

Zeitschrift: Archives des sciences et compte rendu des séances de la Société
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 40 (1987)
Heft: 2: Archives des Sciences

Artikel: Tectonique et génération d'hydrocarbures : un modèle de l'évolution de la cordillère Orientale de Colombie et du bassin Llanos pendant le Crétacé et le Tertiaire
Autor: Fabre, Antoine
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-740311>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 21.12.2024

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Arch. Sc. Genève	Vol. 40	Fasc. 2	pp. 145-190	1987
------------------	---------	---------	-------------	------

TECTONIQUE ET GÉNÉRATION D'HYDROCARBURES: UN MODÈLE DE L'ÉVOLUTION DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE DE COLOMBIE ET DU BASSIN DES LLANOS PENDANT LE CRÉTACÉ ET LE TERTIAIRE

PAR

Antoine FABRE

RÉSUMÉ

Ce travail décrit l'évolution tectonique de la Cordillère Orientale (CO) de Colombie et des bassins des Llanos et du Magdalena Medio pendant le Crétacé et le Tertiaire. L'étude de plusieurs courbes de subsidence montre que les sédiments crétacés de la CO se sont déposés dans un bassin en extension formé sur une lithosphère fortement amincie. Au contraire, la subsidence des bassins asymétriques du Magdalena Medio et des Llanos a eu lieu pendant le Tertiaire dans un contexte de compression alors que se soulevait la CO.

En utilisant un modèle simple, on étudie l'histoire thermique des sédiments crétacés et tertiaires de la CO et des Llanos. Connaissant ainsi l'évolution de la géométrie des bassins sédimentaires et la profondeur de la fenêtre à huile en fonction du temps, il est possible de reconstruire l'histoire de la maturation de formations riches en matière organique qui sont considérées comme des roches mères potentielles d'hydrocarbures.

SUMMARY

This paper describes the tectonic evolution of the Colombian Eastern Cordillera and the Llanos and Middle Magdalena basins during Cretaceous and Tertiary times. Burial curves show that the Eastern Cordillera Cretaceous sediments were deposited in a basin formed by extension on a strongly thinned lithosphere. On the contrary, the asymmetric Middle Magdalena and Llanos basins subsided during Tertiary times in a compressional regime as the Eastern Cordillera was rising.

The thermal history of the Cretaceous and Tertiary sediments of the Eastern Cordillera and Llanos basin was studied using a simple model. Having so determined the geometric evolution of the basins and the depth of the oil window as a function of time, it was possible to reconstruct the maturation history of organic rich formations considered as potential petroleum source rocks.

Département de Géologie et Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4, Suisse.

Une première version de ce travail a été présentée au VI Congreso Latinoamericano de Geología, 9-12 octobre 1985 à Bogota, Colombie.

INTRODUCTION

La Cordillère Orientale (CO) de Colombie (figure 1) est un élément important de la terminaison nord des Andes. Vers 7° 30' de latitude nord, cette chaîne bifurque pour former la Serrania de Perija et les Andes de Merida. Dans sa partie centrale, entre Bogotá et Bucaramanga, la CO est une chaîne plissée qui chevauche respectivement vers l'est sur le bassin des Llanos et vers l'ouest sur le bassin du Magdalena Medio (figures 1 et 2). L'épaisse série d'âge crétacé et tertiaire inférieur qui constitue

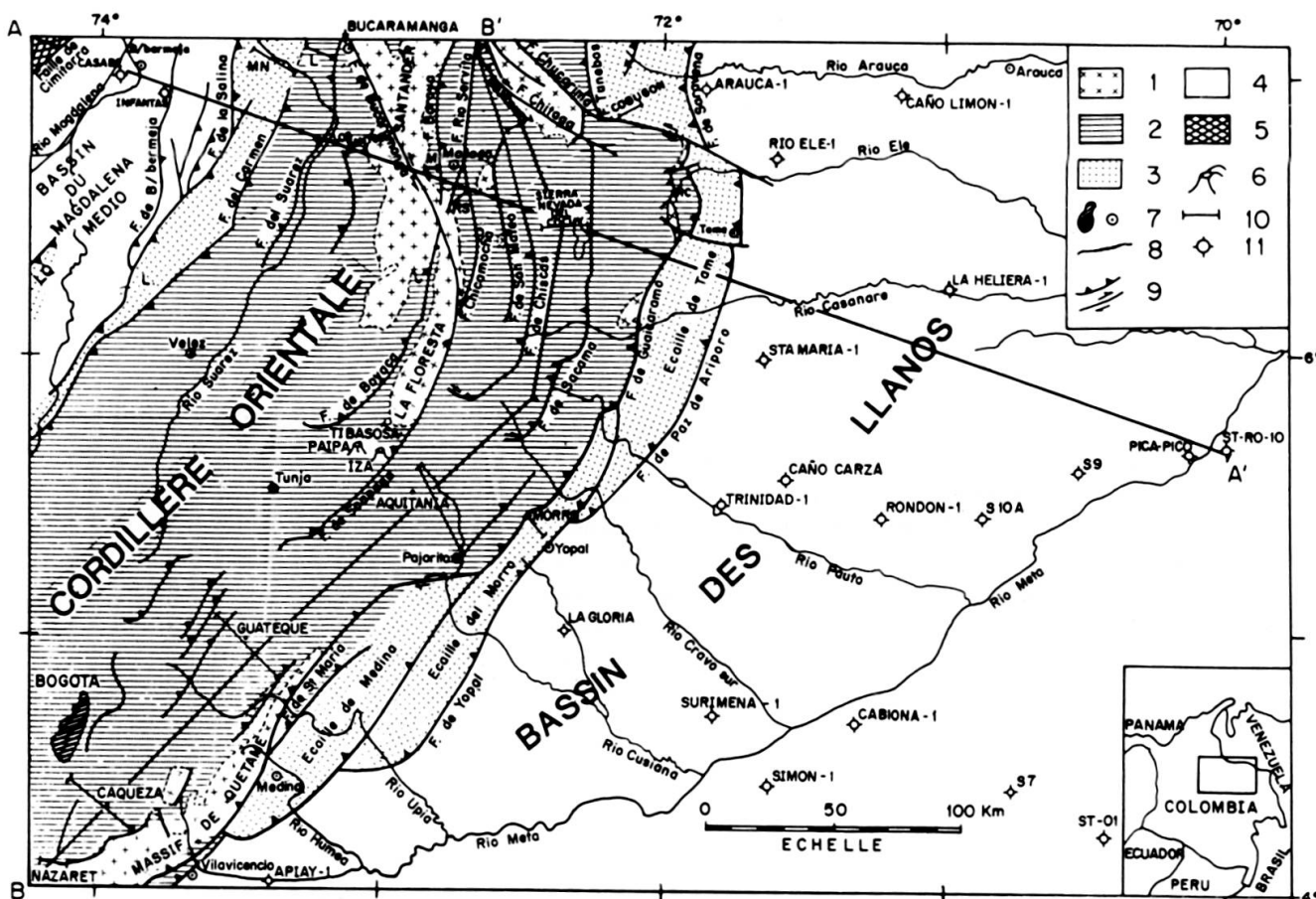


FIG. 1.

Schéma structural de la partie centrale de la Cordillère Orientale de Colombie, du bassin des Llanos et du bassin du Magdalena Medio (compilé d'après les cartes géologiques

au 1: 100 000 publiées par INGEOMINAS, cartes géologiques non publiées de la Shell, carte géologique du Borde Llanero de Hebrard, 1985). 1 = Substratum pré-Mésozoïque de la CO. 2 = Mésozoïque et Cénozoïque inférieur de la CO. 3 = Ecailles chevauchantes des zones de piemont de la CO; à l'est écailles du Borde Llanero, à l'ouest écailles du synclinal de Mundo Nuevo (MN), Landazurri (L) et Serrania de Las Quinchas (LQ). 4 = Bassin des Llanos et bassin du Magdalena Medio. 5 = Cordillère Centrale (angle NW de la figure 1). 6 = Volcanisme tertiaire supérieur de Paipa et Iza. 7 = Villes et villages. 8 = Rivières. 9 = Failles. 10 = Coupes stratigraphiques levées sur le terrain. 11 = Forages pétroliers.

Autres abréviations: RC = coupe du rio Cusay; RS = section du rio Servita; M = section de Molagavita; MN = section entre Tablazo et l'axe du synclinal de Mundo Nuevo; L = section du groupe Giron. Les figures 2, 3, 5, 9 et 18 suivent le profil A-A', les figures 4, 6 et 10 le profil B-B'.

une grande partie de la CO représente le remplissage de bassins sédimentaires très subsidents qui ont été déformés, puis soulevés au cours du Tertiaire. Le substratum de ces bassins, formé de différents types de roches métamorphiques, plutoniques et sédimentaires d'âge précambrien et paléozoïque, affleure dans les massifs de Santander et Quetame, ainsi qu'au nord et à l'est de la Sierra Nevada del Cocuy (figure 1).

La figure 2 montre un schéma de l'évolution de la CO pendant le Mésozoïque. Dans la première partie de ce travail, je présenterai les données géologiques qui permettent de reconstruire la géométrie des bassins crétacés dont est issue la CO. La subsidence de ces bassins est le résultat d'une phase d'extension (cf. McKenzie, 1978) au début du Crétacé au cours de laquelle la lithosphère a été fortement amincie dans la zone située entre la Cordillère Centrale et les Llanos (Fabre, 1983, 1986; Hebrard, 1985; Boinet, 1985).

