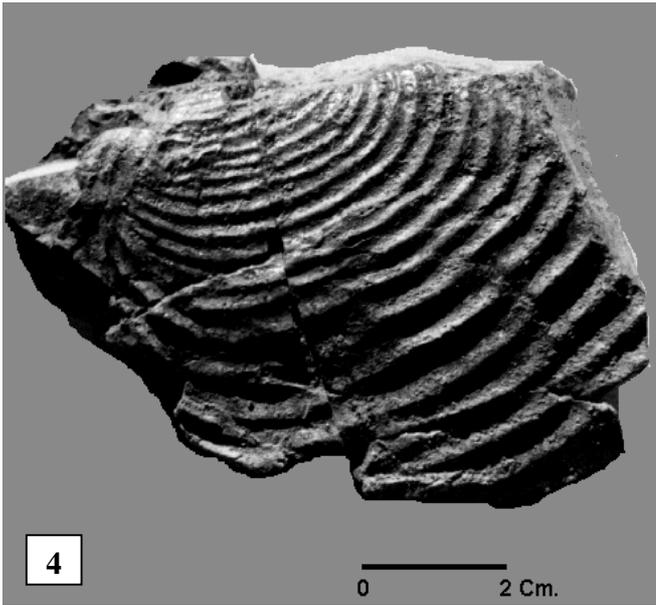
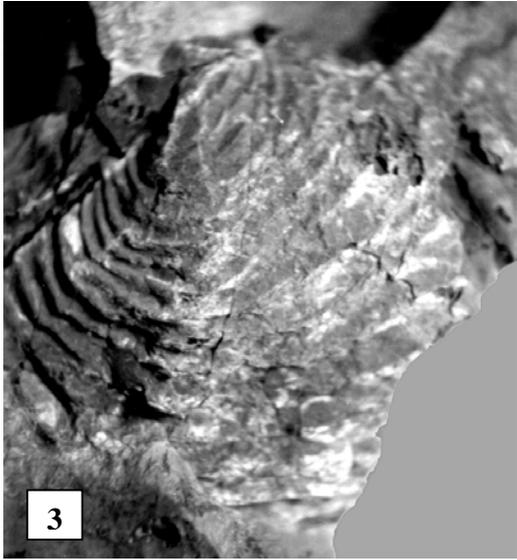
LAMINA 3

Foto 1. Fragmento de amonite, *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) cf. *dossantosi* (Maury) ? hallado en el sector de El Muñeco.

Fotos 2, 3 y 4. Ejemplares de *Trochoceras* sp. hallados en el Intervalo Sedimentario. Sector de El Granadillo.

Foto 5. Detalle de la estructura del foraminífero *Frondicularia mucronata* Reuss (Martinez, J. I., 1989; comunicación escrita) hallado en facies lodolíticas (Lm.) del Intervalo Sedimentario. Vereda El Granadillo. La barra representa 1 mm

LAMINA 3



AMBIENTES OCEANICOS SOMEROS EN PUENTE UMBRIA (CORDILLERA OCCIDENTAL, COLOMBIA) DURANTE EL CAMPANIANO-MAASTRICHTIANO

Campanian-Maastrichtian shallow oceanic environments at Puente Umbria (Western Cordillera, Colombia)

Environnements océaniques peu profonds à Puente Umbría (Cordillère Occidentale, Colombie) pendant le Campanien-Maastrichtien

Mario MORENO-SANCHEZ*, Andrés PARDO-TRUJILLO*, Arley de J. GOMEZ-CRUZ*

RESUMEN

El estudio de una asociación fósil cerca de la localidad Puente Umbría (Cordillera Occidental, Colombia) conduce a sugerir que algunos sectores del fondo marino estuvieron emergidos durante el lapso Campaniense-Maastrichtiense. En este sector una delgada secuencia sedimentaria yace sobre un basamento constituido por gabros, basaltos y rocas ultramáficas. Los depósitos están conformados por arenitas lodosas laminadas y conglomerados arenosos macizos con bioclastos y fragmentos de basaltos. Las capas contienen una asociación conformada por fósiles provenientes de cuatro comunidades bióticas: supramareal, intermareal, submareal y pelágica. La comunidad supramareal está representada por restos de troncos y hojas (*Dicotylophylum* sp.). Gastrópodos del tipo *Patella-Fisurella* y *Litorina* que habitaban en una costa rocosa, son los representantes de la zona intermareal. Corales escleractínidos y pelecípodos sugieren fondos oxigenados en la zona submareal. *Pachydiscus* sp. y otras amonitas son los únicos representantes de la zona pelágica. Esta asociación es singular en la Cordillera Occidental de Colombia en razón de que esta situada en medio de rocas formadas en ambientes marinos profundos de edad Cretácico Tardío. Así se propone que esta área constituyó una isla oceánica que luego fue acrecionada al borde occidental de Colombia.

Pabras clave: Campaniense-Maastrichtiense, isla oceánica, corales, plantas fósiles.

ABSTRACT

The study of a remarkable fossil assemblage near of the locality of Puente Umbria (Western Cordillera, Colombia) suggests that some areas of the sea-floor were emerged during the Campanian-Maastrichtian. Here a thin sedimentary sequence overlies an oceanic basement composed by gabbros, basalts and ultramafic rocks. The deposits consisted of laminated muddy sandstone and massive sandy conglomerates with basalt fragments and fossil remains. The beds contain a mixed fossil assemblage formed by bioclasts originated from four biotic communities: supratidal, intertidal, subtidal and pelagic. Supratidal community is represent by leaves (*Dicotylophylum* sp.) and wood remains. *Patella-Fisurella* and *Littorine* type-gastropods probably issued from a rocky coast are the biotic representatives of the intertidal community. Scleractinian corals and infaunal paleocypods suggest a well oxygenated bottom from the subtidal zone. *Pachydiscus* sp. and other ammonites represent the sole pelagic organisms present in these beds. This assemblage is peculiar because it is placed amid Late Cretaceous deep marine sediments in the Western Cordillera of Colombia. Thus, it is proposed that an oceanic island was formed on the Caribbean Plate and then accreted to western Colombia.

Key words: Campanian-Maastrichtian, oceanic island, corals, fossil plants.

RESUME

L'étude d'un assemblage fossile remarquable près de la localité de Puente Umbria (Cordillère Occidentale, Colombie) suggère que quelques secteurs du fond sous-marin auraient émergé pendant le Campanien-Maastrichtien.

Des couches sédimentaires minces recouvraient le sous-sol océanique constitué de gabbros, basaltes, et de roches ultramafiques. Les dépôts se composent du grès légèrement stratifié et de conglomérats arénacés massifs avec fragments de basalte et de restes fossiles. Les couches contiennent un assemblage fossile constitué par des bioclastes issus des quatre communautés biotiques : zone de marée haute (supra-tidale), zone de marée pleine (inter-tidale), zona de marée basse (sub-tidale) et zone pélagique. La communauté de la zone supra-tidale est représentée par les feuilles (*Dicotylophyllum sp.*) et des bois fossiles. La communauté inter-tidale est dominée par des gastéropodes (*Patella-Fisurella* et *Littorine*) venant probablement d'une côte rocheuse. Les coraux hermatypiques (*Scleractinia*) et les pélecypodes de la zone benthonique suggèrent un fond bien oxygéné dans la zone sub-tidale. L'espèce *Pachydiscus sp.* et d'autres ammonites représentent les seuls organismes pélagiques présents dans ces couches. Cet assemblage est singulier parce qu'il correspond à des sédiments marins de caractère peu profond d'âge Crétacé Supérieur, ce qui les distingue des dépôts marins profonds du même âge qui les entourent. Pour cette raison nous proposons la formation d'une île tropicale océanique au sein de la plaque Caraïbe pendant le Campanien-Maastrichtien, et rattachée par la suite à la côte occidentale de la Colombie.

Mots clés : Campanien-Maastrichtien, île océanique, coraux, plantes fossiles.

* Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias, Departamento de Ciencias Geológicas, Calle 65 No. 26-10, Manizales, COLOMBIA. M.Sanchez@student.ulg.ac.be, apardo66@yahoo.com, arleygomezc@caliescali.com

1. INTRODUCCIÓN

Las rocas sedimentarias cretáceas de la Cordillera Occidental han mostrado una aparente escasez de localidades fosilíferas debido a la falta de exploración sistemática; esto ha llevado a que se mal interpreten las relaciones cronoestratigráficas y se elaboren modelos de evolución geológica de carácter especulativo. Los paleoambientes propuestos han estado siempre dentro del dominio de sedimentación marina profunda. En este trabajo se describe un afloramiento caracterizado por tener una asociación fosilífera singular, típica de ambientes costeros, que prueba la exposición sub-aérea de parte del basamento oceánico del valle del río Cauca durante el Cretáceo Tardío. Con esta información se pretende aportar datos que contribuyan a comprender el origen de la Cordillera Occidental. Los afloramientos fosilíferos se hallan ubicados al norte de la población de Belén de Umbría y al oeste de Anserma, en el sitio denominado Puente Umbría (departamento de Risaralda), sobre la carretera Anserma-Mistrató (figura 1).

2. GEOLOGÍA REGIONAL Y EDAD

Las sedimentitas de Puente Umbría se ubican sobre el flanco oriental de la Cordillera Occidental, reposando sobre un basamento ígneo básico regolitizado (lámina 1, foto 1); al oeste y en contacto fallado existe una faja de ultramafitas serpentinizadas; a ambos lados de esta se encuentran los basaltes y el gabro de Anserma de edad Cretáceo Tardío (figura 1). Las serpentinitas, denominadas por Estrada & Viana (1993) Ultramafita de Puente Umbría – La Isla, están interceptadas por un conjunto de planos de falla entrelazados con inclinación al este, y que atraviesan los gabros sugiriendo un patrón ofiolítico para la secuencia. Todas las rocas básicas de este sector han sido denominadas por Estrada y Viana (1993) Rocas máficas y ultramáficas de Anserma-Belén de Umbría. El Stock de Mistrató (46 ± 7 m.a., K/Ar) (Maya 1992) intruye estas unidades; el contacto puede observarse claramente sobre la vía Puente Umbría-Belén de Umbría (lámina 1, fotos 2 y 3).

La identificación del género *Pachydiscus* (Etayo-Serna, comunicación oral) entre los restos de moluscos encontrados en las sedimentitas sugiere una edad Campaniense-Maastrichtiense para este depósito. Maya (1992) referencia una muestra de gabro tomada sobre la Carretera Anserma - La Virginia, que dio una edad de 71 ± 2.7 m.a.(K/Ar); de igual manera Estrada (1995) obtuvo una edad de 76 ± 1.7 y 76 ± 1.6 m.a. (K/Ar) para dos muestras de basalto que afloran sobre la carretera Anserma-Puente Umbría, lo que es coherente con la edad de los fósiles. Esta información indica una evolución del basamento que comienza en los alrededores del Campaniense y que culmina con la deposición de las sedimentitas de Puente Umbría. Durante el Paleógeno las rocas básicas fueron intruidas por el Stock de Mistrató.

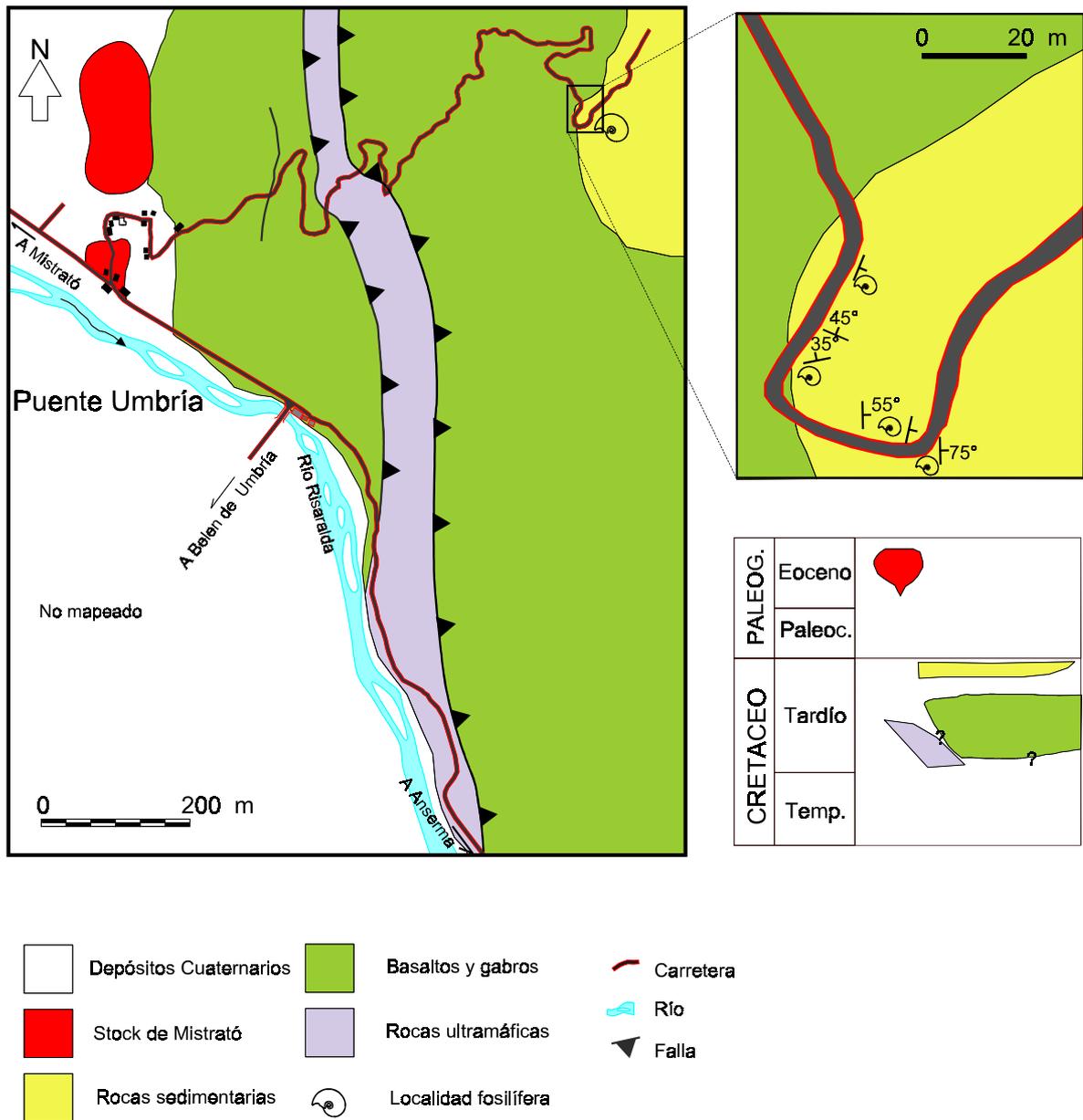


FIGURA 1. Geología del sector de Puente Umbría realizado a partir de una poligonal levantada a cinta y brújula. Cuadro cronoestratigráfico de las unidades presentes en el área.

3. ANALISIS FACIAL

LITOFACIES

La composición original de las sedimentitas es difícil de establecer, debido a su intensa meteorización, lo que les confiere un color amarillo rojizo, semejante a los regolitos producidos por las rocas básicas del área (lámina 1, foto 1). Los tipos faciales más comunes son:

1. Conglomerados y arenitas conglomeráticas, matriz-soportados, en niveles decimétricos; compuestos por fragmentos de rocas volcánicas y cherts de hasta 2 cm de diámetro. En muestra fresca la matriz posee un color gris verdoso que se altera a un color amarillo-rojizo (lámina 1, fotos 6, 7 y 8). En este sector se encuentran fragmentos de troncos carbonizados de varios decímetros de longitud, corales coloniales, fisurélidos y gasterópodos de espira larga y corta (figuras 2 A, B, C y D), a menudo completos y dispuestos aleatoriamente en la matriz. Es de presumir que por su gran contenido de bioclásticos estas sedimentitas fueron originalmente de composición mixta (calcárea-terrágena). Esta facies se interpreta como depósitos de flujos de masa, en donde los bioclastos viajaban en suspensión en la matriz aislados de procesos abrasivos.