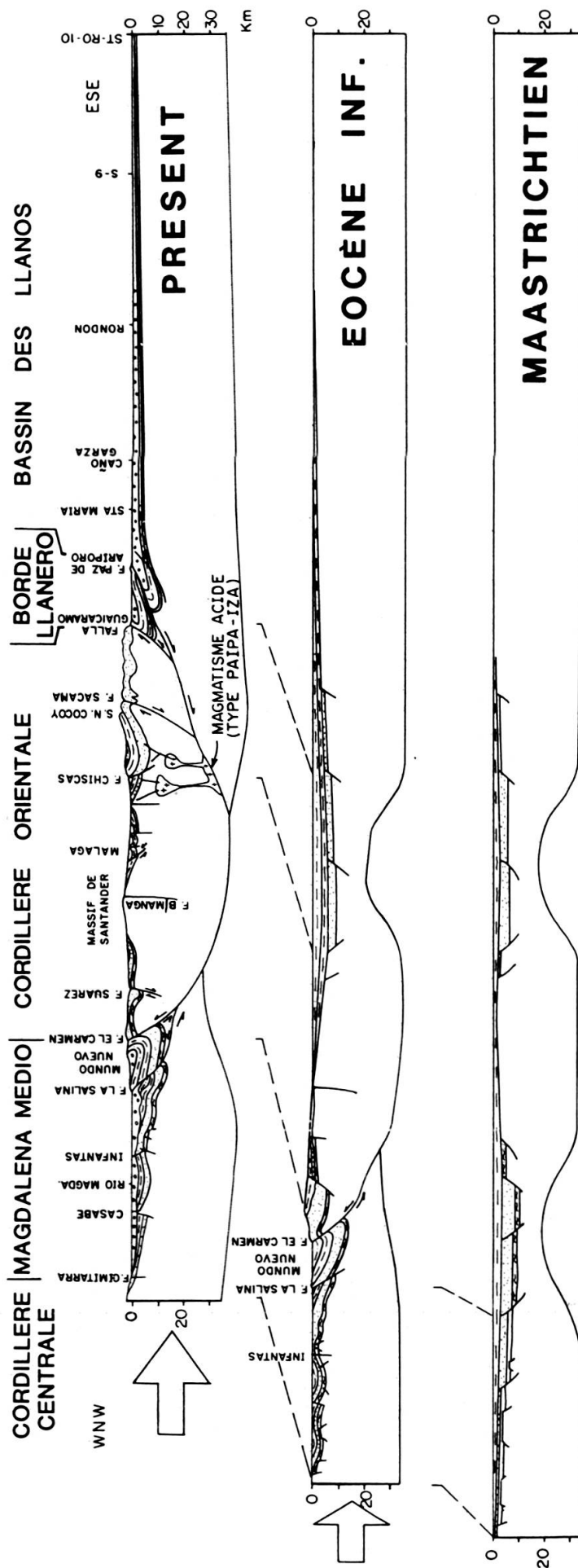
La subsidence Paléocène-Actuel du bassin du Magdalena Medio et la subsidence du bassin des Llanos entre l'Eocène supérieur et nos jours a eu lieu au contraire pendant une période de compression. La subsidence de ces bassins résulte des chevauchements vers l'est et vers l'ouest de la CO (cf. Beaumont, 1981; Jordan, 1981).

Dans la deuxième partie de ce travail, nous nous intéresserons plus particulièrement à l'évolution de la partie est de la CO et des Llanos. En utilisant un modèle simple, j'essaierai de reconstituer l'histoire thermique des sédiments crétacés et tertiaires de cette région. Ce modèle permet de suivre l'augmentation de la maturité de la matière organique contenue dans les formations qui représentent des roches-mères potentielles. En tenant compte de l'évolution de la géométrie du bassin, il est possible de visualiser les zones où s'est formé le pétrole exploité actuellement dans les Llanos (Fabre, 1985, 1986).

LA SUBSIDENCE DES BASSINS SÉDIMENTAIRES SITUÉS À L'EST DE LA CORDILLÈRE CENTRALE PENDANT LE CRÉTACÉ ET LE TERTIAIRE

Données géologiques

La figure 1 indique la localisation des colonnes stratigraphiques utilisées pour étudier la subsidence des bassins sédimentaires formés à l'est de la Cordillère Centrale pendant le Crétacé et le Tertiaire. La figure 3 représente 17 colonnes alignées sur un profil perpendiculaire à la CO, alors que la figure 4 montre 8 colonnes situées le long d'un des axes de subsidence du bassin crétacé. Ces lignes sont particulièrement intéressantes car le substratum pré-Crétacé affleure pour chaque point de référence. L'âge des formations crétacées est défini avec précision grâce à une riche faune d'ammonites (Morales, 1958; Etayo-Serna, 1964, 1985; Etayo-Serna *et al.*, 1969),



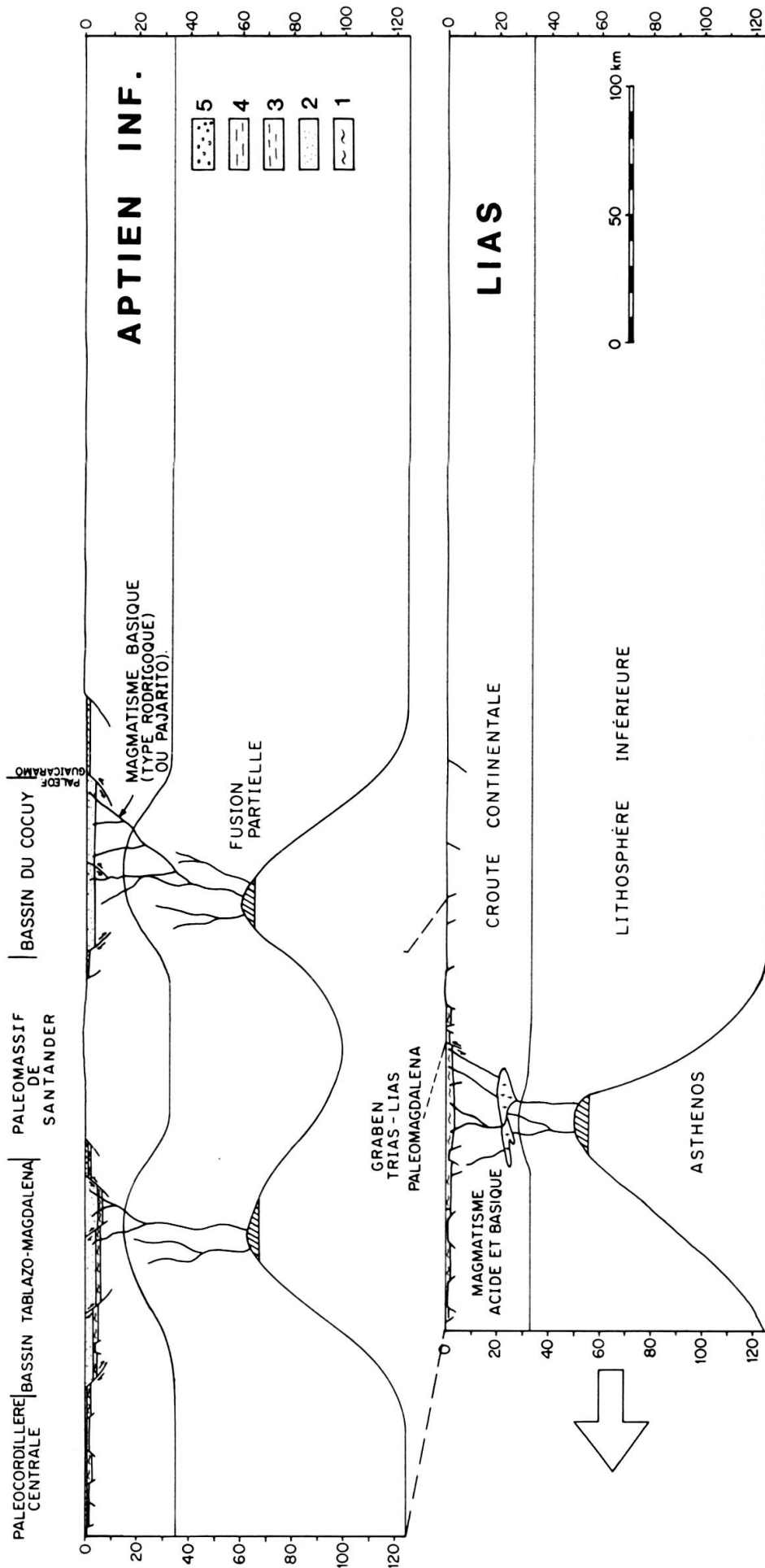


FIG. 2.

Un schéma de l'évolution tectonique de la Cordillère Orientale de Colombie pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Les formations pré-Mésozoïques qui forment le substratum des bassins sédimentaires ne sont pas distinguées du reste de la croûte continentale. 1 = Trias-Lias. 2 = Giron + Crétacé inférieur. 3 = Crétacé supérieur. 4 = Tertiaire inférieur. 5 = Tertiaire supérieur.

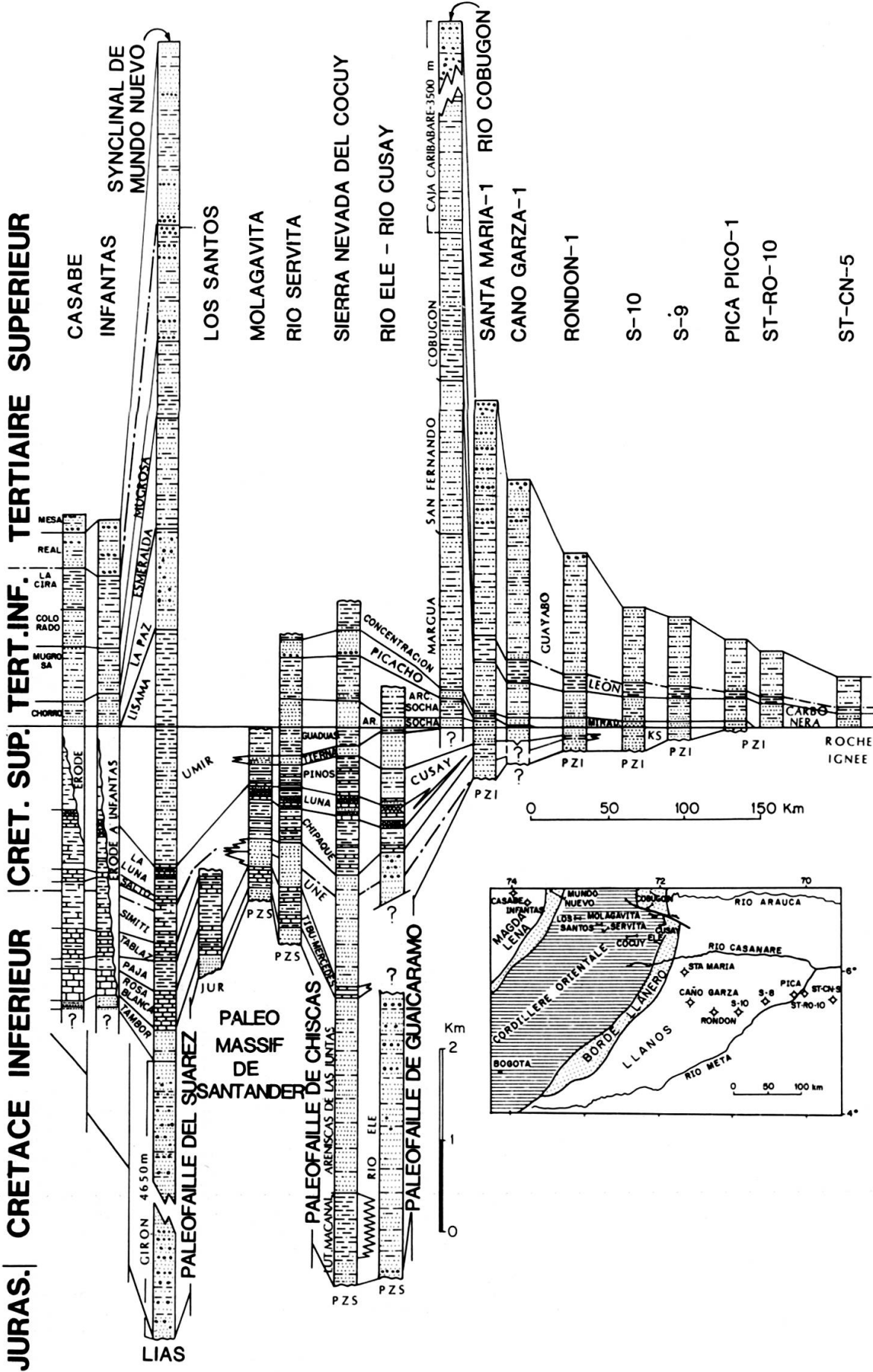


FIG. 3.