2. Niveles milimétricos de arenitas de grano medio y arenitas lodosas con laminación plana paralela, moderadamente calibradas (lámina 1, foto 5), intercalados con arenitas con granogradación normal, cuyo contacto a la base puede ser gradual o neto irregular. Es frecuente la presencia de bioclásticos tales como moluscos y restos de tallos mal preservados que en algunos casos forman niveles carbonosos. Esporádicamente se aprecian galerías normales a la estratificación. La laminación sugiere transporte tractivo sobre el fondo que llevaba gran cantidad de detritos vegetales y otros tipos de bioclastos (moluscos) en condiciones de régimen de flujo alto. El pobre calibrado y la casi ausencia de galerías sugieren altas tasas de sedimentación y condiciones de flujo variables. Los estratos granogradados indican depósito grano a grano a partir de suspensión seguido por transporte tractivo como carga de fondo.

3. Lodolitas arenosas sin estructuras visibles con intercalaciones milimétricas de arenitas usualmente con restos de hojas bien conservadas (figura 3; lámina 1, foto 4) y lamelibranquios con valvas articuladas. Se interpretan como depósitos originados por asentamiento de partículas en suspensión con corrientes intermitentes sobre el fondo.

BIOFACIES

Los restos fósiles forman parte de una tanatocenosis o asociación de sepultamiento constituida por una mezcla de organismos provenientes de cuatro comunidades costeras (figura 4); esta asociación puede estar total o parcialmente representada en las tres litofacies mencionadas:

Comunidad de bosque costero (zona supramareal)

La forman grandes cantidades de restos vegetales, entre los que se destacan leños, semillas y hojas, estas últimas en impresiones bien conservadas. Las hojas fundamentalmente pertenecen a dicotiledóneas (*Dicotylophyllum* sp.) de limbo amplio (figura 3); sobre los sedimentos de grano fino se encuentran usualmente las mejores impresiones; por el contrario, los troncos y fragmentos vegetales mayores se hallan dentro de los sedimentos de grano grueso y son tan abundantes que forman niveles carbonosos.

Es notable la inclusión de semillas leñosas de forma acorazonada entre los restos vegetales (lámina 2, foto 2), similares a las producida por el actual mangle rojo (*Rhizophora* sp.), que de ser cierto ampliaría el rango de distribución temporal para este tipo de comunidades vegetales costeras. Independiente de lo anterior, es segura la existencia de formaciones vegetales bien establecidas en sectores emergidos inmediatos a las áreas de depósito de los restos. No existen en los alrededores de Belén de Umbría hallazgos semejantes, por el contrario los depósitos de edad Cretácea en los alrededores son fundamentalmente marinos lo que implica una singularidad ecológica para este sector de la Cordillera Occidental.

Comunidades de litoral rocoso intermareal

Los fósiles más notables típicos de esta zona corresponden a gasterópodos tipo lapa (*Patella-Fisurella*; figura 2A) y gasterópodos de espira corta del tipo adherente (*Litorina*), formas adaptadas a la vida en substratos rocosos. El substrato más probable para estas formas fueron las rocas básicas, que en ese entonces debieron estar parcialmente emergidas y sometidas a intensa erosión costera. Estos organismos luego de ser desprendidos (¿durante tormentas?) fueron arrastrados y mezclados con otros restos en fondos agitados.

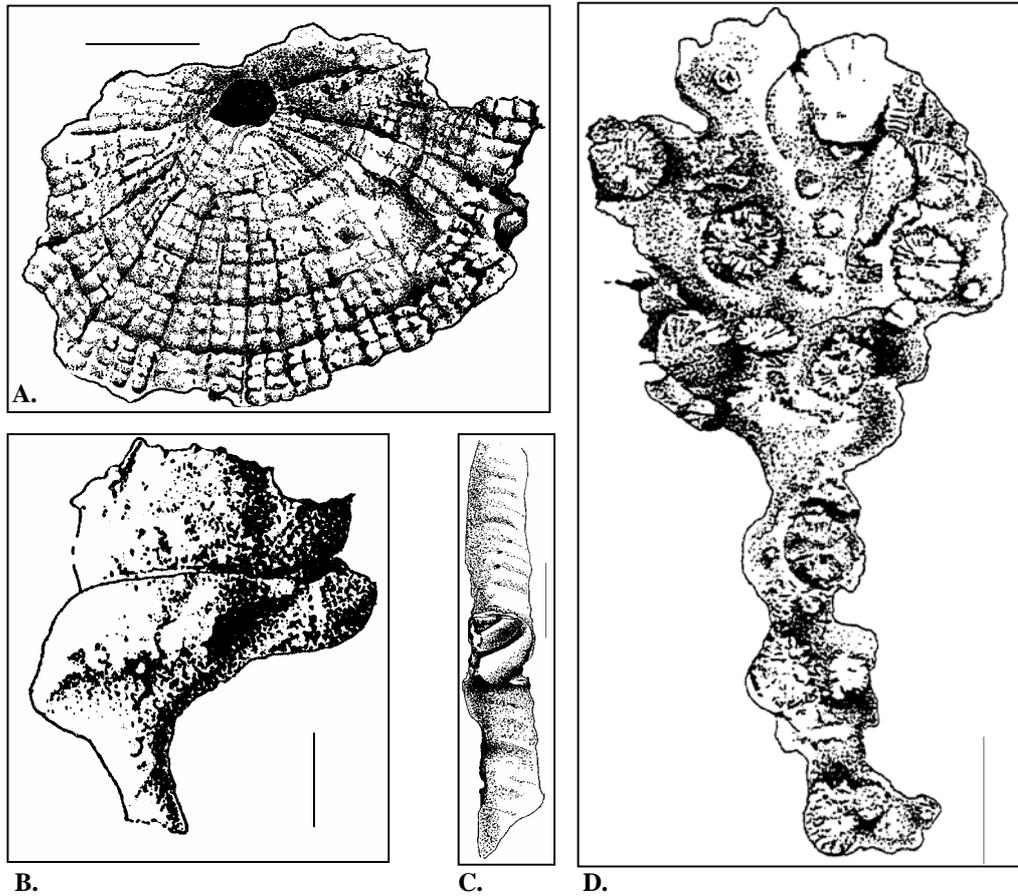


FIGURA 2. Fósiles hallados en las sedimentitas de Puente Umbría (dibujo a cámara lúcida). A: Fisurélido (la barra representa 1 mm); B: Molde interno de gasterópodo de espira corta (la barra representa 1 mm); C: Molde externo de gasterópodo de espira larga; se observa además una porción del molde interno (la barra representa 4 mm). D: Coral escleractínido; obsérvese el buen estado de preservación de los coralitos (la barra representa 1 cm).

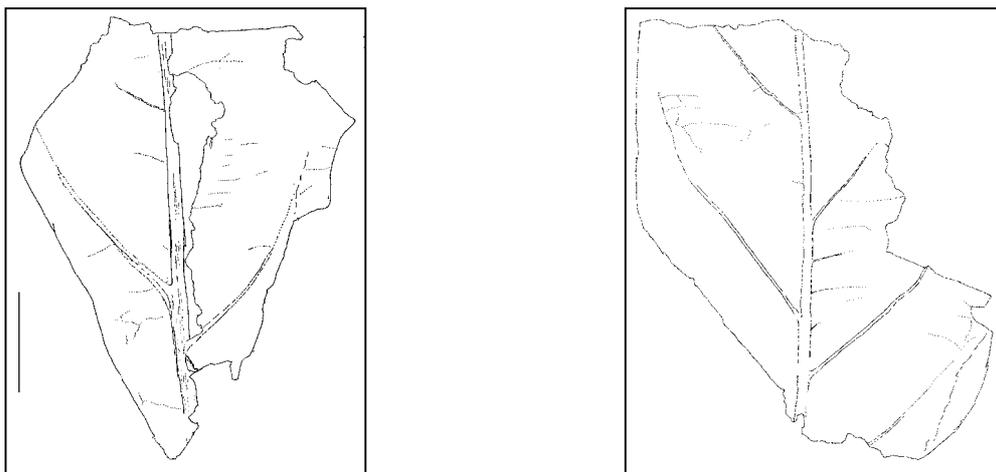


FIGURA 3. Ejemplares de dicotiledóneas fósiles (*Dicotylophylum*), halladas en las facies finas de las sedimentitas de Puente Umbría (la barra representa 1 cm). Dibujos realizados a partir de cámara lúcida.

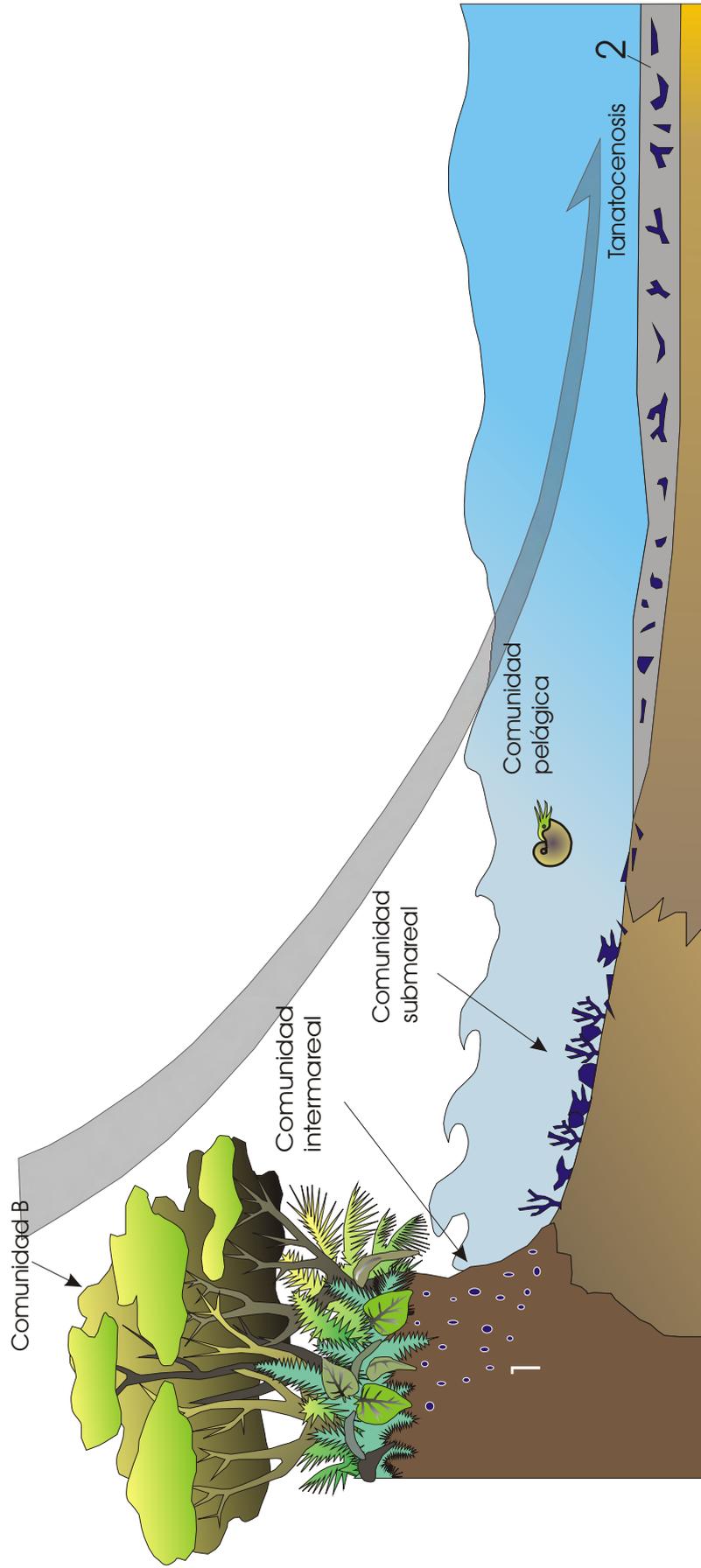


FIGURA 4. Esquema que muestra las comunidades litorales reconstruidas a partir de los fósiles de Puente Umbría. 1: Ubicación original de los organismos. 2: Lugar de depósito y mezcla de bioclastos. (ver más explicación en el texto).

Comunidad de fondo mixto submareal

Entre los restos más notables se encuentran corales escleractinios y gasterópodos de turrícono largo tipo terebra (figura 2). Los primeros sugieren substratos duros y los segundos fondos de arenas calcáreas. Junto a estos se hallan bivalvos cavadores del grupo de los cárdidos. Esta comunidad sugiere áreas tropicales costeras, bajo el nivel de acción de las mareas, con gran transparencia del agua y ausencia de procesos de sedimentación rápida (lejos de la acción de procesos deltáicos). A menudo los restos presentan huellas de bio-erosión síntoma de largas permanencias en un fondo somero con bajas ratas de sedimentación.

Comunidad pelágica

Es representada por los cefalópodos, amonites de tipo cosmopolita que se han encontrado en los sedimentos de grano más fino. Los restos generalmente están completos.

4. INTERPRETACIÓN DEL AMBIENTE DEPOSICIONAL

Las litofacies reconocidas no permiten determinar con seguridad el ambiente de sedimentación y mucho menos la posición batimétrica del depósito final. Los procesos interpretados sugieren flujos de masa, fenómenos de tracción sobre el fondo y asentamiento vertical. De cualquier modo es seguro que los bioclastos provienen de comunidades asociadas a una zona litoral rocosa emergida, presumiblemente una isla cubierta de vegetación dentro de la zona tropical (figura 4).

Los flujos de masa se originan por “congelamiento” del material sedimentario sobre fondos que disminuyen en inclinación, a medida que el esfuerzo cortante se hace menor que la fuerza cohesiva de la matriz (Pickering et al, 1989). Esta facies puede originarse por diferentes procesos: tormentas, altas ratas de sedimentación en zonas inestables, actividad volcánica y sísmica.

Los fenómenos de tracción pueden haber sido originados en zonas de oleaje (Playa?) o por corrientes de turbiedad episódicas en el fondo, donde cada depósito sufrió amalgamación posterior. Durante la mengua de la corriente se podían asentar los sedimentos finos (lodolitas) y algunos bioclastos delicados (pequeños bivalvos articulados y hojas completas).

La ausencia de partículas indicadoras de procedencia continental (fragmentos de esquistos y cuarcitas) es una característica petrográfica adicional que sugiere un basamento netamente oceánico (e.g. Einsele 1992). Las islas oceánicas son accidentes morfológicos que resultan de la emersión de volcanes de las dorsales (e.g. Ascensión y Tristán da Cunha), montes submarinos (e.g. el vulcanismo intra-placa de Hawai) arcos de Islas (Islas de las Antillas) o en *plateaux* oceánicos. Hall et al. (1972) mencionan la presencia de posibles restos coralinos en tobas de la Formación Barroso (sensu Alvarez & González 1978), en el nor-occidente de Antioquia lo que da indicios de otras posibles zonas con orígenes semejantes.

5. CONCLUSIONES

Las sedimentitas de Puente Umbría fueron depositadas en vecindad de una isla con basamento oceánico de tamaño no determinado.

Los restos fósiles hallados corresponden a mezclas de organismos que provienen de comunidades costeras tropicales. Los fondos rocosos litorales estaban formados por rocas básicas que sirvieron de substrato rígido a las comunidades de la zona intermareal. La presencia de corales y otros organismos indican aguas limpias y con bajas ratas de sedimentación. Las áreas emergidas estuvieron cubiertas de vegetación arbórea.

La edad de los fósiles, junto con las dataciones radiométricas de las rocas básicas demuestran una edad restringida al lapso Campaniense-Maastrichtiense y por tanto estas rocas se diferencian de otras localidades del Cretáceo Inferior situadas en la Cordillera Central y valle del Cauca (e.g. Complejo Quebradagrande y Formación Amaime).

6. REFERENCIAS

- Alvarez, E., & González, H., 1978, Geología y geoquímica del cuadrángulo I-7 Urrao, escala 1:100 000: Medellín, Ingeominas.
- Einsele, G., 1992, Sedimentary Basin, Evolution, Facies, and Sediment Budget: Berlin, Springer-Verlag, 628 p.
- Estrada, J.J., 1995, Paleomagnetism and accretion events in the Northern Andes [unpublished Thesis Ph.D thesis]: State University of New York, Binghamton, 170 p.
- Estrada, J.J., & Viana, R., 1993, Geología del área de Anserma y Chinchiná: VI Congreso Colombiano de Geología, p. 2-21.
- Hall, R.V., Alvarez, J., & Rico, H., 1972, Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (subzona II-A): Boletín Geológico, Ingeominas, v. 20, p. 1-85.
- Maya, M., 1992, Catalogo de dataciones isotópicas en Colombia: Boletín Geológico, Ingeominas, v. 32, p. 127-187.

LAMINAS

LAMINA 1

Foto 1. Contacto entre las rocas básicas (Rb) y las sedimentitas de Puente Umbría (S); la superficie posee forma escalonada debido a fallas normales. Obsérvese el contraste en el color de meteorización de ambas unidades.

Foto 2. Vista general del Contacto intrusivo entre las tonalitas del Stock de Mistrató (SM) y los Gabros de Anserma (G) (Gabro Uralítico de Belén de Umbría, sensu Estrada y Viana, 1993). Carretera Puente Umbría-Belén de Umbría cerca al puente sobre el río Risaralda.

Foto 3. Detalle del afloramiento de la foto 2, donde se observan algunos xenolitos de gabros (G) incluidos en la tonalita (T).

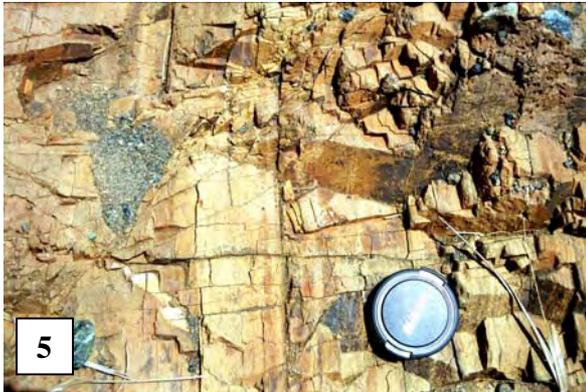
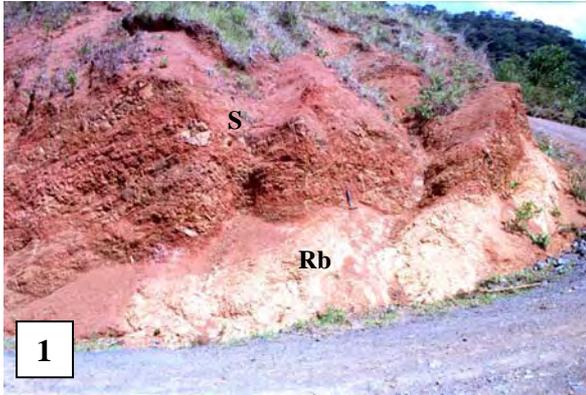
Foto 4. Impresión de una hoja de dicotiledónea hallada en las facies finas de las sedimentitas de Puente Umbría. La longitud de la hoja es de aproximadamente 3 cm.

Foto 5. Aspecto macroscópico de las arenitas con laminación plana.

Foto 6. Aspecto general de los conglomerados matriz-soportados. El objeto que se observa a la derecha posee 5 cm de longitud.

Fotos 7 y 8. Detalle de los conglomerados matriz-soportados; nótese el mal calibrado y la angulosidad de los fragmentos de rocas volcánicas. Foto 7: muestra alterada. Foto 8: muestra fresca.

LAMINA 1



LAMINA 2

Fósiles hallados en las sedimentitas de Puente Umbría.

Foto 1. Molde interno de gasterópodo hallado en las facies conglomeráticas. La longitud del fósil es de aproximadamente 1 cm.

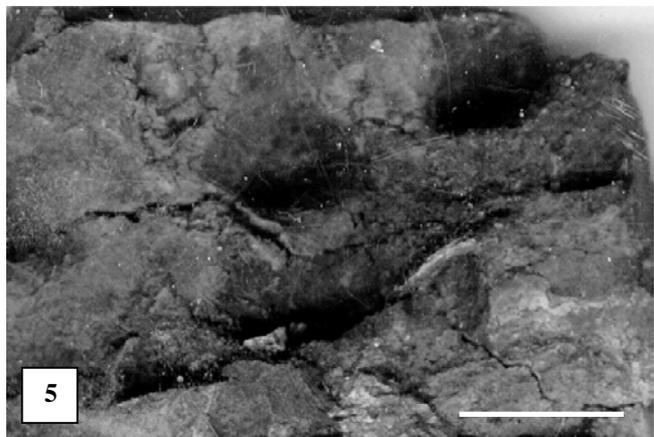
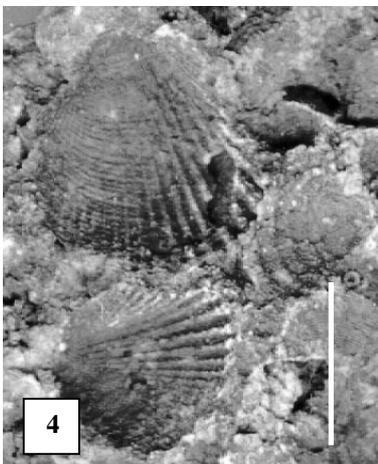
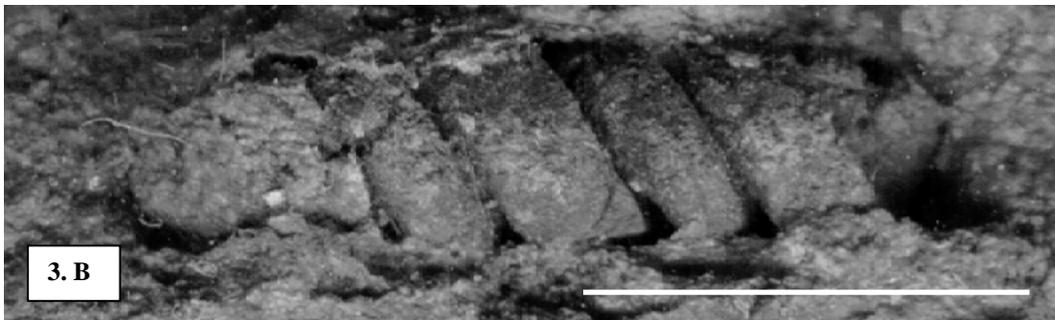
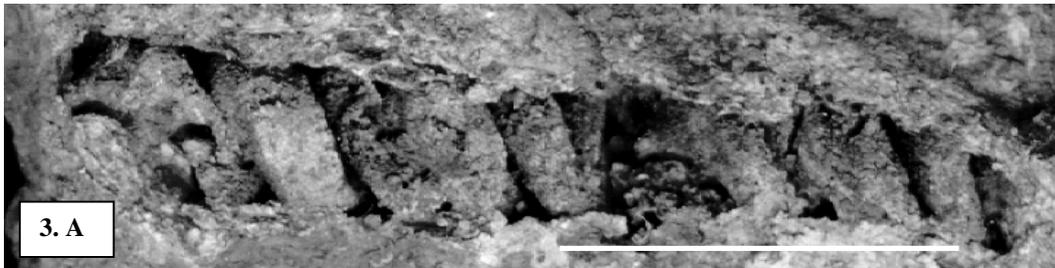
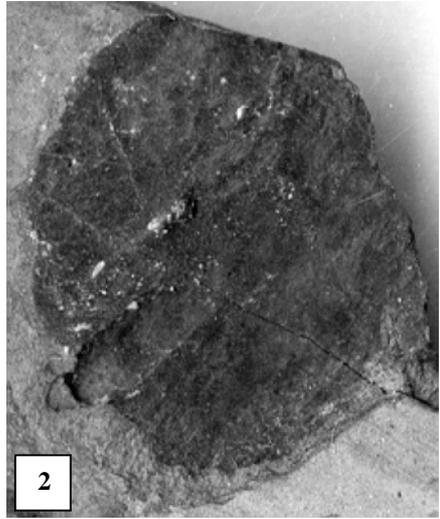
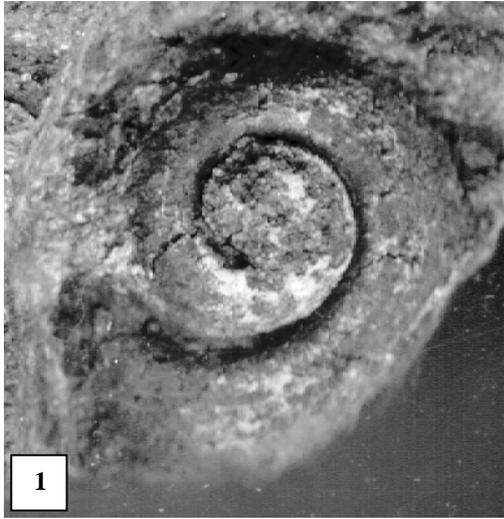
Foto 2. Bractea leñosa de estructura reproductiva desconocida encontrada en los niveles lodosos. La longitud del fósil es de 3,3 cm.

Foto 3. A y B. moldes internos de gasterópodos de espira alargada (Terébridos) presentes en las facies conglomeráticas. La barra representa 1 cm.

Foto 4. Izquierda: dos valvas desarticuladas de cárdidos. Derecha: un venérido. La barra representa 5 mm.

Foto 5. Impresión de la región ventral de un amonite hallado en las facies finas. La barra representa 1 cm.

LAMINA 2



HISTORIA GEOLOGICA DEL OCCIDENTE COLOMBIANO

Western Colombia geological history

Histoire géologique de la région occidentale de la Colombie

Mario MORENO-SANCHEZ*, Andrés PARDO-TRUJILLO*

RESUMEN

La región Andina Colombiana ha sido usualmente dividida en dos grandes dominios: uno occidental, llamado en este volumen el Occidente Colombiano, incluye todas las rocas de afinidad oceánica que afloran entre el flanco oeste de la Cordillera Central hasta la costa Pacífica colombiana. El segundo, llamado el Oriente Colombiano, está conformado por el basamento continental de las Cordillera Central y Oriental. Adicionalmente, el piso oceánico del Occidente Colombiano puede ser sub-dividido en dos dominios ígneos separados por un complejo metamórfico-sedimentario. El sector occidental, de edad Cretácico Tardío, compuesto en su mayor parte por basaltos de meseta oceánica. El sector oriental (Complejo Quebradagrande) es una provincia andesítica-basáltica de edad Cretácico Temprano (Jurásico Tardío?) interpretada aquí como un remanente de la placa Proto-Caribe. El Complejo Arquía en medio de estos dos sectores es una mezcla tectónica de rocas sedimentarias y metamórficas que en algunos casos alcanzaron la facies eclogita.

Los depósitos sedimentarios estudiados en éste trabajo fueron acumulados durante el lapso Campaniano-Maastrichtiano. Hacia el borde occidental de la Cordillera Central se reconocen facies siliciclasticas y calcáreas de ambientes marinos someros (e.g. la base de la Formación Nogales y las sedimentitas de Pijao). Más al occidente, las facies predominantes son hemipelagitas intercaladas con depósitos siliciclásticos originados por flujos de gravedad (e.g. turbiditas y flujos de escombros de Apía y Pueblo Rico). En las hemipelagitas es frecuente encontrar la icnofacies *Zoophycos-Chondrites*. Adicionalmente, rocas piroclásticas y epiclásticas son muy frecuentes en la mayor parte de los depósitos del Occidente Colombiano (e.g. el Intervalo Volcánico-Sedimentario de Apía).

Con base en esta información y la revisión de los estudios disponibles, se propone que ésta región del país puede separarse en cinco complejos estructurales que están relacionados a la evolución del Proto-Caribe y el Caribe. De este a oeste son: Quebradagrande, Arquía, Amaime, Cordillera Occidental y Chocó. La historia geológica del Occidente Colombiano comienza en el Jurásico Tardío. Durante éste período existió un arco volcánico (Arco Amaime) que se separó del continente dando origen a la Cuenca de Quebradagrande (una porción del Proto-Caribe). El arco volcánico aportó materiales volcánico-clásticos en el sector occidental de esta cuenca. Al este, el continente permaneció como un margen pasivo con sedimentación siliciclástica. Hacia la parte media del Cretácico Temprano se invirtió la polaridad del Arco Amaime. En esta nueva zona de subducción se dió la fase principal del metamorfismo de las rocas del Complejo Arquía. Durante el Cretácico Tardío se produjo el cierre de la Cuenca de Quebradagrande, además de la acreción y obducción de las rocas que conforman los Complejos Amaime y Arquía. En el Paleoceno-Eoceno se produjo la colisión diagonal de algunas rocas del Complejo Cordillera Occidental a medida que la Placa Caribe se desplazaba hacia el noreste. A partir del Eoceno la Placa Caribe comenzó a desplazarse hacia el este, lo cual produjo la fase principal de acreción de las rocas del Complejo Cordillera Occidental. Al final del Mioceno el Complejo Chocó colisionó contra el Occidente Colombiano, lo que produjo el levantamiento principal de la Cordillera Oriental. Durante esta fase, la zona moderna de subducción se estableció al occidente de los complejos Cordillera Occidental y Chocó.

La historia geológica acá expuesta debe ser considerada solo como un primer borrador. Algunos puntos de discusión son aún polémicos (e.g. la edad y naturaleza de los protolitos del Complejos Arquía y la presencia de rocas de arco volcánico en el Complejo Amaime). Por esta razón se hace aun necesario realizar estudios geológicos multidisciplinarios que ayuden a aclarar la compleja historia geológica de esta región de Colombia.

Palabras claves: Complejos del Occidente Colombiano, Cretácico, Placa Caribe, Placa Proto-Caribe

ABSTRACT

The Andean region of Colombia has been usually divided in two main domains. The westernmost one is named in this volume Western Colombia (“Occidente Colombiano”); it includes all the blocks with an ophiolitic basement located between the western side of Central Cordillera and the Pacific coast. Western Colombia oceanic basement can be further on divided in two igneous provinces separated by a metamorphic-sedimentary complex. The westernmost sector is dominated by plateau basalts. In the eastern domain, the Quebradagrande Complex, is an Early Cretaceous andesitic-basalt province related to Proto-Caribbean Plate. Amid this two sectors outcrops the Arquía Complex, a tectonic mixture of sedimentary and metamorphic rocks, some of them have the eclogite facies.

The sedimentary deposits studied in this work were accumulated during the Campanian-Maastrichtian. To the western slope of the Central Cordillera near-shore siliciclastic and calcareous deposits were identified (e.g. base of the Nogales Formation and the Pijao sediments). To the west, hemipelagic deposits interlayered with clastic sediment gravity flows (e.g. turbidites and debris flows in Apia and Pueblo Rico areas) are dominated. In the hemipelagic sediments the *Zoophycos-Chondrites* icnofacies is frequent. Additionally, pyroclastic and epiclastic facies are widespread in almost all Upper Cretaceous sedimentary rocks of western Colombia (e.g. Volcano-Sedimentary Interval in the Apia region of this volume).