Colonnes stratigraphiques le long d'un profil perpendiculaire à la Cordillère Orientale.
 Références principales pour les épaisseurs des formations: Infantas: Morales (1958). Synclinal de Mundo Nuevo et coupe du Giron: Ward *et al.* (1973), Cediel (1968). Los Santos: Julivert *et al.* (1964). Molagavita et rio Servita: Vareas *et al.* (1979) Acosta (1960) Sierra Nevada del Cocuy: Fabre (1986).

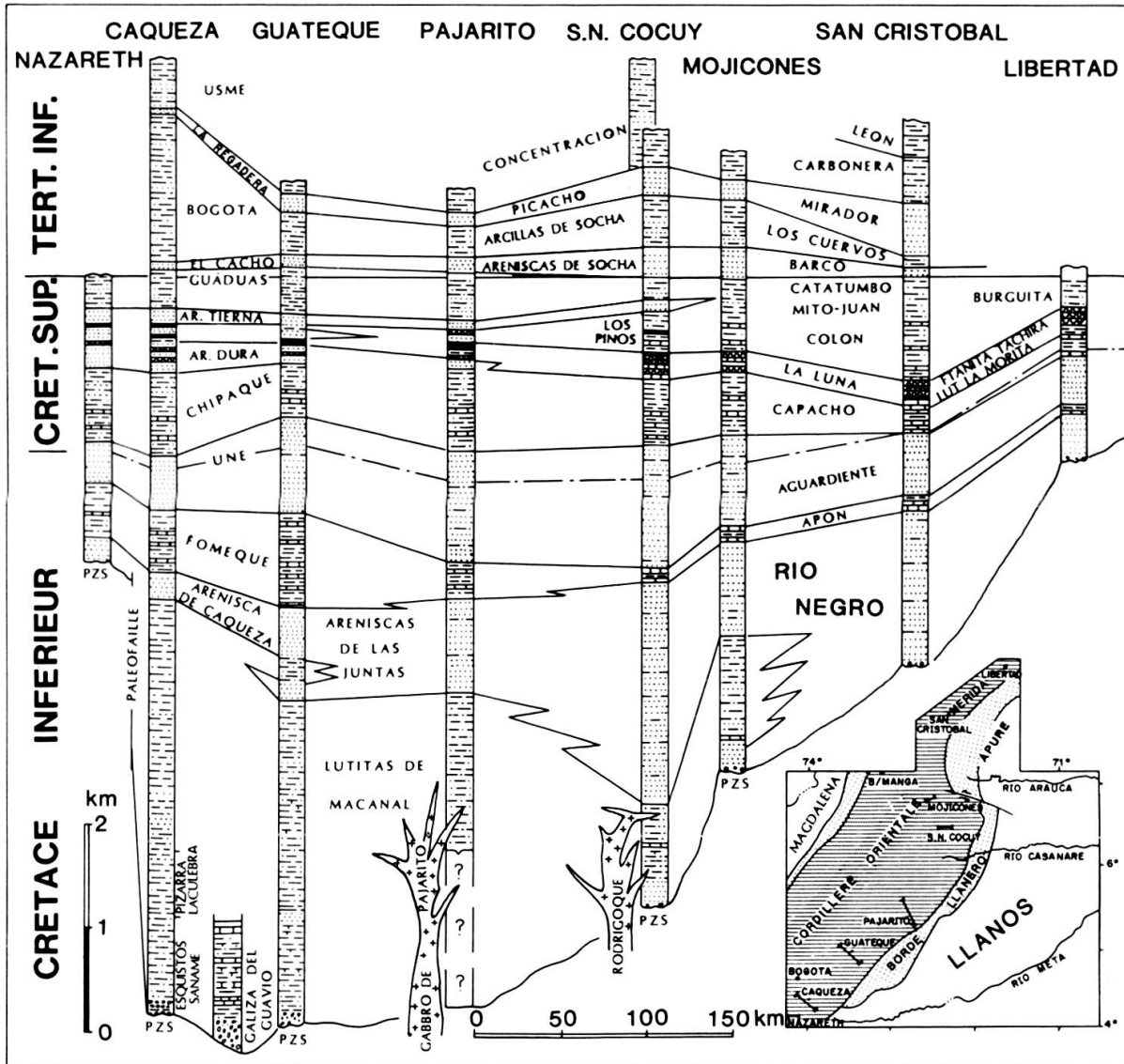


FIG. 4.

Colonnes stratigraphiques le long du flanc est de la Cordillère Orientale. Références principales pour les épaisseurs des formations: Caqueza: Hubach (1957), Julivert (1968). Guateque: Ulloa et Rodriguez (1976). Pajarito: Hardman (1965), Hebrard (1985). Sierra Nevada del Cocuy: Fabre (1986). Mojicones: Fabre (non publié). Venezuela: Garcia *et al.* (1980), Renz (1959).

alors que les formations tertiaires ont été datées par palinologie (Van der Hammen, 1957, 1958; Robertson Research, 1983). Ces datations biostratigraphiques ont été reportées sur l'échelle des temps géologiques de Odin (1982).

Les figures 5 et 6, qui utilisent la nomenclature stratigraphique généralement acceptée par les géologues travaillant en Colombie, aident à comprendre l'histoire de ces bassins sédimentaires. Vu que la sédimentation a toujours eu lieu dans des milieux continentaux, marins littoraux ou sublittoraux, l'épaisseur des colonnes sédi-

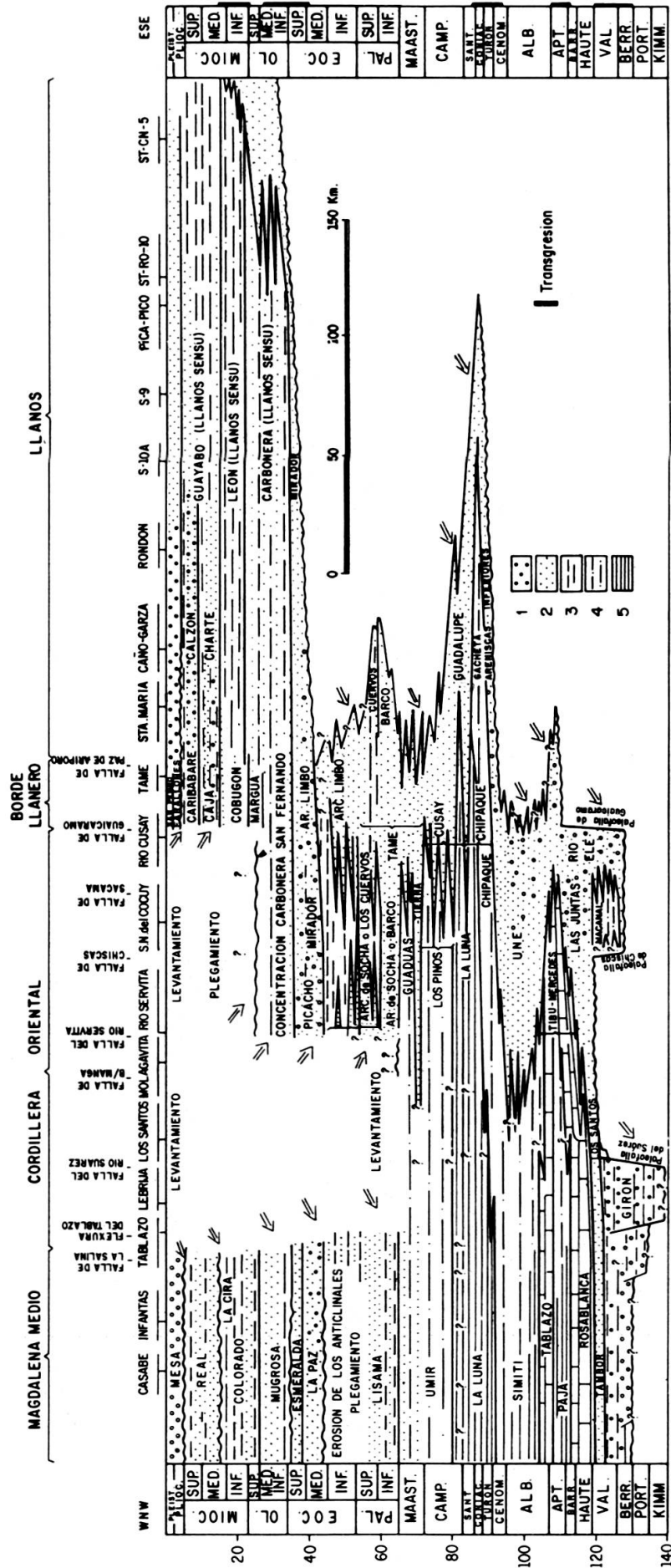


FIG. 5.

Tableau de corrélation chronostratigraphique le long d'un profil perpendiculaire à la Cordillère Orientale. 1 = Conglomérats et grès conglomératiques. 2 = Grès. 3 = Shales rougeâtres ou jaunâtres (généralement continental); pas de matière organique dans les shales oxydés, mais ces formations contiennent parfois des couches de charbon). 4 = Shales noirs ou gris sombre avec parfois des niveaux de calcaire biodétritique (généralement marin sublittoral; matière organique principalement d'origine continentale). 5 = Shales noirs et calcaires micritiques laminés «anoxic» faciès de Demaison et Moore, 1980; riches en matière organique amorphe d'origine marine) cherts fréquents dans les formations du Coniacien, Santonien et Campanien inférieur.