Five geologic complexes composed Western Colombia, from east to west they are: Quebradagrande, Arquía, Amaime, Cordillera Occidental and Chocó complexes. Western Colombia geologic history started during Late Jurassic: the last stage of Jurassic volcanism involved a detached volcanic arc and back-arc basin. During Early Cretaceous, this arc (named Amaime Arc) drifted to the west contributing with volcano-clastic sediments into the new created basin (named here “Quebradagrande basin” a part of the Proto-Caribbean). During this period, the continental side of the basin remained as a passive margin with siliciclastic deposits. During middle Early Cretaceous the polarity of the Amaime Arc became inverted. The arc started to converge toward the continent subducting and stretching the Quebradagrande floor. Thus, some parts of the oceanic basement reached the eclogite facies (rocks of the Arquía Complex). The Late Cretaceous was characterised by occlusion of the Quebradagrande basin provoked by oblique accretion and obduction of the Amaime and Arquía Complexes. In the Paleocene-Eocene some rocks of the Cordillera Occidental complex were diagonally accreted as the Caribbean Plate moved towards the NE. During the Eocene the Caribbean Plate began to move towards the east producing the main accretionary phase of the Cordillera Occidental complex. During the Eocene-Oligocene thick clastic sequences were spread in western and eastern Colombia in response to increased tectonism. At the end of Miocene the Chocó Complex started to collide with western Colombia initiating the uplift of Eastern Cordillera. The present subduction zone was established during this stage on the western side of the Chocó and Cordillera Occidental Complexes.

The geologic history presented in this paper has to be considered as a first draft. Some discussion points remain open but one of the most controversial one concerns the age and nature of the protolites of the Arquía Complex and the presence of volcanic arc rocks in the Amaime Complexes. Thus, the only way to clear up the details of the complex geological history of Western Colombia is with the application of multidisciplinary geological studies.

Key words: Western Colombia complexes, Cretaceous, Caribbean plate, Proto-Caribbean plate

RESUME

La région andine Colombienne a été régulièrement subdivisée en deux principaux domaines. Le plus occidental est appelé dans ce volume l'« Occident Colombien » (el “Occidente Colombiano”); il inclut tous les blocs à contenu ophiolitique du côté occidental de la Cordillère Centrale. De plus, le sous-sol océanique de l'Occident Colombien peut être divisé en deux provinces ignées séparées par un complexe métamorphique-sédimentaire. Le secteur occidental est dominé par des basaltes de plateaux océaniques. Sur le côté oriental, le complexe Quebradagrande est une province andésitique-basaltique d'âge Crétacé Inférieur et rattaché à la plaque Proto-Caraïbe. Entre ces deux secteurs affleure le complexe Arquía qui est un mélange tectonique de roches sédimentaires et métamorphiques incluant des roches du faciès élogite.

En général, les séquences sédimentaires étudiées ont été accumulées pendant l'intervalle Campanien-Maastrichtien. Sur la pente occidentale de la Cordillère centrale existent des dépôts siliciclastiques et calcaires formés dans des milieux marins peu profonds (Formation Nogales et séquence de Pijao). Vers l'ouest sont communs les faciès siliciclastiques engendrés par des courants de gravité (e.g. les turbidites et les débris *flows* dans des régions d'Apia, de Pueblo Rico). Dans les sédiments hémipélagiques sont fréquents la icnofacies *Zoophycos-Chondrites*. Les faciès pyroclastiques et épicyclastiques sont présents dans toutes les roches sédimentaires crétacées de l'Occident Colombien.

Nous proposons cinq entités tectoniques, qui d'est en ouest sont les complexes du Quebradagrande, Arquía, Amaime, Cordillère Occidentale, et de Chocó. L'histoire géologique de l'Occident Colombien commence au cours du Jurassique Supérieur: La dernière étape du volcanisme Jurassique a produit un arc volcanique séparé du continent par un bassin d'arrière arc (« Bassin de Quebradagrande », une partie de la plaque de Proto-Caraïbe). Pendant le Crétacé Inférieur, cet arc appelé « Amaime Arc » se déplaça vers l'ouest en contribuant au dépôt de sédiments volcano-clastiques vers le Bassin de Quebradagrande. Le versant continental du bassin d'arrière arc agit comme marge passive avec des dépôts siliciclastiques. Au milieu du Crétacé inférieur, la polarité de l'arc d'Amaime fut inversée. L'arc a convergé vers le continent sur la croûte de Quebradagrande. Ainsi, quelques parties du substrat océanique atteignaient le faciès élogite. Le Crétacé supérieur fut caractérisé par l'occlusion de bassin de Quebradagrande, ainsi que l'obduction et l'accrétion oblique des roches qui font partie des complexes Amaime et Arquía. Pendant le Paléocène-Éocène la collision diagonale de quelques roches du complexe Cordillera Occidentale s'est produite au fur et à mesure que la Plaque des Caraïbes se déplaçait vers le nord-ouest. A partir de l'Eocène cette plaque modifie son déplacement vers l'est et produit la phase principale d'accrétion des roches du complexe Cordillère Occidentale. À la fin du Miocène, le complexe Chocó entra en collision avec l'Occident Colombien, en initialisant le soulèvement de la Cordillère Orientale. Pendant cette étape, la zone moderne de subduction fut établie du côté occidental des complexes de Chocó et de la Cordillère Occidentale.

L'histoire géologique reprise dans cet article doit être considérée comme une première approche du problème. Les hypothèses restent ouvertes à discussion, notamment en ce qui concerne l'âge et la nature des protolites du Complexe Arquía et la présence de roches d'arc volcanique dans le Complexe Amaime. La seule manière de détailler à l'avenir l'encombrante histoire géologique de l'Occident Colombien serait nécessairement d'engager des études géologiques multidisciplinaires.

Mots clés : Complexes du l'Occident Colombien, Crétacé, Plaque Caraïbe, Plaque Proto-Caraïbe

* Universidad de Caldas, Facultad de Ciencias, Departamento de Ciencias Geológicas, Calle 65 No. 26-10, Manizales, COLOMBIA. M.Sanchez@student.ulg.ac.be, apardo66@yahoo.com

1. INTRODUCTION

En este trabajo se utilizará el término “Occidente Colombiano” para referirse al área comprendida entre el flanco oeste de la Cordillera Central desde la Falla San Jerónimo (o su equivalente tectónico) hasta la costa Pacífica Colombiana (figura 1). El basamento de esta región está constituido por secuencias ofiolíticas de edad Mesozoica y Cenozoica. En contraste, la región oriental de Colombia (Oriente Colombiano) está constituida por un basamento continental tan antiguo como el Precámbrico. Esta gran diferencia geológica permitió que desde los primeros trabajos de geología regional se reconocieran dos grandes dominios (e.g. Grosse 1926). En la década de los 50, Nelson (1957) denominó “geosinclinal Andino Occidental” (“*western Andean geosyncline*”) al sector este de la Cordillera Central. El sector oriental, con basamento continental, comprendido entre la Cordillera Central y Oriental, fue llamado por este autor “geosinclinal oriental” (“*eastern geosyncline*”). La historia geológica del Occidente Colombiano es re-interpretada cuando se comienzan a entender los mecanismos que producen los desplazamientos continentales: de la teoría de los geosinclinales se pasa a la tectónica de placas. A partir de éste momento los geólogos comenzaron a dudar de la permanencia geográfica y geológica de toda área continental limitada por fallas regionales, lo que da lugar a la aparición del concepto de terrenos geológicos. Es así que durante gran parte de los años 70-80's fueron propuestos los primeros modelos movi-listas (e.g. Toussaint & Restrepo 1976; Barrero 1979). El Occidente Colombiano se definía como una región compuesta por rocas oceánicas (dorsal?, arco de islas?, meseta oceánica?) acrecionadas al borde continental activo de la Cordillera Central (e.g. Barrero 1979; McCourt & Aspden 1984; McCourt et al. 1984; Cooper et al. 1995), pero su historia de emplazamiento generaba controversias. Ver Toussaint (1996) para una revisión más completa de esta etapa de la geología en Colombia.

Estudios geológicos posteriores mostraron la heterogeneidad de ésta región. Aspden & McCourt (1986) sugirieron que las rocas de alta presión que afloran al occidente de la Cordillera Central (Complejo Arquía de éste trabajo) representaban el registro de la acreción de un terreno oceánico (“Terreno Amaime”) contra el borde occidental de Colombia. Estudios geoquímicos (Nivia, 1989; Kerr et al. 1997; Kerr et al. 1997; Hoernle et al. 2002) permitieron demostrar que una gran parte de las rocas ígneas básicas que conforman el basamento del Valle del Cauca y la Cordillera Occidental corresponden a basaltos de meseta afines a la Placa Caribe. Esta asociación de rocas fue denominada en Colombia “Provincia Litosférica Oceánica Cretácea Occidental” (PLOCO) (Nivia 1993) que es en parte equivalente a la “Provincia Ignea Cretácea Caribe-Colombiana” (CCCIP) de Kerr et al (1997). Por otra parte Nivia et al (1996) demostraron que algunos basaltos que se encuentran en el flanco Occidental de la Cordillera Central (Complejo Quebradagrande de éste trabajo) son geoquímica y cronológicamente diferentes a los de la PLOCO y están asociados a un arco volcánico.

La cartografía de esta región ha sido elaborada en gran parte por el Ingeominas (e.g. León et al. 1973; Orrego 1976; Orrego et al. 1976; Alvarez & González 1978; Barrero 1979; Calle & González 1980; Calle & González 1980; Parra et al. 1983; Armas 1984; Caballero & Zapata 1984; Calle et al. 1984; McCourt et al. 1984; Nivia et al. 1992). Las unidades geológicas fueron inicialmente nominadas con base en la terminología litoestratigráfica convencional (e.g. Formación Quebradagrande, Grupo Cañasgordas, Grupo Dagua, Formación Barroso, Formación Cisneros etc...). Sin embargo, la complejidad tectónica de ésta región rara vez permite observar las relaciones estratigráficas originales. Por otra parte, en muy pocos casos se estableció una “sección tipo” y se emplearon diferentes términos para denominar rocas cartográficamente equivalentes, lo cual generó confusiones. Para buscar soluciones a éstos problemas el Ingeominas (González & Núñez 1991; Estrada & Viana 1993) ha propuesto la utilización de la nomenclatura de las unidades litodémicas (“complejos”). La definición de estos complejos está basada en la filosofía del código estratigráfico Norteamericano: *A complex is an assemblage or mixture of two or more genetic classes of rocks, for example, a complex might consist of igneous, deformed sedimentary and metamorphic lithodemes. Complexes may or may not be structurally complicated. Complex is a useful term where it is impractical to separate diverse components, which is often the case at regional scales...complex may be used for a poorly divided assemblage of volcanic, volcanoclastic and related intrusive rocks; or a heterogeneous terrain of metamorphic and plutonic rocks; or a mixed unit (mélange) consisting of structurally disrupted rock bodies* (North American Stratigraphic Code 1983).

Con el fin de aportar información estratigráfica en esta región del país se estudiaron algunos depósitos sedimentarios y volcano-sedimentarios ubicados entre el flanco occidental de la Cordillera Central y la Cordillera Occidental de Colombia. Con base en esta información y la obtenida a partir de diversas fuentes bibliográficas se presenta a continuación una propuesta de la evolución geológica del Occidente Colombiano integrada a los

nuevos datos existentes sobre la evolución del Caribe (Marriner & Millward 1984; Pindell 1993; Pindell 1997; Meschede & Frisch 1998; Kerr et al. 1999; Giunta et al. 2002). Se hará inicialmente un resumen de las características generales de los depósitos sedimentarios estudiados y de su significado regional; posteriormente se describirán las características geológicas de cinco complejos estructurales propuestos y su posible historia geológica. Finalmente se discutirán algunos de los modelos anteriormente planteados.

2. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS DEPOSITOS SEDIMENTARIOS DEL OCCIDENTE COLOMBIANO

De acuerdo con sus características faciales, las rocas de edad Mesozoica del Occidente Colombiano se originaron en ambientes marinos profundos sobre un basamento oceánico. De manera subordinada están presentes secuencias originadas en medios peri-continetales y posiblemente insulares. Los depósitos estudiados se encuentran asociados a los Complejos Arquía, Amaime y Cordillera Occidental (ver más abajo). Los datos paleontológicos indican que estas rocas se formaron durante el lapso Campaniense-Maastrichtiense; en contraste, los fósiles hasta ahora hallados en el Complejo Quebradagrande sugieren una edad Valanginiense-Albiense (González 1980; Botero & González 1983; Gómez et al. 1995). Por otra parte, las rocas sedimentarias del Complejo Quebradagrande poseen muy poca bioperturbación mientras que en los depósitos estudiados es frecuente encontrar la icnofacies *Zoophycos-Chondrites* (Etayo-Serna 1986), lo que sugiere diferentes condiciones de oxigenación.

Cuatro conjuntos de facies caracterizan las secuencias estudiadas (Tabla 1; figura 2): 1; Facies mixtas de terrígenos y carbonatos en las unidades ubicadas en el flanco occidental de la Cordillera Central (base de la Formación Nogales, sedimentitas de Pijao) y puntualmente en la Cordillera Occidental (sedimentitas de Belén de Umbría). 2; Facies terrígenas desde clásticas gruesas hasta muy finas comúnmente originadas por flujos gravitacionales concentrados a diluidos (e.g. flujos de masa submarinos y turbiditas en las rocas de Apía, Pueblo Rico y el segmento 3 de la Formación Nogales). 3; hemipelagitas silíceas y calcáreas con la icnofacies *Zoophycos* y/o *Chondrites* (Sedimentitas de Palestina y el segmento 2 de la Formación Nogales). 4; Facies piroclásticas y epiclásticas, en ocasiones asociadas con lavas básicas y/o con cualquiera de las facies anteriores.

Los datos petrográficos indican que la mayor parte de las rocas clásticas estudiadas son inmaduras en composición. Los fragmentos de metamorfitas, rocas plutónicas, serpentinitas y rocas volcánicas halladas en las arenitas y conglomerados de la Formación Nogales indican cercanía a un orógeno reciclado (sensu Dickinson & Suczek 1979), semejante al actual basamento de la Cordillera Central (figura 2). En las Formaciones Espinal, Cisneros (Barrero 1979), las sedimentitas de Toro en el Valle del Cauca (Etayo-Serna et al. 1982), Apía, Pueblo Rico y San Antonio del Chamí (Cordillera Occidental; este volumen) dominan las facies de tipo pelágico y hemipelágico (radiolaritas, lodolitas); sin embargo en algunos niveles turbidíticos asociados se reconoce aún los componentes de orógeno reciclado. En contraste las sedimentitas de Belén de Umbría poseen asociaciones petrográficas, libres de cuarzo y con influencia volcánica. Lo anterior permite resaltar la importancia del análisis de provincias petrográficas para reconocer la cercanía de áreas con aporte continental durante el momento de la sedimentación. Este estudio podría ser realizado en sentido lateral y vertical cuando la complejidad estructural lo permita y contando con la mayor cantidad de información crono-estratigráfica posible. De esta manera, se podría contar con mayor información acerca de las áreas fuente de los sedimentos para intervalos particulares de tiempo.

3. COMPLEJOS ESTRUCTURALES DEL OCCIDENTE COLOMBIANO

En este trabajo se propone que el Occidente Colombiano puede dividirse en cinco complejos estructurales (figura 1). La nomenclatura de algunos de ellos y las fallas regionales que los limitan se basa en el Ingeominas (e.g. Estrada & Viana 1993; González & Nuñez 1991). Sin embargo, es necesario indicar que algunos de estos límites representan en realidad zonas amplias de deformación difícilmente cartografiables. De oriente a occidente son:

COMPLEJO QUEBRADAGRANDE.

En contacto fallado (Falla de San Jerónimo) con las rocas metamórficas de la Cordillera Central al oriente (Complejo Cajamarca). Es el complejo de rocas ofiolíticas más oriental de Colombia y se interpreta en éste trabajo como un remanente del Proto-Caribe. Está conformado por un conjunto de rocas meta-volcánicas y meta-sedimentarias con basamento gabrónico-basáltico. Los protolitos de las primeras incluyen lavas y rocas

piroclásticas de composición variable de basalto a andesita (Nivia et al. 1996). Los segundos incluyen lodolitas negras, cherts, arenitas feldespáticas y conglomerados con fragmentos de rocas básicas o cuarcitas. Con base en fósiles y dataciones radiométricas se ha ubicado en el lapso Valanginiense-Albiense (González 1980; Botero & González 1983; Gómez et al. 1995). Al este, el Complejo Quebradagrande incluye también rocas sedimentarias de afinidad continental caracterizadas por la abundancia de conglomerados y arenitas con fragmentos de cuarcitas y rocas metamórficas (e.g. Intervalo Oriental al Este de Manizales, Gómez et al. 1995). En general está conformado por rocas ígneas y sedimentarias de arco volcánico (Nivia et al. 1996) y oceánicas (MORB?) de edad al menos Cretáceo Temprano. Ocasionalmente se pueden encontrar enclaves de rocas metamórficas más antiguas (Paleozoicas?) y que podrían corresponder a terrenos peri-cratónicos.

LOCALIDAD	FACIES	INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL
Sedimentitas al este de Tuluá. Formación Nogales (departamento del Valle del Cauca). (Pardo et al; este volumen)	Rocas terrígenas, mixtas (terrígenas-calcáreas), volcanoclastitas y hemipelagitas con amonites, bivalvos, gasterópodos, foraminíferos, restos de peces y plantas.	La secuencia vertical sugiere profundización, partiendo de depósitos someros, talud y abanicos submarinos.
Sedimentitas de Belén de Umbría (departamento de Risaralda). (Moreno et al; este volumen)	Arenitas y conglomerados descansando sobre rocas básicas. Algunos niveles poseen abundantes restos de bivalvos, gasterópodos, corales, amonites y restos de plantas.	Ambiente litoral, asociado con montes volcánicos emergidos.
Rocas de Apía y Pueblo Rico (departamento de Risaralda). (Pardo et al. este volumen)	Dos intervalos estratigráficos: 1. Volcánico-sedimentario con basaltos almohadillados, cherts, tobas básicas, lodolitas, arenitas y conglomerados. 2. Lodolitas (hemipelágicas y terrígenas), arenitas y conglomerados con amonites, bivalvos, gasterópodos y foraminíferos	1. Los depósitos clásticos fueron originados por flujos de sedimentos gravitacionales en zonas inclinadas cerca a montes volcánicos submarinos. 2. Formado en diferentes sectores de abanicos turbidíticos.
Sedimentitas de Pijao (Quindío) (Gómez et al; este volumen)	Depósitos calcáreos, clásticos y volcanoclásticos (tobas). Poseen restos vegetales, bivalvos, amonites heteromorfas, serpúlidos y estructuras laminares de algas	Aguas marinas someras en cercanía de áreas emergidas.

TABLA 1. Resumen de las características faciales e interpretación paleoambiental de las sedimentitas estudiadas en este trabajo.

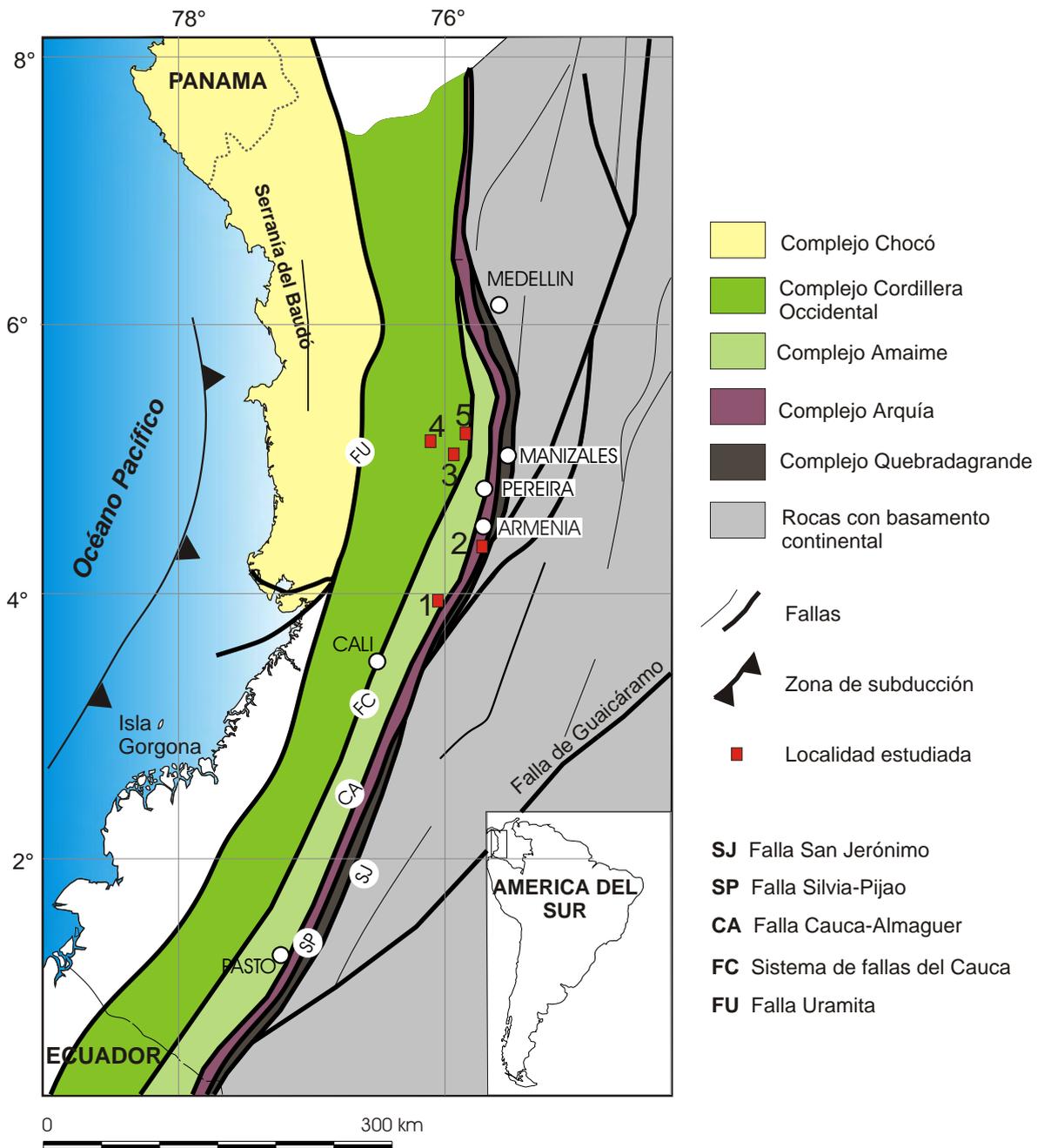


FIGURA 1. Mapa geológico esquemático del Occidente Colombiano donde se ubican los complejos propuestos en este trabajo (modificado de Nivia, 1996). Los números representan las localidades estudiadas. 1: Nogales-Monteloro; 2: Pijao; 3 y 4: Apía y Pueblo Rico; 5: Puente Umbría. En blanco: depósitos Cenozoicos no diferenciados.

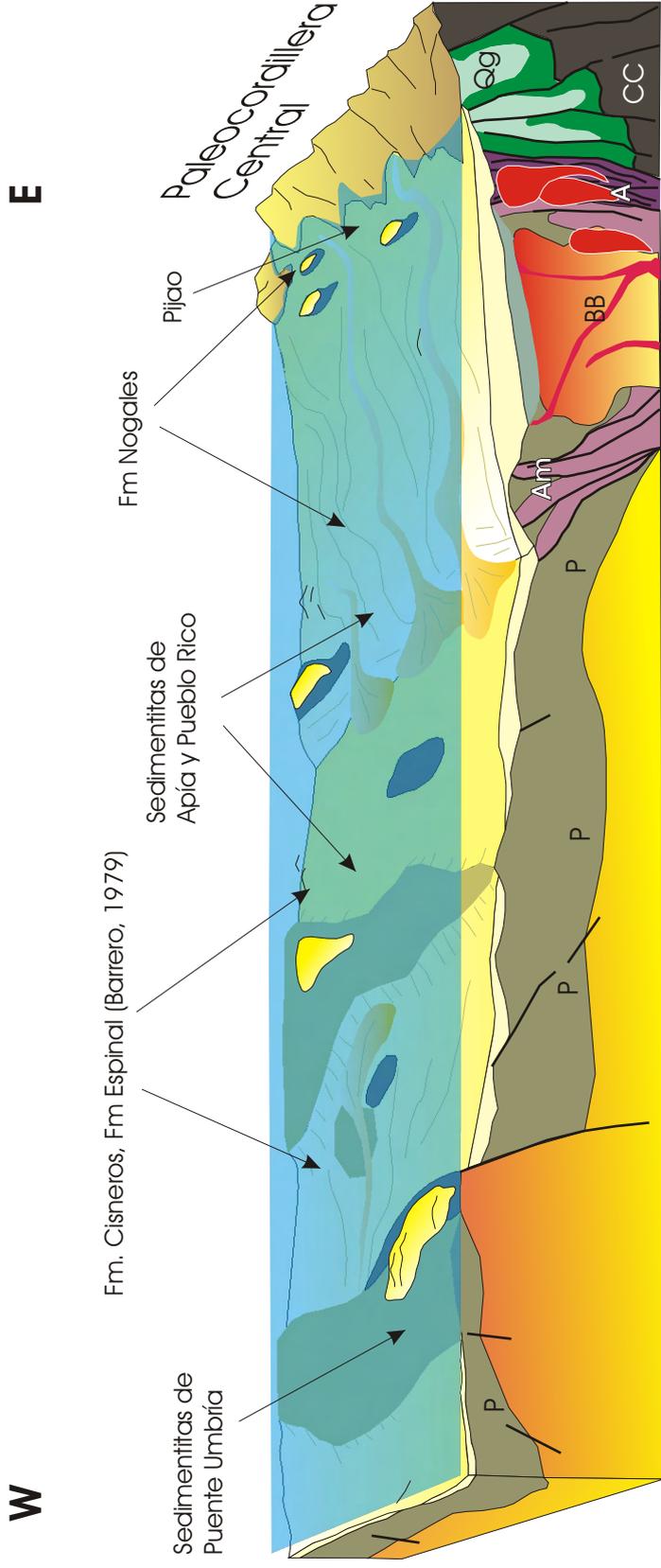


FIGURA 2. Modelo hipotético que muestra la posible posición estructural y paleoambiental de las localidades fosilíferas estudiadas en este trabajo. Sin escala. (Modelo tectónico basado en Pindell, 1997). CC: Complejo Cajamarca; Qg: Complejo Quebradagrande; A: Complejo Arquía; BB: Batolito de Buga; Am: Complejo Amaime; P: plateau oceánico.

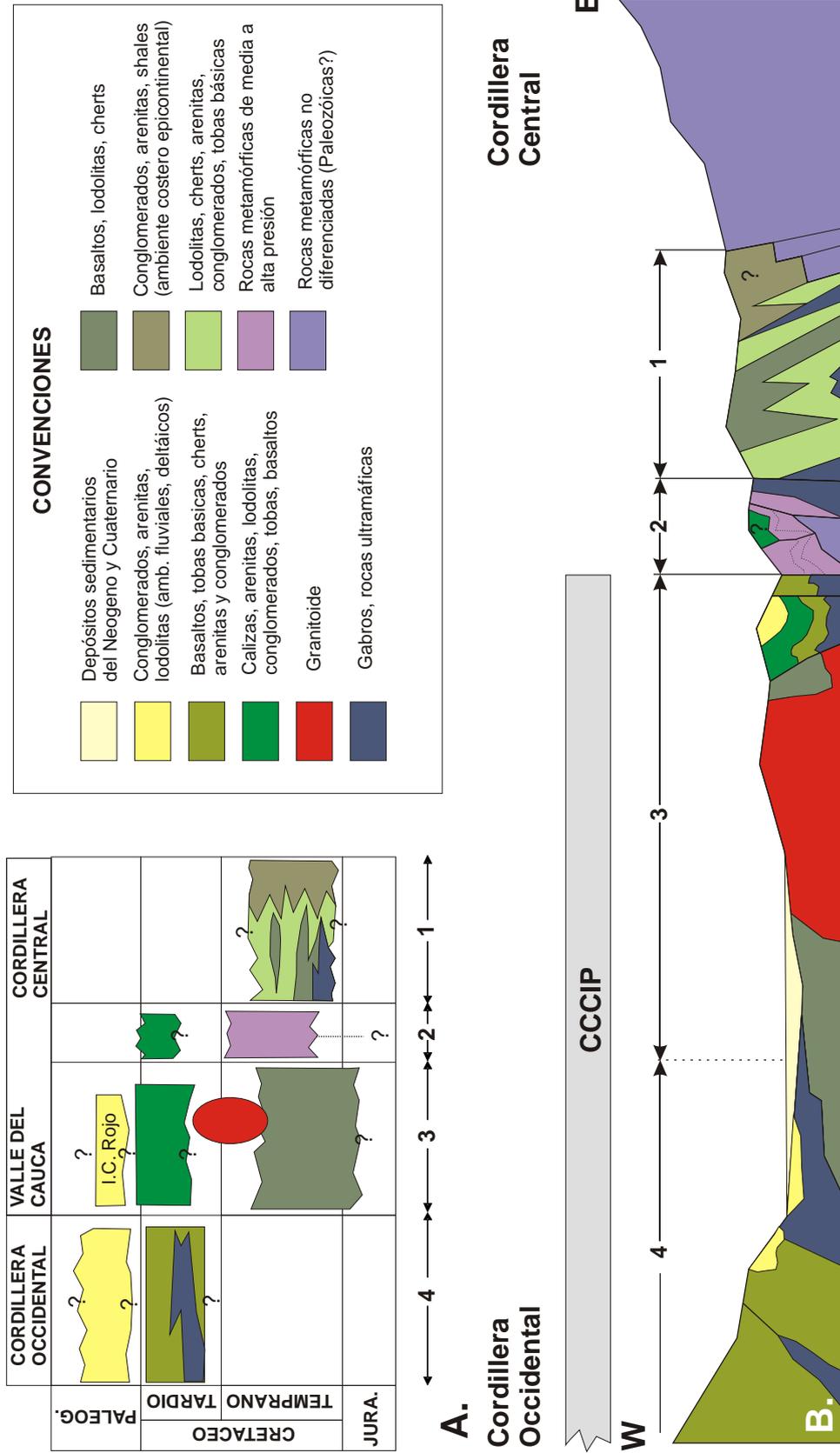


FIGURA 3. A. Cuadro cronoestratigráfico con las principales unidades mencionadas en este trabajo (compilada de varias fuentes y de ideas de los autores). I.C. Rojo: Intervalo clástico rojo en la región de Nogales-Monteloro (este volúmen). Dentro de las sedimentitas Terciarias de la Cordillera Occidental se incluyen el Grupo del Cauca y sus equivalentes laterales. Las rocas básicas y sedimentarias de la Cordillera Occidental incluyen el grupo Dagua, Grupo Diabásico, Grupo Cañasgordas, las sedimentitas de Apía, Pueblo Rico y Belén de Umbria etc... El Complejo Arquía está ubicado de acuerdo a su rango metamórfico. B. Corte esquemático a la latitud del departamento del Valle del Cauca, donde se muestra la posición estructural y las relaciones geológicas entre las unidades mencionadas en el texto. CCCIP: Provincia Ignea Cretácea Caribe-Colombiana (Kerr et al., 1993). No a escala. 1: Complejo Quebradagrande; 2: Complejo Arquía; 3: Complejo Arquia; 4: Complejo Cordillera Occidental.