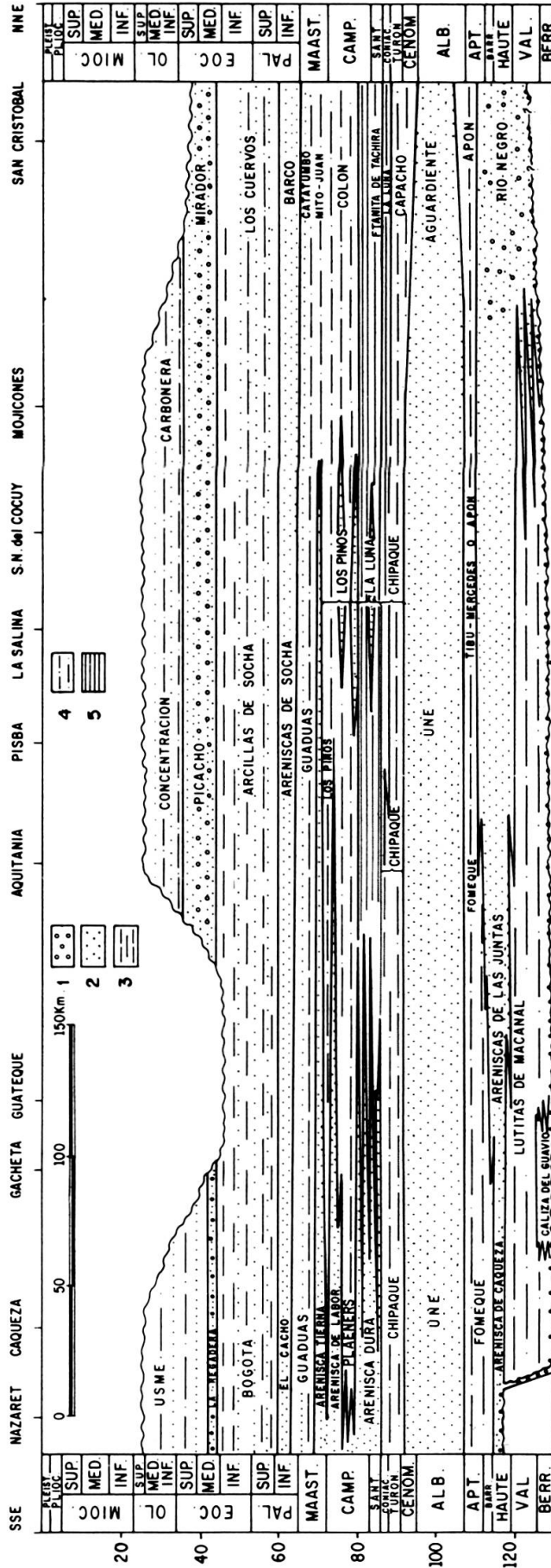


FIG. 6.

Tableau de corrélation chronostratigraphique le long du flanc est de la Cordillère Orientale.
Conventions voir légende de la figure 5.

mentaires définit la subsidence du substratum pré-Crétacé, pour peu qu'on tienne compte des phénomènes de compaction.

Etayo-Serna *et al.* (1969) et Théry (1982) ont représenté les contours de la mer crétacée située à l'est de la Cordillère Centrale. Les figures 5 à 7 montrent que, du Berriasien à l'Hauterivien, le bassin crétacé était limité à la partie centrale de la CO et à la région du Magdalena Medio. Passant la Cordillère Centrale au Berriasien (Etayo-Serna *et al.*, 1969), la mer a avancé rapidement dans la région de Bogotá puis vers le nord, le long de deux sillons très subsidents situés à l'est et à l'ouest du paléomassif de Santander (figure 7).

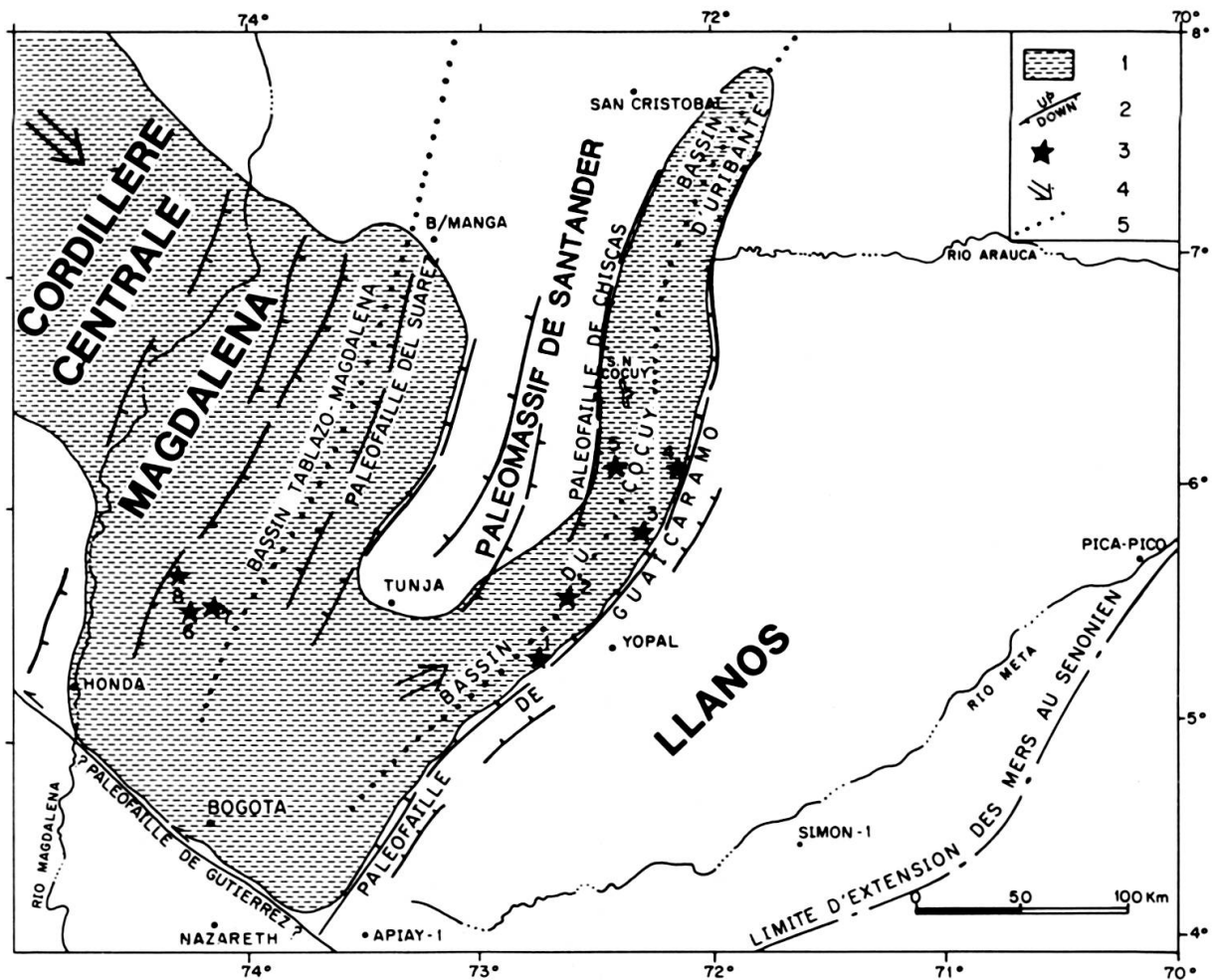


FIG. 7.

Les bassins sédimentaires du Crétacé inférieur à l'est de la Cordillère Centrale. 1 = Extension des mers au Berriasien/Valanginien (modifié d'après Etayo-Serna *et al.*, 1969). 2 = Failles normales actives pendant la phase d'extension au début du Crétacé inférieur. 3 = Intrusions basiques d'âge Crétacé de la CO (1. intrusion de Pajarito 118 ± 6 M.A.; 2. roches basiques dans le rio Cravo près de Lenguaque; 3. roches basiques dans le rio Pauto; 4. roches basiques dans le rio Mundo Nuevo affluent du Casanare; 5. intrusion de Rodrigoque $106,5 \pm 5$ M.A.; 6. intrusion de La Corona $92,9 \pm 9$ M.A.; 7. intrusion de la mine d'émeraudes de Muzo; 8. intrusion de Caceres $113,1 \pm 16$ M.A. Datation des intrusions basiques d'après Fabre et Delaloye, 1983). 4 = Avancée de la mer au Berriasien. 5 = Axes de subsidence des grabens situés à l'est et à l'ouest du paléomassif de Santander.

Dans ce travail, ces deux sous-bassins seront appelés respectivement (figures 2 et 7):

- le bassin du Cocuy, allongé en direction NNE entre le paléomassif de Santander et la zone stable des Llanos. Les sédiments qui ont rempli ce bassin de manière continue entre le Berriasien et l'Oligocène affleurent aujourd'hui entre Bogotá et la Sierra Nevada del Cocuy formant la moitié est de la CO. Vers le nord, ce bassin se prolongeait par le bassin d'Uribante (Renz, 1959; Van Andel, 1958).
- le bassin Tablazo-Magdalena, situé entre la paléocordillère centrale et le paléomassif de Santander. Les sédiments crétacés de ce bassin affleurent actuellement, formant le flanc ouest de la CO, et sont connus également en subsurface sous le Tertiaire du Magdalena Medio (Morales, 1958). Ce bassin se prolongeait vers le nord par le bassin de Machiques (Renz, 1959; Van Andel, 1958).

Au nord de Tunja, ces deux bassins étaient séparés par une zone peu subsidente appelée ici le paléomassif de Santander; au sud, ces deux sillons subsidents s'unissaient et ne formaient plus qu'un seul grand bassin dans la région de Bogotá (figure 7).

Sur les figures 1 et 3 à 7, les colonnes stratigraphiques sont localisées dans leur position actuelle. En raison de la compression WNW-ESE qui a déformé la région de la CO pendant le Tertiaire, il est évident que le bassin crétacé était beaucoup plus large qu'il n'apparaît aujourd'hui. Une estimation de la largeur originelle de ce bassin peut être obtenue en dépliant les structures de la CO. On obtient un raccourcissement de 50 à 150 kilomètres en sens WNW-ESE entre les bords est et ouest de la CO (par exemple Laubscher, 1982; Fabre, 1983; Hébrard, 1985). Ces estimations sont naturellement peu précises car le résultat final dépend fortement des déplacements estimés pour les failles inverses qui bordent la CO à l'est (par exemple failles de Guaicaramo et failles des écailles du Borde Llanero) et à l'ouest (par exemple faille de La Salina), ainsi que de failles inverses à l'intérieur de la CO (figure 1). La figure 2 représente l'évolution de la géométrie des bassins crétacés en considérant un raccourcissement de l'ordre de 100 kilomètres.