COMPLEJO ARQUIA. (sensu González & Núñez 1991).

Limitado al este por la falla de Silvia-Pijao (figuras 1 y 3). Representa una franja estrecha con dirección N-S, que se extiende hasta Ecuador en la provincia de El Oro (Esquistos azules y eclogitas de Raspas, Toussaint 1996). Está constituido por rocas metamórficas de media a alta presión originadas en una zona de convergencia de placas, aunque su posterior emplazamiento tectónico es objeto de controversia. Dentro de este complejo se encuentran además franjas de rocas sedimentarias y volcánicas del Cretáceo Tardío incluidas tectónicamente (e.g. las Sedimentitas de Pijao y las sedimentitas y vulcanitas de Palestina, éste volúmen) y que a menudo se han cartografiado erróneamente como parte del Complejo Quebradagrande (ver por e.g. Estrada & Viana 1993; González & Núñez 1991; Mosquera 1978). Su fase principal de metamorfismo es Cretácico Temprano (ver Maya 1992); aunque con base en relaciones estratigráficas controvertibles algunos autores han propuesto una edad Paleozoica (McCourt & Aspden 1984; McCourt et al. 1984a; Nivia et al. 1996).

Es de anotar que Case et al. (1971) utilizan el paso de anomalías negativa a positiva (Bouguer) al oeste de la "Falla de Romeral" (falla Cauca-Almaguer) como límite de basamento continental y oceánico. A pesar de su naturaleza ofiolítica, los complejos Arquía y Quebradagrande corresponderían a bloques "continentales". Esta paradoja creada entre la información de superficie y la dada por los datos geofísicos es solo aparente ya que los datos de velocidades sísmicas sugieren que estos complejos están reposando tectónicamente (por obducción ?) sobre el basamento continental de la Cordillera Central (e.g. Meissner et al. 1976).

COMPLEJO AMAIME.

Limitado al este por la falla Cauca-Almaguer (figuras 1 y 3). Está conformado por un basamento de basaltos y diabasas con intercalaciones sedimentarias menores; denominado "Formación Amaime" en el departamento del Valle del Cauca (McCourt et al. 1984; McCourt et al. 1984; Aspden & McCourt 1986). Se encuentra intruido por plutones de edad Cretácea Temprana (e.g. Batolito de Buga, Plutón de Sabanalarga, Plutón de Támesis) y asociado tectónicamente con rocas básicas y sedimentarias del Cretáceo Tardío (e.g. Formación Nogales). Con base en dataciones obtenidas en las rocas plutónicas, se ha propuesto una edad Cretáceo Temprano-Jurásico para el basamento.

COMPLEJO CORDILLERA OCCIDENTAL.

La similitud litológica con las rocas del Complejo Amaime hace difícil su delimitación hacia el oriente. Tentativamente en el presente trabajo se ha establecido como límite el Sistema de Fallas del Cauca y algunos cuerpos ofiolíticos, entre los que se encuentran el Complejo de Ginebra, Los Azules, Río Frío, Bolívar etc. Esta conformado por una asociación tectónica de rocas volcánicas básicas efusivas (Figura 4), gabros, ultramafitas, piroclástitas básicas, pelagitas, hemipelagitas y rocas terrígenas de granulometría variable. Los datos geoquímicas sugieren que gran parte de este complejo esta formado por basaltos de meseta oceánica (*plateau basalts*) afines a la Placa Caribe. En este complejo se incluyen también rocas pelágicas foliadas con metamorfismo regional de bajo grado ("Formación Cisneros") y cuyo protolito sedimentario es evidente si se tiene en cuenta que icnogéneros tales como *Chondrites* y *Zoophycos* (Etayo-Serna 1986) aún pueden ser visibles en los planos de foliación (Figura 5). La presencia de éstas rocas sugiere que en algunos sectores los sedimentos alcanzaron niveles de enterramiento (apilamiento tectónico) importante. Las edades obtenidas por medio de fósiles y dataciones radiométricas abarcan el lapso Albiense (?)- Maastrichtiense, y con mayor certeza entre el Turoniense y el Maastrichtiense (Barrero 1979; Etayo-Serna et al. 1980; Etayo-Serna et al. 1982; Aspden & McCourt 1986; Aspden & McCourt 1986; Etayo-Serna 1989; Nivia 1996). Nivia (1989; 1993) reunió al conjunto de los Complejos Amaime y Cordillera Occidental en la PLOCO asumiendo una homogeneidad cronológica y geoquímica. Sin embargo los autores consideran que, por una parte, el patrón de plutones del Cretáceo Temprano en el borde W de la Cordillera Central-Valle del Cauca y por otra, la presencia exclusiva de fósiles del Cretáceo Tardío para la Cordillera Occidental, amerita separar estos dos complejos que sin embargo presentan similitudes en litología y geoquímica (ver Aspden & McCourt 1986). Recientemente fueron hallados en la Cordillera Occidental de Ecuador basaltos con aproximadamente 123 m.a.; lo cual parece indicar que en este sector existe una corteza oceánica más antigua bajo los basaltos de meseta (Mamberti et al. 2003).

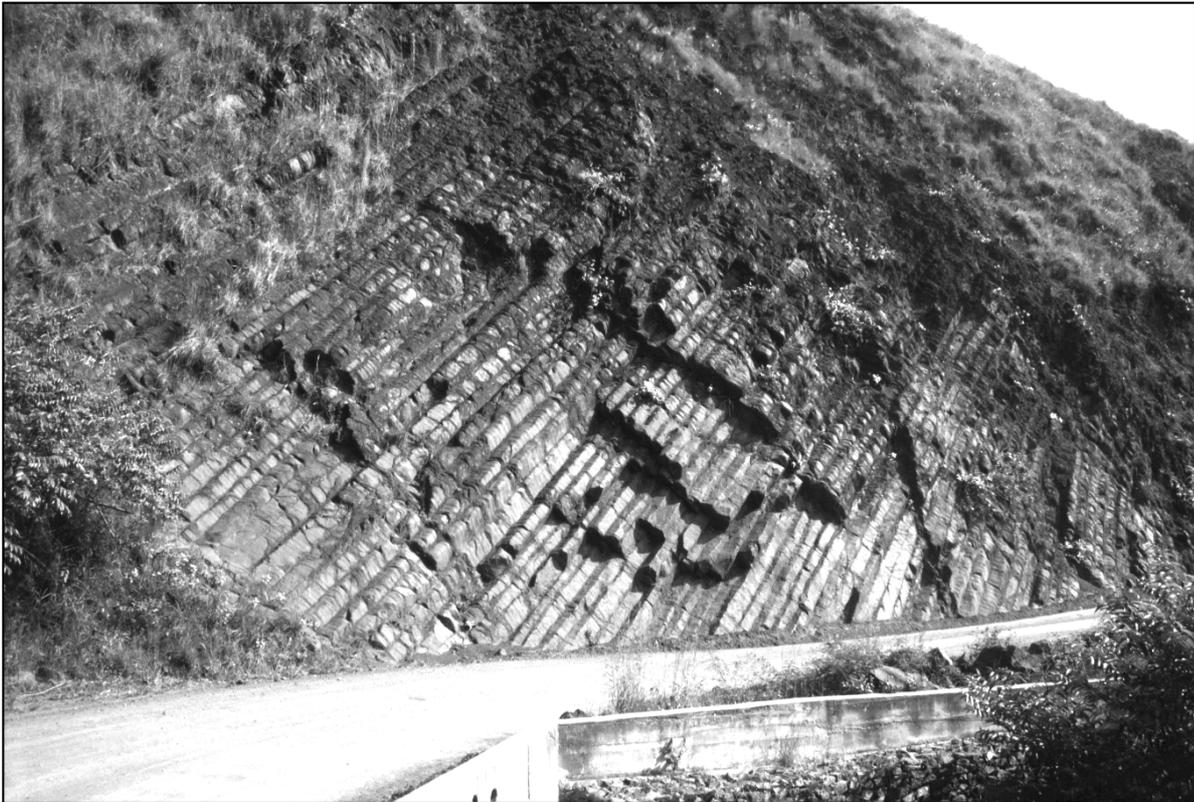


FIGURA 4. Basaltos columnares del Complejo Cordillera Occidental cerca de la población de Vijes, 27 km al norte de Cali.

COMPLEJO CHOCO.

Definido por Duque-Caro (1990) como Bloque Chocó. Se encuentra limitado al este por la falla Uramita. Comprende las regiones panameñas y colombianas al oriente de la zona del Canal de Panamá hasta el noroccidente Colombiano. Compuesto por cuerpos ígneos y sedimentarios de origen oceánico, rocas pelágicas, hemipelágicas y terrígenas en bloques que no guardan coherencia estratigráfica, intercalados con rocas volcánicas máficas. Se encuentran además facies de tipo “*melange*” conformada por estratos rotos e inclusiones de bloques exóticos de edad Cretáceo-Paleoceno, Eoceno-Oligoceno y Mioceno que están dispersos dentro de una matriz pelítica cizallada de edad Mioceno medio (Duque-Caro, 1990). Según el autor, este complejo representa un terreno exótico acrecido al continente durante el Mioceno medio.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los modelos de evolución geológica propuestos para la esquina nor-occidental de Sudamérica son diversos y en algunos casos contradictorios (e.g. Marriner & Millward 1984; Aspden et al. 1987; Pindell et al. 1988; Restrepo & Toussaint 1988; Grösser 1989; Nivia 1989; Pindell & Barrett 1990; Pindell 1993; Pindell 1997; Meschede & Frisch 1998; Kerr et al. 1999; Giunta et al. 2002). Dentro de ellos, consideramos que el modelo propuesto por Pindell & Barret (1990) y Pindell (1993) permite explicar muchas de las características geológicas del Occidente Colombiano y la disposición de los complejos descritos (progresivamente más jóvenes al oeste). Con este marco regional se presenta a continuación un modelo de evolución geológica del Occidente de Colombia entre el Jurásico y el Neógeno. No sobra indicar que esta propuesta debe ser considerada como una versión preliminar que necesita ser ajustada a medida que se cuente con nueva información.

Al final del Jurásico y principios del Cretácico se separaron algunos bloques continentales de la margen noroccidental de Sudamérica (e.g. Oaxaca, Chortis y Yucatán) debido a la apertura del Proto-Caribe (Figura 6. A). En el sector sur se produjo vulcanismo en el “Arco Volcánico Amaime” que estaba separado del continente por una cuenca de retro-arco (*back-arc*), llamada en éste trabajo “Cuenca de Quebradagrande” (figura 6.A). Esta cuenca se caracterizó por presentar dos tipos de depósitos (figuras 3 y 6): 1. Aquellos ubicados al oeste, en donde es notable la influencia del arco volcánico (e.g. tobas básicas, andesitas, basaltos y diabasas asociados con pelagitas, hemipelagitas, conglomerados y arenitas líticas). 2. Los depósitos ubicados al este de la cuenca; compuestos en su mayor parte por sedimentos epicontinentales tales como cuarzo-arenitas, conglomerados cuarzosos y lodolitas carbonosas, en donde son comunes los restos de plantas y moluscos marinos (e.g. Intervalos tectónicos Valle Alto y San Felix de Rodríguez & Rojas 1985). Actualmente, en el área de Manizales y San Félix (departamento de Caldas), es posible observar estos dos tipos de asociaciones litológicas en contacto tectónico, aflorando siempre las unidades ricas en cuarzo al este y las volcánicas al oeste.

Al final del Cretácico Temprano la polaridad del arco se invirtió y comenzó a migrar hacia el noreste (ver las figuras B4, B5 y B6 de Pindell 1997). La nueva zona de subducción generó plutonismo (e.g. el batolito de Buga) y metamorfoseó rocas básicas y sedimentos (rocas de alta presión del actual Complejo Arquía y parte del piso oceánico de la Cuenca de Quebradagrande); esto se sustenta en el sincronismo de las edades radiométricas de los intrusivos del Complejo Amaime y las metamórfitas del Complejo Arquía. Simultáneamente al oriente se producía sedimentación marina profunda sobre un basamento oceánico y sedimentación epicontinental somera sobre el margen continental pasivo.

El Arco volcánico Amaime comenzó a acrecentarse en la esquina nor-occidental de Sur América en forma diagonal; colisión que comienza en Ecuador durante el Albiense y culmina en Colombia en el Maastrichtiense (e.g. Aspden & McCourt 1986; Pindell 1997). El fondo oceánico que se ubicaba al oriente del arco fue deformado por compresión y generó la mezcla tectónica de rocas que constituyen actualmente los Complejos Quebradagrande y Arquía (figura 6. B). La obducción de estos complejos sobre el borde pasivo da por finalizada la fase de distensión que afectó el oriente de Colombia. Este evento se sustenta por la finalización del magmatismo de arco en el Complejo Amaime (e.g. batolito de Buga), y por la interrupción del metamorfismo bórico del Complejo Arquía.

Durante el Campaniense-Maastrichtiense la mayor parte de la actividad tectónica (transpresional) se sitúa al oriente del Complejo Amaime (Figura 6. B). La sedimentación marina estuvo bajo la acción de abanicos-deltas (*fan-deltas*) y turbidíticos que lateralmente variaban a depósitos pelágicos (figura 2). Parte de las rocas metamórficas y plutónicas de la Cordillera Central fueron sometidas a erosión junto con materiales de fondo oceánico (rocas básicas, serpentinitas y sedimentitas) que emergieron como resultado de los fenómenos de acreción. Algunos granitoides que intruyen las rocas metamórficas de la Cordillera Central datan de esta fase (e.g. stock de Córdoba, Batolito Antioqueño y stock de Manizales). Al final del Cretáceo y principios del Terciario se registra la primera fase de levantamiento de la Cordillera Central, que es una consecuencia de la colisión diagonal de la placa Caribe contra el margen occidental de Colombia (Pindell 1997). Este evento se ve reflejado en el aumento de la sedimentación clástica gruesa en el borde occidental de la cuenca del valle del Magdalena, (Formaciones La Tabla y Cimarrona) (Gómez & Pedraza 1994), y en el incremento del espacio de acomodación al oriente (Formaciones Colón y Umir; figura 6. B). Como la placa Caribe se desplazaba de manera diagonal hacia el noreste (MacDonald 1990; Pindell & Barret 1990), es probable que los materiales oceánicos se movieran también a lo largo de fallas de rumbo dextral. Al final del Cretácico Tardío y probablemente en el Eoceno las Antillas mayores se interponen entre Norteamérica y Suramérica sirviendo de puente de intercambio biótico entre estos continentes (Figuras 6.B y C) (Hill 1898; Simpson 1965).

Una de las fases tectónicas más importante que afecta el norte de Sudamérica se da durante el intervalo Eoceno-Oligoceno cuando la placa Caribe cambia su dirección de desplazamiento: de un rumbo aproximado al noreste comienza a moverse en sentido oeste-este (Pindell & Barrett 1990; Pindell 1998). Esto se refleja en la espesa acumulación de sedimentos clásticos gruesos (e.g. El Grupo Gualanday) asociados a los frentes de cabalgamiento en el occidente del Valle del Magdalena (Butler & Schamel 1988). Partes de la región oriental de la actual Cordillera Oriental comienzan a levantarse a causa del creciente empuje tectónico (Corredor 2003). Durante el lapso Oligoceno-Mioceno una fuerte actividad tectónica compresiva se asocia al acercamiento del “Bloque Choco” (llamado “Arco de Panamá-Costa Rica” por Pindell 1997) al continente (Duque-Caro 1990). Simultáneamente se comenzaron a depositar sedimentos predominantemente clásticos al occidente de la Cordillera Central (e.g.

Formaciones Amagá, Cartago y Guachinte). Durante el Mioceno se produce la colisión del Bloque Chocó contra el Occidente Colombiano. Este evento tectónico originó el mayor levantamiento de las Cordilleras Oriental y Occidental (Van der Hammen 1958). Como consecuencia a este fenómeno se produce la emersión del Istmo de Panamá, el cual rompe la comunicación entre el océano Pacífico y el Caribe y abre el intercambio biótico entre Norte y Suramérica (Keigwin 1978; Marshall et al. 1979; Marshall et al. 1982; Duque-Caro 1990; Coates et al. 1992; Hooghiemstra 1994; Toussaint 1996).

Al final del Mioceno (Figura 6.D) una nueva zona de subducción ubicada al oeste de la Cordillera Occidental produce un vulcanismo intermedio a ácido ubicado en el actual valle del Cauca (Formaciones Combia y La Paila), que migró progresivamente hacia el este hasta alcanzar su posición actual en el eje de la Cordillera Central (Toussaint & Restrepo 1993). En la actualidad la Placa Caribe y el Bloque Chocó continúan su avance hacia el este, lo que junto con la subducción de la Placa de Nazca y el movimiento de la Placa Suramericana al oeste, mantienen una compleja tectónica compresiva.

5. COMENTARIOS SOBRE ALGUNOS MODELOS DE EVOLUCION GEOLOGICA DEL OCCIDENTE COLOMBIANO

Toussaint (1996) considera que las rocas sedimentarias del Cretáceo Inferior del norte de la Cordillera Central, incluidas por este autor dentro del "Terreno Tahamí", se formaron cientos de kilómetros al sur de su posición actual (Ecuador) y viajaron hacia el norte a través de fallas de rumbo. Estas sedimentitas se encuentran distribuidas de manera discontinua, sobre un basamento metamórfico pre-Cretáceo (Complejo Cajamarca de González & Núñez 1991). Dentro de éstas se incluyen las sedimentitas de Berlín (Barremiense-Aptiense; NE de Caldas), las rocas sedimentarias de San Luis (Hauteriviense-Aptiense; sur este de Antioquia), la Formación La Soledad (Albiense), los Intervalos San Félix y Valle Alto al norte de Caldas (Berriasiense-Albiense; antiguas Formaciones Abejorral y Valle Alto). Para sustentar esto, Toussaint (1996) se basa en la gran similitud entre las rocas de basamento del "Terreno Tahamí" (parte del actual Complejo Cajamarca) con las del "Terreno Tahuin" de Ecuador, lo que parece sugerir contigüidad de estas áreas durante el Cretáceo Temprano. Toussaint (1996) resalta además la ausencia de registro sedimentario en la Cordillera Central durante el Cretáceo Tardío en contraste con su continuidad al oriente como una prueba de la disimilitud entre estas dos áreas. Es necesario tener en cuenta que la falta de registro sedimentario puede ser explicada tanto por ausencia de sedimentación como por procesos de erosión diferencial posteriores. Sin embargo, si esta hipótesis es cierta las unidades mencionadas serían alóctonas y no correlacionables con las del oriente Colombiano (e.g. Cordillera Oriental). El desplazamiento de bloques como estos desde el sur es una posibilidad teórica coherente con la componente dextral de algunas fallas generadas por colisión oblicua (transpresión) de la Placa Caribe durante el Cretáceo. Esto podría además explicar la presencia de algunas vulcanitas básicas del Cretáceo temprano (Formación San Pablo) situadas al este del Complejo Cajamarca; las cuales han sido hasta ahora interpretadas como el resultado de obducción de materiales oceánicos en este sector (Restrepo & Toussaint 1973; Toussaint 1996).

McCourt & Aspden (1984); McCourt et al. (1984a) al igual que Nivia et al (1996), propusieron que algunas de las rocas del actual Complejo Arquía ("high-pressure rocks and ultramafitic pods of the Romeral fault zone") se formaron en una zona de subducción Paleozoica e hicieron parte de un cinturón metamórfico pareado con las rocas del Complejo Cajamarca. La edad Paleozoica propuesta para el Complejo Arquía se basa exclusivamente en la intrusión de dos granitoides de probable edad Triásica (plutones de Amagá y Santa Bárbara) en rocas metamórficas que han sido incluidas dentro de este complejo. Sin embargo, con base en dataciones radiométricas, algunos autores (e.g. Aspden & McCourt 1986b; Aspden et al. 1987; Toussaint & Restrepo 1994) propusieron que las rocas metamórficas de alta presión se originaron por la colisión de un terreno oceánico ("Terreno Amaime") durante el Cretáceo Temprano.

El Stock de Amagá, de probable edad Triásica, intruye rocas metamórficas semejantes a las del Complejo Cajamarca pero que se hayan incluidas tectónicamente dentro del Complejo Arquía. Esto no contradice el modelo planteado en este trabajo, ya que pequeños bloques (terrenos peri-cratónicos) como estos podrían representar ventanas tectónicas que muestran el basamento metamórfico sobre el que obdujo el Complejo Quebradagrande; o antiguos bloques exóticos arrastrados desde el sur por fenómenos de transpresión. Es de resaltar que la mayor parte del Complejo Arquía está conformado por secuencias de afinidad ofiolítica deformadas (e.g. Pindell et al. 1988; Pindell 1993; Toussaint 1993; Toussaint 1996; Hincapié & Moreno 2001).

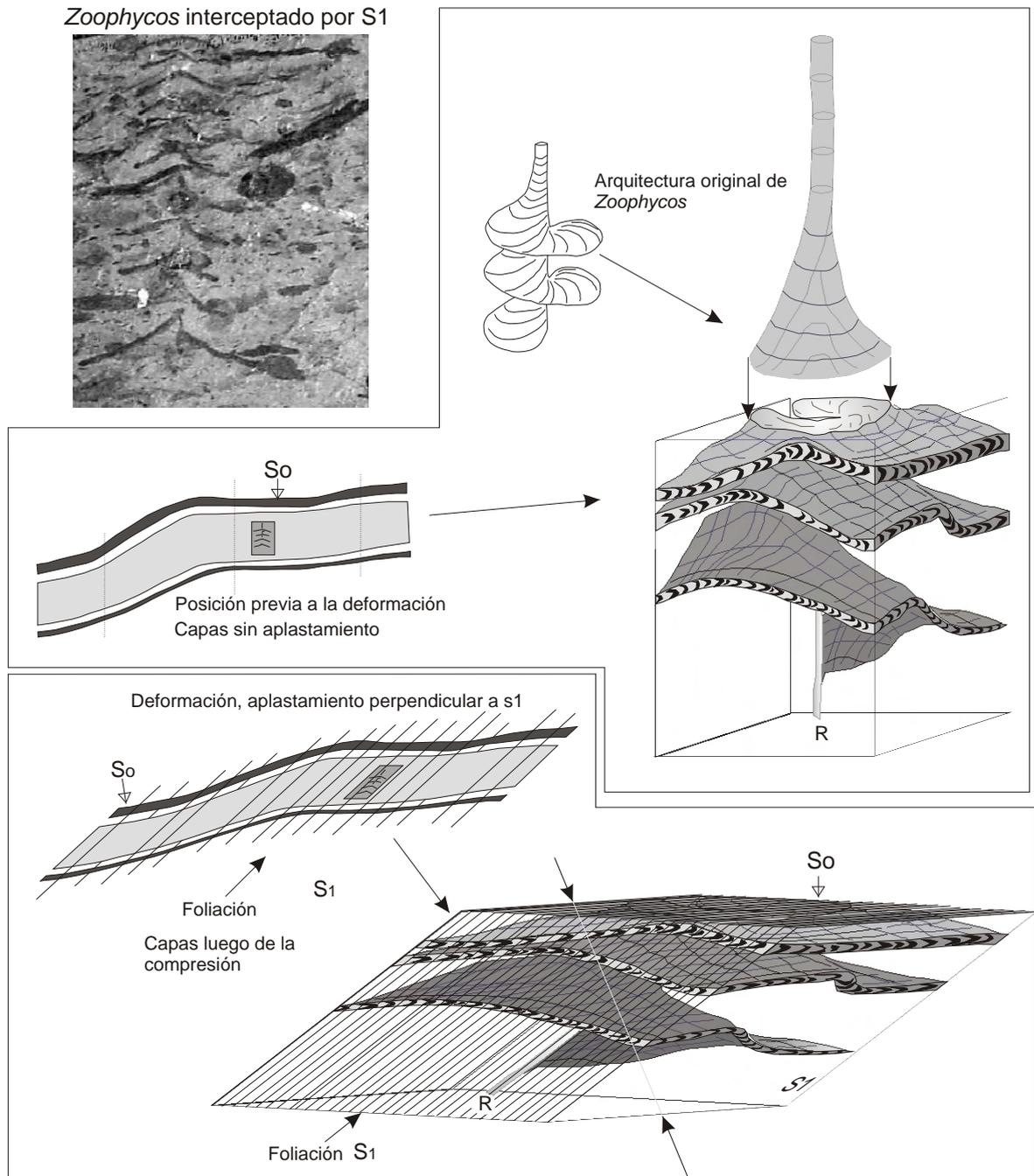


FIGURA 5. Modelo esquemático (basado en esquemas de Löwemark & Priska 2003) de la arquitectura original del icnogenero *Zoophycos* antes y después de la deformación que afectó la “Formación Cisneros”. Bajo régimen de cizalla pura, el esfuerzo principal (s_1) diagonal a la estratificación S_0 produce compresión y alineación mineral que da como resultado un denso patrón de foliación. Los recudideros (R) ahora aparecen inclinados con respecto a S_0 pero originalmente eran verticales en el sedimento. Nótese también que los campos de alimentación que eran aproximadamente paralelos a S_0 se encuentran ahora cortados por los planos de foliación S_1 . La fotografía incluida corresponde a una filita de la cantera El Naranjo (carretera Cali-Buenaventura) donde es posible ver la bioperturbación (principalmente *Zoophycos*) interceptada por los planos de foliación S_1 (museo geológico del OSSO, Cali).

En cuanto al Batolito de Santa Barbara, nada es claro. La mayoría de las dataciones radiométricas realizadas en este cuerpo sugieren una edad Paleoceno-Eoceno (ver una lista en McCourt, Aspden et al. 1984). Por otro lado, si el Batolito de Santa Bárbara es Triásico entonces el complejo Arquía (en su disposición actual) podría ser Paleozoico. Pero esto crea más problemas: nótese que en el mapa geológico del Valle actualizado por Nivia (1996) el Stock de Santa Bárbara intruye las rocas metamórficas de ambos complejos, lo que es contradictorio con el modelo de expansión y acreción presentado por Nivia (1996). Así también es paradójico que la mayoría de las edades radiométricas obtenidas para el Complejo Arquía se concentran en el Cretáceo Temprano (Maya 1992; Toussaint 1996) y que el Batolito de Santa Bárbara, presuntamente ya presente durante este tiempo no haya sido afectado por esta fase térmica. ¿Cómo puede existir un Quebradagrande deformado entre los complejos metamórficos Arquía y Cajamarca si supuestamente no ha habido distorsión post-Triásica evidente entre estos complejos en el área del Batolito de Santa Bárbara?. La edad Triásica para este intrusivo no es coherente con la historia geológica del Complejo Quebradagrande. ¿Cómo se puede construir un modelo donde la falla San Jerónimo que afecta al Complejo Quebradagrande no produzca prácticamente ningún efecto en el área del Batolito de Santa Bárbara? (ver McCourt et al. 2001). Por otro lado, llama la atención que los intrusivos Triásicos del occidente de Colombia y Ecuador siempre presentan deformación importante (apariencia néisica) y sin embargo el batolito de Santa Bárbara parece ser la única excepción. Todo esto hace que los modelos basados en una edad Triásica para el batolito de Santa Bárbara no sean parsimoniosos. Por otra parte Nivia (1996) había planteado una hipótesis alternativa, más ajustada a los resultados del presente estudio, donde el Complejo Quebradagrande correspondería a un arco de islas atrapado durante la colisión de un *plateau* oceánico. Aunque esta hipótesis supone que el batolito de Santa Bárbara amalgama y sella el contacto del Arquía y el Cajamarca. De acuerdo con el autor: "este *plateau* fue acrecido al occidente del Complejo Arquía y constituye hoy la Provincia Litosférica Oceánica Occidental (PLOCO)".

Otro punto a recalcar es que no hay verdaderos indicios de volcanismo en el Cretácico Inferior de la Cordillera Central Colombiana que permitan sustentar los modelos de borde continental activo propuestos por algunos autores (e.g. Barrero 1979; McCourt & Aspden 1984; McCourt et al. 1984; Cooper et al. 1995). Nelson (1957) ya había mencionado la falta de conexión entre el basamento pasivo continental y el Occidente Colombiano: "*In the Lower Cretaceous the sea invades the eastern geosyncline, but in the border zone of the Central Cordillera the deposition remains calcareous and sandy. The lack of any vestige of volcanism in this period seems to indicate that there was no connection with the volcanic western Andean geosyncline*" (Nelson 1957). El único reporte conocido de volcanismo al este de el Occidente Colombiano se encuentra en las rocas del Cretácico Inferior de San Félix y Valle Alto (Nelson 1957; Rodríguez & Rojas 1985), pero este corresponde a depósitos distales (tobas) acumulados sobre un bloque que se sospecha podría ser alóctono (e.g. Toussaint 1996).

Evidentemente los problemas planteados en éste trabajo no pueden resolverse desde la perspectiva de sola disciplina geológica. En el caso del Occidente Colombiano, la gran complejidad tectónica y las semejanzas faciales en rocas de diferentes edades obliga a realizar estudios en las áreas de bioestratigrafía, radiometría, tectónica, paleomagnetismo, geofísica, geoquímica y petrografía; solo de este modo se podrá aclarar la evolución y origen de los numerosos bloques fallados que conforman esta región de Colombia.

5. REFERENCIAS

- Alvarez, E., & González, H., 1978, Geología y geoquímica del cuadrángulo I-7 Urrao, escala 1:100 000: Medellín, Ingeominas.
- Armas, M.d., 1984, Mapa geológico preliminar. Plancha 261- Tuluá. escala 1: 100 000: Cali, Ingeominas.
- Aspden, J.A., & McCourt, W.J., 1986a, Low-K granitoids from the Western Cordillera of Colombia: Geología Norandina, v. 10, p. 19-27.
- Aspden, J.A., & McCourt, W.J., 1986b, Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia: Geology, v. 14, p. 415-418.
- Aspden, J.A., McCourt, W.J., & Brook, M., 1987, Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia: Journal of the Geological Society, London, v. 144, p. 893-905.
- Barrero, D., 1979, Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia: Publicación Geológica Especial. Universidad Nacional. Medellín, p. 1-75.