Afin de comprendre l'origine des bassins crétacés, il est important de mentionner l'existence en plusieurs points de la CO (figure 7) de petites intrusions basiques (SiO_2 entre 43 et 51%) qui recoupent certaines formations du Crétacé inférieur (Shell, 1962; Gansser, 1963; Fabre et Delaloye, 1983). Ces roches sont composées principalement de hornblende, plagioclase (labradorite à andésine) et biotite, et de minéraux d'altération: épidote, chlorite, trémolite. Dans des échantillons de l'intrusion de Pajarito, Hébrard (1985) a également observé de l'olivine. La composition de ces roches est alcaline ou tholéitique. Quatre de ces intrusions ont été datées radiométriquement (Fabre et Delaloye, 1983), donnant des âges Crétacé inférieur, proches de l'âge des sédiments dans lesquels elles se sont mises en place (figures 3 et 7). D'autres intrusions de composition semblable, encore mal localisées, existent probablement le long des flancs est et ouest de la CO, car il est fréquent de trouver de gros gallets de roche basique dans les rivières qui drainent les régions où affleurent les sédiments du Crétacé

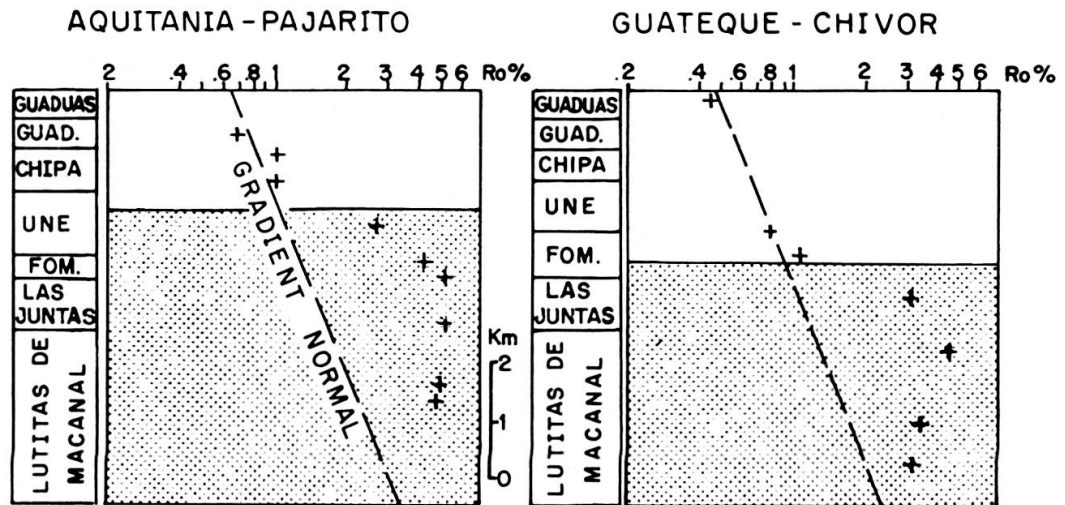


FIG. 8.

Réflectance de la vitrinite (% Ro) dans le Crétacé du flanc est de la Cordillère Orientale (d'après Keal, 1985). Localisation des coupes sur la figure 1.
En pointillé: section affectée par l'anomalie thermique du Crétacé inférieur.

inférieur (figure 7). La figure 7 indique également que ces intrusions se sont mises en place dans les zones les plus subsidentes des bassins crétacés.

Ward *et al.* (1973) et Morales (1958) décrivent des dacites et des rhyolites qui recoupent les formations Tambor et Giron. Etayo-Serna et Rodriguez (1985) ont observé dans la formation Los Santos des fragments de roches volcaniques dont la texture est semblable à celle d'une rhyolite porphyrique affleurant dans la région d'Ocaña, datée radiométriquement à 127 millions d'années. Ces observations indiquent qu'un volcanisme acide a également eu lieu au début du Crétacé inférieur dans la région du massif de Santander.

L'existence de nombreuses minéralisations de Pb-Zn-Cu-Ba-F dans les formations anté-turonniennes (Fabre et Delaloye, 1983), ainsi que de fréquentes veines de calcite ou de quartz dans les formations du Crétacé inférieur (Hébrard, 1985) suggère qu'une importante circulation hydrothermale a accompagné les phénomènes magmatiques du Crétacé inférieur et a continué pendant la première moitié du Crétacé supérieur.

Les études de la réflectance de la vitrinite effectuées par Robertson Research (1983) et Keal (1985) ont montré qu'une forte anomalie thermique existait pendant le Crétacé inférieur dans l'axe du bassin du Cocuy (figure 8). L'effet de ce phénomène est aussi bien connu des palinologistes, qui n'observent que des pollens complètement noircis dans les formations du Crétacé inférieur de la CO (Robertson Research, 1983).

L'étude des minéraux argileux réalisée par Hébrard (1985) prouve également qu'un gradient géothermique anormalement élevé existait au début du Crétacé dans la partie la plus subsidente du bassin.

Julivert et Tellez (1963) décrivent des failles normales dans la formation Giron, qui n'affectent pas les formations plus récentes. En fait, l'énorme épaisseur des sédiments pré-Aptien dans le bassin du Cocuy et pré-Hauterivien dans le bassin Tablazo-Magdalena (figure 3) indique clairement que pendant la première moitié du Crétacé existaient deux grabens très subsidents à l'est et à l'ouest du paléomassif de Santander (figures 2, 3 et 5). Les failles normales qui bordaient ces sillons subsidents sont difficiles à observer de nos jours, car elles ont souvent été réactivées comme failles inverses pendant les phases de compressions tertiaires qui ont déformé le bassin.

Par contre, dès l'Aptien, on observe que la vitesse de sédimentation devient assez semblable dans la zone axiale du bassin du Cocuy et sur le paléomassif de Santander. Ceci indique que depuis cet âge les failles normales qui bordaient le graben avaient cessé d'être actives. C'est donc à l'Aptien que s'est terminée la phase d'extension dont résulte la subsidence du bassin du Cocuy.

Dans les paragraphes suivants, je décrirai rapidement l'évolution de différentes parties des bassins sédimentaires qui résultent de la phase d'extension du Crétacé inférieur. Ces bassins ont ensuite été déformés à différentes époques pendant le Tertiaire. Le bassin Tablazo-Magdalena a été soumis à des forces compressives depuis le Paléocène, âge durant lequel la moitié ouest de la CO et le massif de Santander ont commencé à se soulever.

Le bassin du Cocuy a été déformé depuis l'Oligocène ou le début du Miocène. Les sédiments qui remplissaient ce bassin ont ensuite été soulevés au Pliocène (Van der Hammen *et al.*, 1973) et constituent actuellement la partie est de la CO (figure 2).

La subsidence dans l'axe du bassin du Cocuy entre le Berriasien et l'Oligocène

Les figures 9 et 10 représentent des courbes de subsidence totale du substratum pré-Crétacé. Les formations crétacées et tertiaires de la CO, des Llanos et du Magdalena Medio sont constituées presque entièrement de shales et de grès; les calcaires représentent moins du 5% des colonnes stratigraphiques (figures 3 et 4). Les courbes porosité/profondeur de la figure 11 ont été utilisées pour décompacter les sédiments selon la méthode du «backstripping» (Steckler et Watts, 1978, Sclater et Christie, 1980). Pour les formations de lithologie mixte, la courbe utilisée est interpolée entre celles des grès et des argiles selon la proportion de grès ($\text{grès} + \text{shale} = 1$; cf. MacKenzie et McKenzie, 1983, appendice B). On a tenu compte également de la profondeur au moment du dépôt de chaque formation; ces corrections bathimétriques sont peu importantes (au maximum 200 m dans l'axe du bassin du Cocuy au Crétacé supérieur et généralement moins de 50 m) et affectent peu la forme générale des courbes de subsidence.

La figure 10 montre également les courbes de subsidence tectonique obtenues pour les coupes de la Sierra Nevada del Cocuy et de Caqueza. Ces points étant situés relativement loin des marges du bassin, on a considéré un équilibre isostatique local

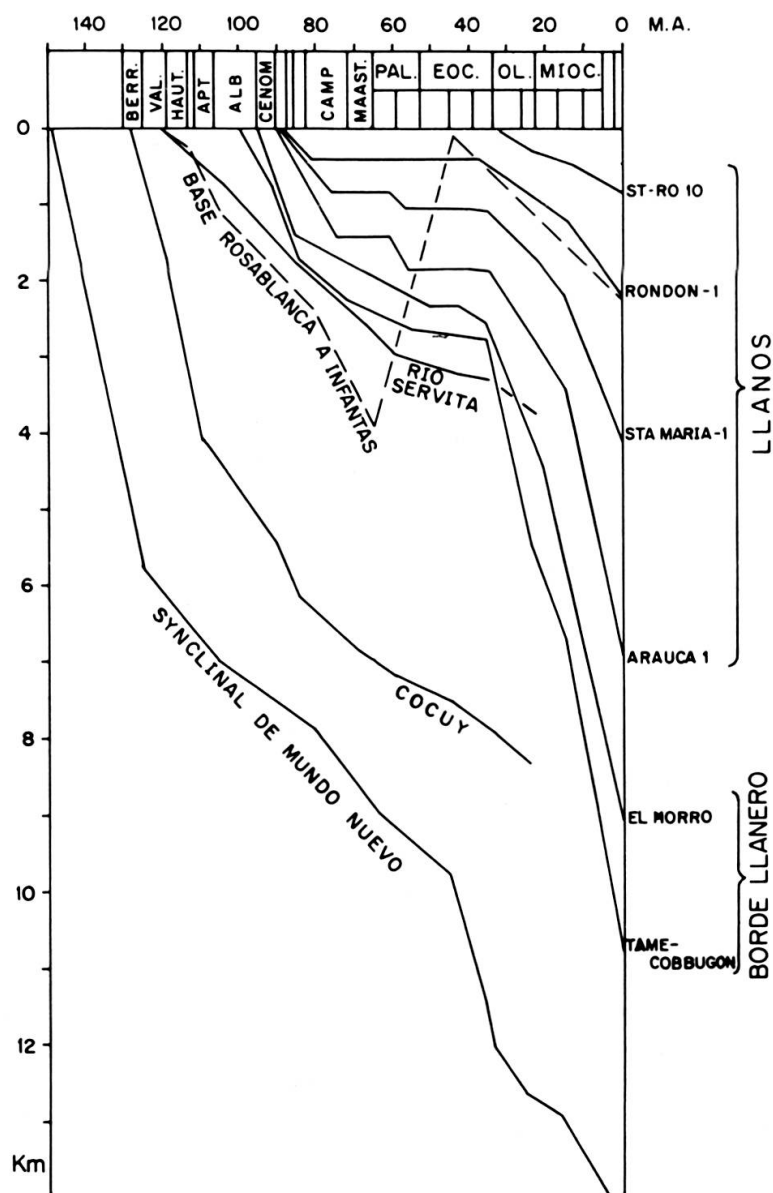


FIG. 9.