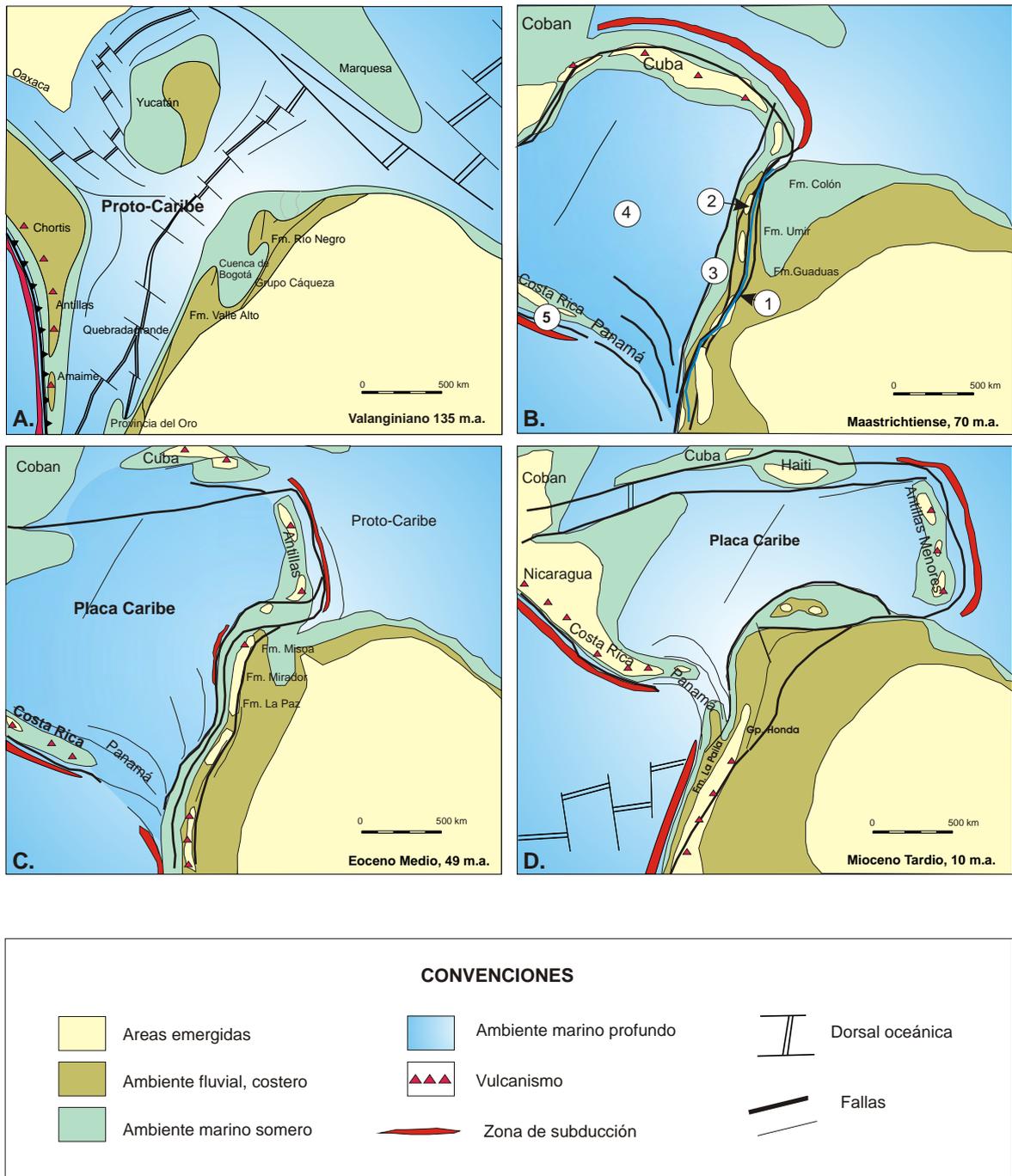


FIGURA 6. Modelo de evolución geológica propuesto para le esquina noroccidental de Sur América. Los números representan la posición espacial de las rocas que componen los complejos estructurales propuestos en este trabajo. 1 : Complejo Quebradagrande; 2 : Complejo Arquía ; 3 : Complejo Amaime; 4 : Complejo Cordillera Occidental y 5 : Complejo Chocó. Ver más explicación en le texto (Modificado de Pindell 1997).

- Botero, G., & González, H., 1983, Algunas localidades fosilíferas cretáceas de la Cordillera Central, Antioquia y Caldas, Colombia: *Geología Norandina*, v. 7, p. 15-28.
- Butler, K., & Schamel, S., 1988, Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia: *Journal of South American Earth Science*, v. 1, p. 109-120.
- Caballero, H., & Zapata, G., 1984, Mapa geológico preliminar. Plancha 244-Pereira, escala 1:100 000: Medellín, Ingeominas.
- Calle, B., & González, H., 1980a, Geología y geoquímica de la plancha 166, Jericó: Medellín, Ingeominas, p. 1-232.
- Calle, B., González, H., & De La Peña, R., 1984, Mapa geológico preliminar de la plancha 166, Jericó: Ingeominas.
- Calle, B., & González, H., 1980b, Geología y geoquímica de la plancha 186, Riosucio- Antioquia: Medellín, Ingeominas, p. 1-173.
- Case, J.E., Duran, L.G., Lopez, A., & Moore, R., 1971, Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 2685-2712.
- Coates, A.G., Jackson, J.B.C., Collins, L.S., Cronin, T.M., Dowsett, H.J., Bybell, L.M., Jung, P., & Obando, J.A., 1992, Closure of the Isthmus of Panama: The near-shore marine record of Costa Rica and western Panama: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 814-828.
- Cooper, M.A., Addison, F.T., Alvarez, R.C., M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., & Tabora, A., 1995, Basin development and tectonic history of the llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, p. 1421-1443.
- Corredor, F., 2003, Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America: *Tectonophysics*, v. 372, p. 147-166.
- Dickinson, W.R., & Suczek, C., 1979, Plate tectonics and sandstone composition: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, p. 2164-2182.
- Duque-Caro, H., 1990, El Bloque Chocó en el noroccidente Suramericano: implicaciones estructurales, tectonoestratigráficas y paleogeográficas: *Boletín Geológico, Ingeominas*, v. 31, p. 48-71.
- Estrada, J.J., & Viana, R., 1993, Geología del área de Anserma y Chinchiná: VI Congreso Colombiano de Geología, p. 2-21.
- Etayo-Serna, F., 1986, La Icnofacies *Zoophycos-Chondrites* del Cretácico de la Cordillera Occidental de Colombia y su posible significación paleoambiental: *Caldasia*, v. 15, p. 405-422.
- Etayo-Serna, F., 1989, Campanian to Maastrichtian fossils in the Northeastern Western Cordillera Colombia: *Geología Norandina*, v. 11, p. 23-31.
- Etayo-Serna, F., Gonzalez, H., & Alvarez, E., 1980, Mid-Albian Ammonites from Northern Western Cordillera, Colombia, S. A: *Geología Norandina*, v. 2, p. 24-30.
- Etayo-Serna, F., Parra, E., & Rodríguez, G., 1982, Análisis facial del "Grupo Dagua" con base en secciones aflorantes al oeste de Toro (Valle del Cauca): *Geología Norandina*, v. 5, p. 3-12.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F., & Vaccaro, C., 2002, The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution: *Lithos*, v. 63, p. 19-40.
- Gómez, A.d.J., Moreno-Sánchez, M., & Pardo, A., 1995, Edad y origen del "Complejo Metasedimentario Aranzazu-Manizales" en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia): *Geología Colombiana*, v. 19, p. 83-93.
- Gómez, E., & Pedraza, P., 1994, El Maestrichtiano de la región Honda-Guaduas, límite N del Valle Superior del Magdalena: Registro sedimentario dominado por ríos trenzados, en Etayo-Serna, F., ed., *Estudios geológicos en el Valle Superior del Magdalena*: Bogotá, Universidad Nacional, p. 1-20.
- González, H., 1980, Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina): *Bol. Geol, Ingeominas*, v. 23, p. 174.
- González, H., & Núñez, A., 1991, Mapa geológico generalizado del departamento del Quindío, Escala 1:100000: Bogotá, Ingeominas, p. 1- 42.
- Grosse, E., 1926, El Terciario carbonífero de Antioquia, en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia entre el río Arma y Sacaoyal: Berlin.
- Grösser, J.R., 1989, Geotectonic evolution of the Western Cordillera of Colombia: new aspects from geochemical data on volcanic rocks: *Journal of South American Earth Science*, v. 2, p. 359-369.
- Hill, R.T., 1898, The geological history of the Isthmus of Panama and portions of Costa Rica: *Museum of Comparative Zoology Bulletin*, v. 28, p. 151-285.

- Hincapié, G., & Moreno, M., 2001, Comparación entre las fases deformativas presentes en las metamorfitas del Complejo Cajamarca y en las metamorfitas del Complejo Arquía, en el departamento de Caldas: VIII Congreso Colombiano de Geología.
- Hoernle, K., Bogaard, P.v.d., Werner, R., Lissinna, B., Hauff, F., Alvarado, G., & Garbe-Schönberg, D., 2002, Missing history (16-71 ma) of the Galápagos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas: Geological Society of America, v. 30, p. 795-798.
- Hooghiemstra, H., 1994, Pliocene-Quaternary floral migration, evolution of Northern Andean ecosystem and climatic change: Implications from the closure of the Panamanian Isthmus: *Profil*, v. 7, p. 413-425.
- Keigwin, J.L.D., 1978, Pliocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea cores: *Geology*, v. 6, p. 630-634.
- Kerr, A.C., Iturralde Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L., & Tarney, J., 1999, A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1581-1599.
- Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., & Sinton, C.W., 1997a, Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis: *Journal of Petrology*, v. 38, p. 677-702.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., & Nivia, A., Saunders, A.D., 1997b, The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The internal anatomy of an oceanic plateau, en Mahoney, J., & Coffin, M., eds., Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism, American Geophysical Union, p. 123-144.
- León, A., Padilla, L.E., & Marulanda, N., 1973, Geología, recursos minerales y geoquímica de la parte NE del cuadrángulo 0-5, El Bordo, Departamento del Cauca: Popayán, Ingeominas.
- Löwemark, L. & S. Priska (2003). Ethological implications from a detailed X-ray radiograph and 14C study of the modern deep-sea *Zoophycos*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 192, p. 101-121.
- MacDonald, W.D., 1990, Survey of the Caribbean paleomagnetism, en Dengo, G., & Case, J.E., eds., The Caribbean Region. The Geology of North America: Boulder, Colorado, The Geological Society of America, p. 393-404.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J., & Polve, M., 2003, Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador: *Lithos*, v. 66, p. 173-199.
- Marriner, G.F., & Millward, D., 1984, The petrology and geochemistry of Cretaceous to recent volcanism in Colombia: The magmatic history of an accretionary plate margin: *Journal of the Geological Society*, London, v. 141, p. 473-486.
- Marshall, L.G., Butler, R.F., Drake, R.E., Curtis, G.H., & Tedford, R.H., 1979, Calibration of the great American Interchange: *Science*, v. 204, p. 272-279.
- Marshall, L.G., Webb, S.D., Sepkoski, J.J.J., & Raup, D.M., 1982, Mammalian Evolution and the Great American Interchange: *Science*, v. 215, p. 1351-1357.
- Maya, M., 1992, Catalogo de dataciones isotópicas en Colombia: *Boletín Geológico, Ingeominas*, v. 32, p. 127-187.
- Maya, M., & González, H., 1995, Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia.
- McCourt, W.J., & Aspden, J.A., 1984, A plate tectonic model for the phanerozoic evolution of Central and Southern Colombia: 10th Caribbean Geological Conference Transactions, p. 38-47.
- McCourt, W.J., Aspden, J.A., & Brook, M., 1984a, New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion: *Journal of the Geological Society*, London, v. 141, p. 831-845.
- McCourt, W.J., Aspden, J.A., Nivia, A., Armas, M.d., & Aucott, J.W., 2001, Mapa geológico del Departamento del Valle del Cauca: Ingeominas.
- McCourt, W.J., Mosquera, D., Nivia, A., & Nuñez, A., 1984b, Mapa geológico preliminar, Plancha 243-Armenia: Ingeominas.
- Meissner, R.O., Flueh, E.R., Stibane, F.R., & Berg, F., 1976, Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements: *Tectonophysics*, v. 35, p. 115-136.
- Meschede, M., & Frisch, W., 1998, A plate tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate: *Tectonophysics*, v. 296, p. 269-291.
- Mosquera, D., 1978, Geología del cuadrángulo K8 Manizales, Ingeominas, p. 63.
- Nelson, H.W., 1957, Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the section between Ibagué and Cali: *Leidse Geologische Mededlingen*, v. 22.

- Nivia, A., 1989, El terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica: V congreso Colombiano de geología, p. 1-30.
- Nivia, A., 1993, Evidencias de obducción en el Complejo Ultramáfico de Bolívar: Memorias VI congreso Colombiano de geología, p. 63-79.
- Nivia, A., 1994, The Bolívar mafic-ultramafic complex, SW Colombia: the base of an obducted oceanic plateau: Journal of South American earth science, v. 999, p. 1-10.
- Nivia, A., 1996, El Complejo Estructural Dagua, registro de deformación de la provincia litosférica oceánica cretácica occidental en un prisma acrecionario: VII Congreso Colombiano de geología.
- Nivia, A., Gizelle, M., & Andrew, K., 1996, El Complejo Quebradagrande una posible cuenca marginal intracratónica del Cretáceo inferior en la Cordillera Central de los Andes Colombianos: VII Congreso Colombiano de geología.
- Nivia, A., Galvis, N., & Maya, M., 1992, Geología de la Plancha 242-Zarzal: Bogotá, Ingeominas, p. 73.
- North American Stratigraphic Code, 1983, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 67, p. 841-875.
- Orrego, A., 1976, Geología y ocurrencias minerales de la parte oeste del cuadrángulo N-6, Popayán: Popayán, Ingeominas, p. 1-135.
- Orrego, A., Rossman, D., & Paris, G., 1976, Geología del cuadrángulo N-6, Popayán: Popayán, Ingeominas, p. 1-135.
- Parra, E., Caballero, H., Muñoz, R., Zapata, G., & Zuluaga, J., 1983, Mapa geológico preliminar de la plancha 223, El Cairo (Valle del Cauca): Ingeominas.
- Pindell, J.L., 1993, Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: 13th Annual Research Conference Proceedings, Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region, p. 251-274.
- Pindell, J.L., 1997, Tectonic evolution and stratigraphic development of northern South America: VI simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.
- Pindell, J.L., 1998, Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and Hydrocarbon setting of the northern Margin of South America, en Pindell, J.L., y Drake, C.L., eds., Paleogeographic Evolution and Non-Glacial Eustasy, Northern South America, Society of Economic Petrologists and Mineralogists Special Publication, p. 45-85.
- Pindell, J.L., & Barret, S.F., 1990, Geologic evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective, en Dengo, G., y Case, J.E., eds., The Caribbean Region. The Geology of North America: Boulder, Colorado, The Geological Society of America, p. 405-432.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., LaBrecque, J., & Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: Tectonophysics, v. 155, p. 121-138.
- Restrepo, J. J. & J. F. Toussaint 1973. Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano. Publicación Geológica Especial, Universidad Nacional. Medellín, v. 3, p. 1-26.
- Restrepo, J.J., & Toussaint, J.F., 1988, Terranes and continental accretion in the Colombian Andes: Episodes, v. 11, p. 189-193.
- Rodríguez, C., & Rojas, R., 1985, Estratigrafía y tectónica de la serie infracretácica en los alrededores de San Félix, Cordillera Central de Colombia, en Etayo, F., y Laverde, F., eds., Proyecto Cretácico, Publicaciones Geológicas Especiales. 16, Ingeominas, p. 1-21.
- Simpson, G.G., 1965, The geography of the evolution: Philadelphia, Chilton Books, 249 p.
- Toussaint, J.F., 1993, Evolución geológica de Colombia, Precámbrico y Paleozoico: Medellín, Universidad Nacional de Colombia, 227 p.
- Toussaint, J. F. & Restrepo, J. J., 1976. Modelos orogénicos de tectónica de placas de los Andes Colombianos. Boletín de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional. Medellín, v. 1, p. 1-47.
- Toussaint, J. F. & Restrepo, J. J., 1994. The Colombian Andes during Cretaceous times, en Vieweg, S. ed. Cretaceous Tectonics of the Andes (1994). Wiesbaden, p. 61-100.
- Toussaint, J.F., 1996, Evolución geológica de Colombia durante el Cretácico: Medellín, Universidad Nacional de Colombia, p. 277.
- Van der Hammen, T., 1958, Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos: Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional, v. 6, p. 67-128.