Subsidence totale de la base de la série crétacée (avec décompaction) pour différentes localités le long du profil A-A' de la figure 1. La courbe en tireté représente la subsidence de la base de la formation Rosablanca (Valanginien) à Infantas. La courbe appelée Mundo Nuevo est construite en cumulant les épaisseurs de sédiments (Girón + Crétacé + Tertiaire) qui affleurent entre la faille du Rio Suarez et la faille de La Salina (voir figure 1); cette courbe représente donc la subsidence de la base de la formation Girón (Jurassique supérieur?-Crétacé basal selon Pons (1983).

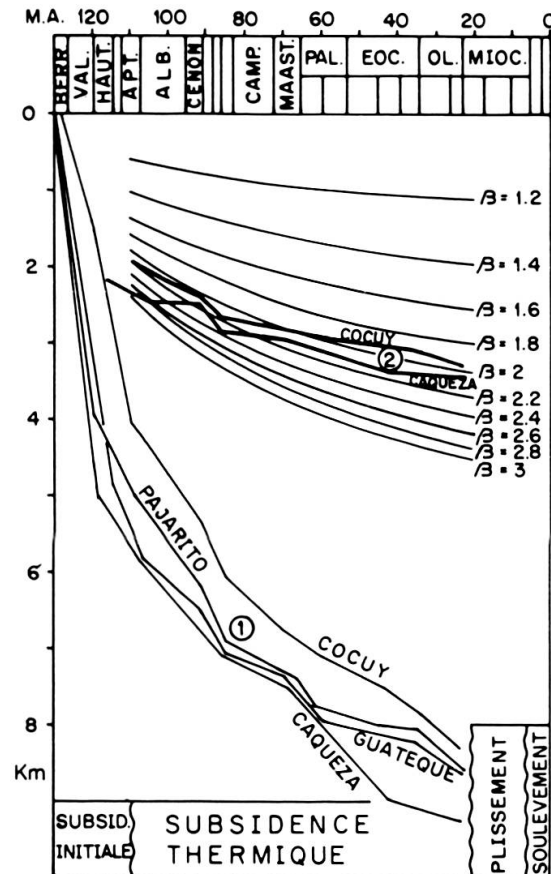


FIG. 10.

Courbes de subsidence pour différentes localités situées le long du flanc est de la CO (axe de subsidence du bassin du Cocuy). 1 = Subsidence totale de la base de la série crétacée (avec décompaction). 2 = Courbes de subsidence tectonique calculées en utilisant les colonnes stratigraphiques du Cocuy et de Caqueza. Les courbes de subsidence théoriques sont calculées pour différents facteurs d'extension β avec le modèle de McKenzie (1978). Les paramètres utilisés pour définir la densité, l'épaisseur et le facteur d'expansion thermique de la lithosphère sont ceux cités dans Le Pichon et Sibuet (1981).

pour soustraire de la subsidence totale la subsidence provoquée par le poids des sédiments (Steckler et Watts, 1978). La densité de la colonne sédimentaire en fonction du temps a été calculée en utilisant une densité de $2,65 \text{ g/cm}^3$ pour les grains de quartz des grès et $2,72 \text{ g/cm}^3$ pour les minéraux argileux des shales. Ici également, une interpolation a été effectuée selon la proportion de grès et de shales dans chaque formation. Les courbes de subsidence sont calculées en considérant que le bassin reste rempli d'eau de densité $1,03 \text{ g/cm}^3$.

Les courbes de subsidence tectonique des colonnes situées le long de l'axe de subsidence du bassin du Cocuy ont une forme caractéristique. La subsidence est très rapide entre le Berriasien et l'Aptien pendant la période durant laquelle le bassin était encore un graben (subsidence initiale). Entre l'Aptien et l'Oligocène on note une lente

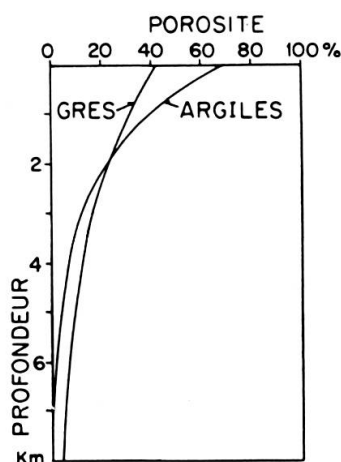


FIG. 11.

Courbes porosité/profondeur utilisées dans le modèle pour la décompaction des sédiments. Pour une formation donnée on interpole une courbe porosité/profondeur entre la courbe des shales et la courbe des grès selon la proportion de grès dans la formation et en considérant que grès + shales = 1 (Cf. Mackenzie et McKenzie, 1983, appendice B).

diminution de la vitesse de subsidence alors que le bassin devient plus large (subsidence thermique). La forme de ces courbes est celle prévue par le modèle de McKenzie (1978) pour un bassin formé par extension uniforme de la lithosphère et pour un facteur d'extension $\beta = 2$ à 2,2. La figure 10 indique donc que dans la région du Cocuy, l'épaisseur de la croûte et de toute la lithosphère a dû être amincie de moitié pendant la phase d'extension du Crétacé inférieur (figure 2). Un amincissement légèrement plus fort est nécessaire pour expliquer la subsidence au sud du bassin dans la région de Cáqueza.

La phase d'extension est assez courte (18 millions d'années pour que l'on puisse appliquer le modèle de formation de bassin de McKenzie (1978) dans les limites définies par Jarvis et McKenzie (1980).

Les intrusions basiques localisées le long de l'axe de subsidence du bassin du Cocuy (figure 7) sont des preuves supplémentaires de cet amincissement. Le Pichon et Sibuet (1981) et Foucher *et al.* (1982) ont montré que, si l'amincissement lithosphérique est suffisant ($\beta = 2$ ou plus), un début de fusion partielle a lieu à la base de la lithosphère. A ce moment, il devient probable qu'un certain volume de magma basique alcalin ou tholéitique puisse monter en raison de sa densité relativement faible. Selon la profondeur du bassin à cette époque, le magma pourra remonter et s'épancher sur le fond de la mer ou s'arrêter pendant son ascension pour former des sills et des dykes dans les sédiments qui remplissent le bassin.

Sur le terrain, on observe que les intrusions de Pajarito et Rodrigoque (figures 4 et 7) recoupent la formation Lutitas de Macanal. Ces intrusions se sont mises en place pendant le Crétacé inférieur entre 120 et 105 millions d'années (figure 7; Fabre et

Delaloye, 1983), alors que le bassin était complètement rempli de sédiments (milieux de dépôts peu profonds).

Vu que l'altitude à laquelle le magma peut théoriquement remonter est semblable à celle des dorsales océaniques (Le Pichon *et al.*, 1982), c'est-à-dire 2500 mètres sous le niveau de la mer, il est possible de comprendre pourquoi on n'observe pas de volcanisme mais seulement des intrusions de semi-profondeur (dykes, sills) dans le bassin du Cocuy. L'amincissement lithosphérique calculé est également l'origine de la forte anomalie thermique mise en évidence par les mesures de réflectance de vitrinite de Keal (1985; figure 8).

Si les courbes de subsidence de Guateque et Cáqueza ont une forme un peu irrégulière, c'est avant tout parce que l'épaisseur de certaines formations n'est pas connue avec une grande précision en raison d'une tectonique localement compliquée. Au contraire, la courbe du Cocuy est définie par de très nombreuses datations (Etayo-Serna, 1985) et les épaisseurs ont été mesurées avec précision dans une région où la série sédimentaire affleure de manière continue et sans complication tectonique (Fabre, 1986). La forme de la courbe du Cocuy est donc une représentation fidèle de la subsidence tectonique d'un point situé au centre du bassin.

Jusque là, on n'a pas tenu compte de l'influence des variations du niveau de la mer sur les courbes de subsidence (cf. Steckler et Watts, 1978). Dans le détail (figure 10), nous voyons que, pendant la phase de subsidence thermique, la subsidence tectonique observée dans la région du Cocuy ne suit pas exactement la courbe exponentielle (fonction de la constante thermique de temps de la lithosphère) prévue par le modèle de McKenzie (1978). Ces déviations de la courbe théorique sont probablement l'effet des changements du niveau eustatique pendant le Crétacé et le Tertiaire dus aux variations du volume des dorsales océaniques (Pitman, 1978).

Du Cénomaniens au Santonien, la vitesse de subsidence observée est légèrement plus rapide que celle prévue par le modèle de McKenzie (1978) pour un facteur d'extension $\beta = 2$. Cette différence s'explique bien si l'on considère qu'à cette époque le niveau de la mer était en train de s'élever rapidement (par exemple Brunet et Le Pichon, 1982). Les sédiments qui remplissaient la tranche d'eau supplémentaire représentaient une charge dont le poids augmentait la subsidence du substratum (Brunet et Le Pichon, 1980). Cette élévation du niveau des mers est également la cause principale de la grande transgression sur les Llanos au début du Crétacé supérieur (figure 5).

Au contraire, du Santonien à l'Oligocène, alors que le niveau eustatique était en train de descendre de manière continue (Pitman, 1978), la vitesse de subsidence observée est légèrement moins rapide que celle prévue par le modèle théorique.

La subsidence des Llanos pendant le Crétacé supérieur et jusqu'à l'Eocène inférieur

Pendant la phase d'extension du Crétacé inférieur, la lithosphère n'a pas été amincie dans les Llanos (figure 2). Jusqu'au début de l'Eocène, cette région où la

subsidence était relativement faible représentait la marge orientale du bassin du Cocuy.

Dès l'Aptien, la mer a envahi lentement la zone du Borde Llanero, puis au Céno-manien a transgressé très rapidement vers l'est des Llanos. Une régression générale a commencé au Campanien et, du Maastrichtien à l'Eocène inférieur, la partie orientale des Llanos est restée émergée (figure 5).

Si la transgression sur les Llanos est probablement due à l'élévation rapide du niveau eustatique pendant la première moitié du Crétacé supérieur (jusqu'au Santonien), le fait que les sédiments crétacés n'ont pas été érodés sur la moitié occidentale des Llanos pendant la régression implique que le substratum était animé d'une subsidence tectonique dont la vitesse était au moins aussi rapide que la vitesse de descente du niveau des mers entre le Campanien et l'Eocène inférieur (cf. Brunet et Le Pichon, 1980).

Watts *et al.* (1982) ont étudié en détail l'évolution de la géométrie d'un bassin formé par extension de la lithosphère. En se référant aux figures de ces auteurs, on comprend que la subsidence de la partie occidentale des Llanos est un effet de la subsidence du bassin du Cocuy. Pendant le Crétacé inférieur, la croûte était profondément fracturée par les failles normales qui bordaient le bassin du Cocuy (paléofaille de Guaicaramo sur la figure 2). A cette époque, un équilibre isostatique local existait dans l'axe du bassin. Dès l'Aptien, ces failles normales sont devenues inactives et la lithosphère a progressivement récupéré sa rigidité originelle à mesure qu'elle se refroidissait. L'équilibre isostatique est devenu régional et la partie ouest des Llanos a commencé à subsider avec le bassin du Cocuy (figures 2 et 9).

La subsidence du paléomassif de Santander de l'Hauterivien à la fin du Crétacé

Le paléomassif de Santander est resté émergé jusqu'à l'Hauterivien (figure 7; Etayo-Serna *et al.*, 1969). Pendant le Crétacé inférieur, cette région représentait un bloc soulevé entre deux grabens subsidents (figures 2, 3 et 5). Depuis l'Aptien, ce bloc s'est enfoncé avec les zones voisines, mais la subsidence est restée relativement modérée.

On peut donc penser (figure 2) que la croûte du paléomassif de Santander n'a pas été amincie pendant la phase d'extension au début du Crétacé inférieur (pas de subsidence initiale et même tendance à demeurer une zone émergée). La partie inférieure de la lithosphère a probablement été amincie, mais moins que sous l'axe des bassins voisins (subsidence thermique moins importante).

Entre les failles de Chiscas et du Rio Suarez, les sédiments pré-Aptien sont soit très minces, soit absents. Ces failles actuelles sont donc localisées le long de paléofailles normales qui limitaient le paléomassif de Santander à l'est et à l'ouest (figure 2).

La subsidence du bassin Tablazo-Magdalena depuis le Jurassique supérieur et jusqu'à la fin du Crétacé

La figure 9 représente la courbe de subsidence de deux points du bassin Tablazo-Magdalena. La courbe appelée Mundo Nuevo est construite en cumulant les épaisseurs des sédiments d'âge Jurassique supérieur, Crétacé et Tertiaire qui affleurent entre la faille du rio Suarez et la faille de La Salina (figure 1). La subsidence très rapide pendant le dépôt de la formation Giron (Cediel, 1968; Pons, 1983) et jusqu'à la fin du Valanginien est caractéristique de la phase de subsidence initiale d'un graben. Depuis l'Hauterivien et jusqu'au Santonien, la courbe montre une diminution de la vitesse de subsidence qui est typique de la phase de subsidence thermique d'un bassin formé sur une lithosphère amincie (figure 2).

Dans le bassin Tablazo-Magdalena, la situation est toutefois plus compliquée que dans le bassin du Cocuy où a eu lieu une seule phase d'extension. Mojica et Macia (1982) ont montré que la série volcano-sédimentaire d'âge Trias-Jurassique inférieur qui affleure tout le long du Valle del Magdalena s'est déposée dans un graben. Celui-ci a été formé pendant une première phase d'extension qui a eu lieu au début du Mésozoïque. La région comprise entre la Cordillère Centrale et le paléomassif de Santander a donc subi au moins deux phases d'extension, la première pendant la période Trias-Jurassique inférieur, et la seconde pendant l'intervalle Jurassique supérieur-début du Crétacé (cf. Boinet, 1985; Fabre, 1986). Un modèle complexe est nécessaire pour calculer l'amincissement lithosphérique dont résulte la subsidence de cette région.

La subsidence du bassin du Magdalena Medio du Paléocène au Présent et le soulèvement du flanc ouest de la CO

Les sédiments tertiaires du bassin du Magdalena Medio représentent le remplissage d'un bassin sédimentaire asymétrique (Morales, 1958) formé dans un contexte de compression. Le système de failles inverses et d'écaillés chevauchantes qui constitue la limite entre la CO et le Magdalena Medio a commencé à se former dès le Paléocène, absorbant la plus grande partie du raccourcissement pendant le Tertiaire inférieur, et a continué à se développer pendant le Tertiaire supérieur. Kovas *et al.* (1982), Acosta et Obando (1983) décrivent l'évolution et l'avancée vers l'ouest de ce «thrust-system» dont l'activité a probablement été liée à celle de la faille de Bucaramanga (figure 1; cf. Boinet, 1985).

La subduction de la croûte du Magdalena Medio vers l'est est probablement à l'origine du soulèvement du flanc ouest de la CO et du massif de Santander (figure 2). L'émersion de cette région peut être datée indirectement en étudiant la pétrographie des grès tertiaires du bassin du Cocuy. Les éléments des grès lithiques qui apparaissent dans les formations Los Cuervos, Picacho et Concentration (figure 5) indiquent l'existence d'une nouvelle source détritique à l'ouest du bassin du Cocuy dès le Paléocène (cf. Van Andel, 1958; Aalto, 1971; Fabre, 1981).

Pendant l'intervalle Paléocène-Eocène inférieur, des structures très importantes se sont formées dans le Magdalena Medio (cf. Morales, 1958). Sur l'axe des anticlinaux comme à Infantas (figure 2 et 9), la série crétacée a été presque complètement érodée avant le dépôt de la formation La Paz d'âge Eocène. Au contraire, dans le synclinal de Mundo Nuevo, la sédimentation a été continue pendant le Paléocène (Julivert, 1961) puisque cette région subsidait rapidement alors que la croûte du Magdalena Medio commençait à s'enfoncer sous la CO (figure 2).

Pendant l'Oligocène et le Tertiaire supérieur de nouvelles phases compressives ont réactivé les structures formées au Paléocène et en ont formé de nouvelles. Pendant cette période, le raccourcissement sur le flanc ouest de la CO a été absorbé en grande partie par la faille de La Salina.

La subsidence du bassin des Llanos de l'Eocène supérieur au Présent et le soulèvement de la moitié est de la CO

Dès l'Eocène supérieur, la zone du Borde Llanero et la partie occidentale des Llanos ont commencé à s'enfoncer rapidement (figure 9; Hebrard, 1985). La subsidence du bassin molassique des Llanos est le résultat du chevauchement vers l'est de la CO. Dans cette région, le raccourcissement a été absorbé en grande partie par des failles inverses qui impliquent le socle pré-Crétacé (faille de Sacama et en particulier faille de Guaicaramo) et par les failles plus superficielles qui limitent les écaillés du Borde Llanero (figures 1 et 2). Le «thrust-system» du Borde Llanero s'est développé pendant l'Oligocène et le Tertiaire supérieur, les failles les plus orientales étant les plus récentes. L'existence d'une activité sismique assez intense le long de la limite est de la CO (Pennington, 1981) et la présence de terrasses basculées dans la zone du Borde Llanero indiquent que ces failles sont encore actives (Fabre, 1983; Hebrard, 1985).

Le chevauchement vers l'est et le mouvement de failles inverses à l'intérieur de la cordillère ont provoqué un réépaississement de la croûte (figure 2) qui est à l'origine du soulèvement de la moitié est de la CO (Fabre, 1983; Hebrard, 1985). La forte anomalie de Bouguer (– 140 à – 170 mgal) qui se trouve sous la CO (IGAC, 1983) indique l'existence d'une racine de basse densité (Moho à 45-50 km probablement), qui compense la topographie actuelle de cette chaîne de montagne.

En raison de la subduction de la croûte des Llanos sous la CO, les sédiments de la partie occidentale du bassin des Llanos ont été progressivement accollés à la cordillère comme dans un prisme d'accrétion (Hébrard, 1985).

Les forages pétroliers de la partie la plus profonde du bassin des Llanos présentent des gradients géothermiques très faibles, de l'ordre de 15 à 20 degrés/kilomètre. Cette anomalie thermique négative est probablement due à une sédimentation très rapide à l'ouest des Llanos pendant l'Oligocène et le Tertiaire supérieur (cf. Kominz et Bond, 1986).

Dans la CO au contraire, l'existence de nombreuses sources thermales (Forero, 1958) suggère que le flux thermique doit être élevé.

Près de Paipa et Iza (figure 1) affleurent des roches volcaniques souvent très altérées décrites comme des porphyres dacitiques, des rhyolites et des trachytes (Sarmiento, 1941; Renzoni, 1967; Hall, 1973). Deux analyses chimiques permettent à Hébrard (1985) de classer ces roches comme des rhyolites potassiques (SiO_2 69 à 72%, Al_2O_3 13 à 15%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 10$ à 12%).

L'âge de ce volcanisme est défini par des critères de terrain. Dans la zone d'Olitás, près de Paipa, on observe des coulées volcaniques horizontales qui reposent sur différentes formations crétacées plissées après l'Oligocène, probablement au Miocène moyen ou supérieur. Renzoni (1967) note la présence de blocs de roches volcaniques à la base de la formation Tilatá datée du Pliocène-Pleistocène inférieur par Van der Hammen.

Le volcanisme de Paipa-Iza a donc eu lieu au Miocène ou éventuellement au début du Pliocène. Bien que ces roches volcaniques affleurent dans une zone restreinte, l'existence de sources thermales dans toute la moitié est de la CO (Forero, 1958) suggère que ce magmatisme a une importance régionale et qu'il existe probablement d'autres montées volcaniques en profondeur (figure 18).

Dans la littérature, il n'existe pas de théorie satisfaisante pour expliquer l'origine des roches volcaniques de la région de Paipa. Considérant que la croûte des Llanos s'est enfoncée profondément sous la CO (figure 2), il semble logique de penser que ce volcanisme résulte d'un phénomène thermique provoqué par l'épaississement de la croûte sous la CO pendant le Tertiaire supérieur. Le magmatisme miocène ou pliocène inférieur de la CO s'explique probablement par l'anatexie de roches sédimentaires ou métamorphiques dans la croûte selon un phénomène plus ou moins semblable à celui qui a permis la formation des leucogranites du Haut Himalaya et du système d'aplites qui les accompagne (cf. Le Fort, 1981; Molnar *et al.*, 1983; Harris *et al.*, 1986).

ÉVOLUTION THERMIQUE DES SÉDIMENTS: DESCRIPTION DU MODÈLE UTILISÉ

Evolution du flux thermique dans l'axe du bassin du Cocuy

Afin de calculer l'évolution du flux thermique dans le bassin du Cocuy, on a considéré qu'il y a 140 millions d'années (c'est-à-dire avant le début de la phase d'extension du Crétacé inférieur) le flux thermique avait une intensité de 1,45 HFU ($\mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$). Ce flux à la fin du Jurassique est considéré comme normal pour une

région continentale où le dernier événement tectonique avait eu lieu au Paléozoïque supérieur.

De ce flux thermique, 0,8 HFU provenait de l'asthénosphère et 0,65 HFU de la désintégration d'éléments radioactifs concentrés dans la partie supérieure de la croûte. La figure 12 représente la variation du flux thermique en fonction du temps pour un point situé dans la région axiale du bassin du Cocuy.

A la fin de la phase d'extension (110 MA), la partie asthénosphérique du flux est multipliée par deux, vu que la lithosphère a été amincie de moitié (McKenzie, 1978). Par contre, le flux d'origine corticale a été divisé par deux puisque la croûte est devenue plus mince. La somme de ces composantes produit la forte augmentation du flux observée pendant la phase d'extension (figure 12).

Pendant la phase de subsidence thermique, entre 110 et 23 millions d'années, le flux d'origine asthénosphérique a progressivement diminué alors que la lithosphère récupérait peu à peu son épaisseur originelle (McKenzie, 1978).

Ce modèle simple ne prétend pas représenter toute la complexité d'un bassin sédimentaire réel. On peut cependant essayer d'évaluer qualitativement l'influence d'autres facteurs qui ont dû modifier l'intensité du flux thermique dans le bassin du Cocuy.

La présence d'intrusions basiques et l'existence d'une circulation hydrothermale intense pendant le Crétacé inférieur ont dû augmenter (au moins localement) l'intensité du flux thermique.

Par ailleurs, De Breameker (1983) et Hutchison (1985) ont montré qu'une sédimentation rapide, comme celle qui a eu lieu dans le bassin du Cocuy au Crétacé inférieur (de l'ordre de 200 à 250 mètres par million d'années), devait diminuer sensiblement le flux thermique.

De manière à conserver un modèle simple, on considère que l'effet des intrusions et des circulations d'eaux chaudes a été plus ou moins compensé par l'effet contraire de la sédimentation rapide et que le flux thermique a varié uniquement en fonction du facteur d'extension β , comme le représente la figure 12.

Evolution du flux thermique dans les Llanos

Au Crétacé supérieur, quand la sédimentation a commencé dans les Llanos, cette région n'avait pas subi d'événement thermique depuis le Paléozoïque inférieur (âge de la mise en place des intrusions syénitiques de San José del Guaviare d'après Pinson *et al.*, 1962).

On a utilisé un flux thermique initial de 1,3 HFU pour la région des Llanos qui est restée stable pendant le Paléozoïque supérieur, le Trias et le Jurassique. Ce flux a été probablement assez constant pendant tout le Crétacé, le Paléocène et jusqu'à l'Eocène inférieur vu que les Llanos n'ont subi aucun événement tectonique pendant cette période (figure 12).

Depuis l'Oligocène et pendant le Tertiaire inférieur, le flux thermique a dû être fortement diminué dans la partie occidentale des Llanos, en raison d'une sédimentation très rapide dans la partie la plus profonde du bassin (cf. Kominz et Bond, 1986).

Afin de calculer l'évolution du flux thermique d'une manière simple, on a diminué le flux thermique originel (1,3 HFU) en fonction de la vitesse de sédimentation (– 10% pour une sédimentation de 100 m/MA, – 20% pour 200 m/MA, – 30% pour 300 m/MA, etc.). Cette diminution est choisie de manière à tenir compte approximativement des résultats obtenus par De Breameker (1983) et permet d'obtenir des gradients géothermiques actuels proches de ceux observés dans les forages des Llanos.

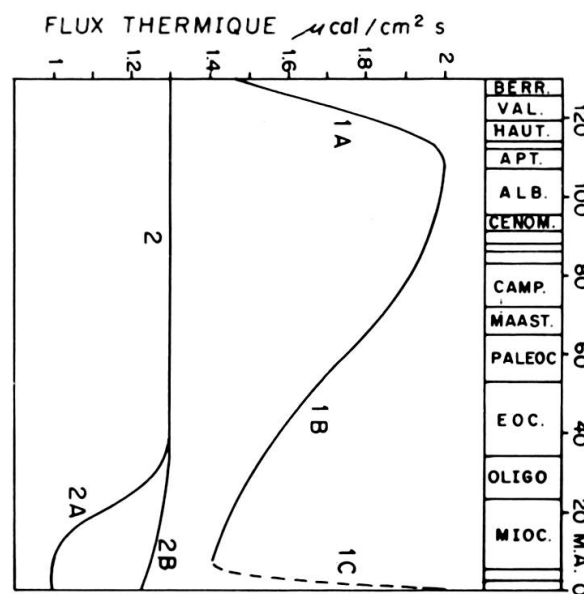


FIG. 12.

Evolution du flux thermique en fonction du temps pour trois points situés dans différents contextes tectoniques. 1 = Axe de subsidence du bassin du Cocuy. 1a = Augmentation du flux pendant la phase d'extension au Crétacé inférieur. 1b = Diminution du flux pendant la phase de subsidence thermique. 1c = Augmentation probable du flux au Tertiaire supérieur en raison des phénomènes volcaniques et hydrothermaux conséquence du réépaississement de la croûte de la Cordillère Orientale et d'une érosion rapide. 2 = Flux thermique dans les Llanos. 2a = Diminution du flux pendant l'Oligocène et le Tertiaire supérieur en raison d'une sédimentation très rapide dans la zone du Borde Llanero et à l'ouest des Llanos. 2b = Diminution du flux moins marquée pour un point situé dans la partie centrale des Llanos (p.e. Rondon-1) où la sédimentation a été moins rapide pendant l'Oligocène et le Tertiaire supérieur.

La figure 12 montre l'évolution du flux thermique pour un point situé à l'ouest des Llanos ou, en raison d'une sédimentation très rapide, le flux a été fortement diminué depuis l'Oligocène et pour un point localisé à l'est des Llanos où, en raison d'une sédimentation plus lente, le flux a moins varié.

Conductivité thermique des sédiments et gradients géothermiques; maturation de la matière organique

Selon la lithologie et la porosité des sédiments, la conductivité thermique peut être très variable. Pour calculer la conductivité thermique de chaque formation en fonction de sa lithologie (définie par la proportion de shales et de grès) et de sa porosité (définie par la courbe de compaction) au temps t , on a utilisé une équation donnée par MacKenzie et McKenzie (1983, appendice B). Les conductivités thermiques choisies pour caractériser l'eau, les grains des grès et les minéraux argileux des shales sont respectivement 1,46, 13 et 4,6 mcal/cm s °C.

En utilisant le flux thermique et la conductivité thermique de chaque formation au temps t , on calcule ensuite le gradient géothermique dans chaque formation et la répartition des températures dans la colonne sédimentaire en fonction du temps. Ces températures doivent être recalculées plusieurs fois de manière à tenir compte de l'effet de la température sur la conductivité thermique des grès et des shales (Birch et Clark, 1940; Royden et Keen, 1980).

Dans le modèle, la température de surface a été fixée à 30 degrés pendant tout le Crétacé et le Tertiaire.

Finalement, connaissant l'histoire thermique de chaque formation, il est possible d'évaluer l'augmentation de la maturité de la matière organique contenue dans des formations considérées comme des roches-mères potentielles. La méthode de Lopatin, telle qu'elle est décrite par Waples (1980), a été employée pour calculer l'indice temps-température (TTI) représentatif de la maturité de chaque formation en fonction du temps.

Le programme utilisé (Fabre, 1985, 1986), écrit en BASIC, fonctionne sur un ordinateur personnel et traite chaque colonne stratigraphique séparément. Pour chaque colonne, les données de base sont:

- L'épaisseur actuelle, la lithologie (représentée par la proportion de grès) et l'âge de la base de chaque formation. (Les hiatus de sédimentation sont représentés comme des formations d'épaisseur nulle déposées pendant le temps du hiatus).
- Le contexte tectonique dans lequel se trouve la colonne stratigraphique (bassin en extension pour les colonnes de la cordillère et bassin d'avant-pays pour les colonnes des Llanos). Ce paramètre définit la manière dont est calculé le flux thermique dans le modèle.
- L'âge de la fin de la phase d'extension pour les colonnes situées dans l'axe du bassin du Cocuy. On choisit l'âge de la rupture de pente (sur la courbe de subsidence tectonique) qui sépare les phases de subsidence initiale et thermique.

Le programme permet d'obtenir pour chaque colonne stratigraphique:

- Un diagramme géohistorique (figure 13) tenant compte de la compaction des sédiments.

- L'évolution du flux thermique en fonction du temps (figure 12) en chaque point étudié.
- L'histoire thermique de chaque formation (figure 14) et la position des isothermes dans le diagramme géohistorique (figure 13).
- L'augmentation du TTI en fonction du temps pour chaque formation (figure 15) ainsi que la position des courbes isoTTI dans le diagramme géohistorique (figure 13).

On considère qu'un TTI de 3 représente le début de la génération d'huile pour un kérogène de type II (Tissot et Welte, 1978); un TTI de 15, le début de la génération d'hydrocarbures pour un kérogène de type III; un TTI de 160, la fin de la génération d'hydrocarbures liquides. Au delà de cette valeur, les roches-mères généreront principalement du gaz (Waptes, 1980).

RÉSULTATS DU MODÈLE

Les figures 13, 14 et 15 montrent les résultats obtenus pour quatre colonnes stratigraphiques situées dans différents contextes tectoniques (voir localisation figure 1). La colonne du Cocuy est située dans l'axe de subsidence du bassin créacé, la colonne d'El Morro est localisée dans la zone du Borde Llanero, les forages de Santa Maria-1 et Rondon-1 se trouvent respectivement à l'ouest et à l'est du bassin des Llanos.

Zone axiale du bassin du Cocuy

Dans la région du Cocuy, l'élévation du flux thermique au Crétacé inférieur n'a pas produit une augmentation notable du gradient géothermique car à cette époque se déposaient surtout des grès deltaïques (formations Areniscas de Las Juntas) qui avaient une conductivité thermique élevée (figures 4, 5 et 6). Au Crétacé supérieur, les isothermes sont remontées vers la surface (augmentation du gradient géothermique) car le flux thermique était encore assez élevé (figure 12) et des sédiments argileux qui avaient une conductivité thermique faible (formations Chipaque, La Luna et Los Pinos) se déposaient dans la partie centrale du bassin, alors que la ligne de côte se trouvait loin vers l'est dans les Llanos (figure 5). Pendant le Tertiaire inférieur, la diminution progressive du flux thermique et une sédimentation plus gréseuse ont provoqué une diminution du gradient géothermique (figure 13a).

La forme des courbes température/temps (figure 14a) est caractéristique d'un bassin formé sur une lithosphère amincie (McKenzie, 1981). Les sédiments déposés à la base de la séquence créacée (par exemple formation Lutitas de Macanal) se sont échauffés très vite car ils s'enfonçaient rapidement dans un bassin où le gradient était assez élevé. Au Crétacé supérieur (80 MA), la base du Crétacé a atteint une tempéra-

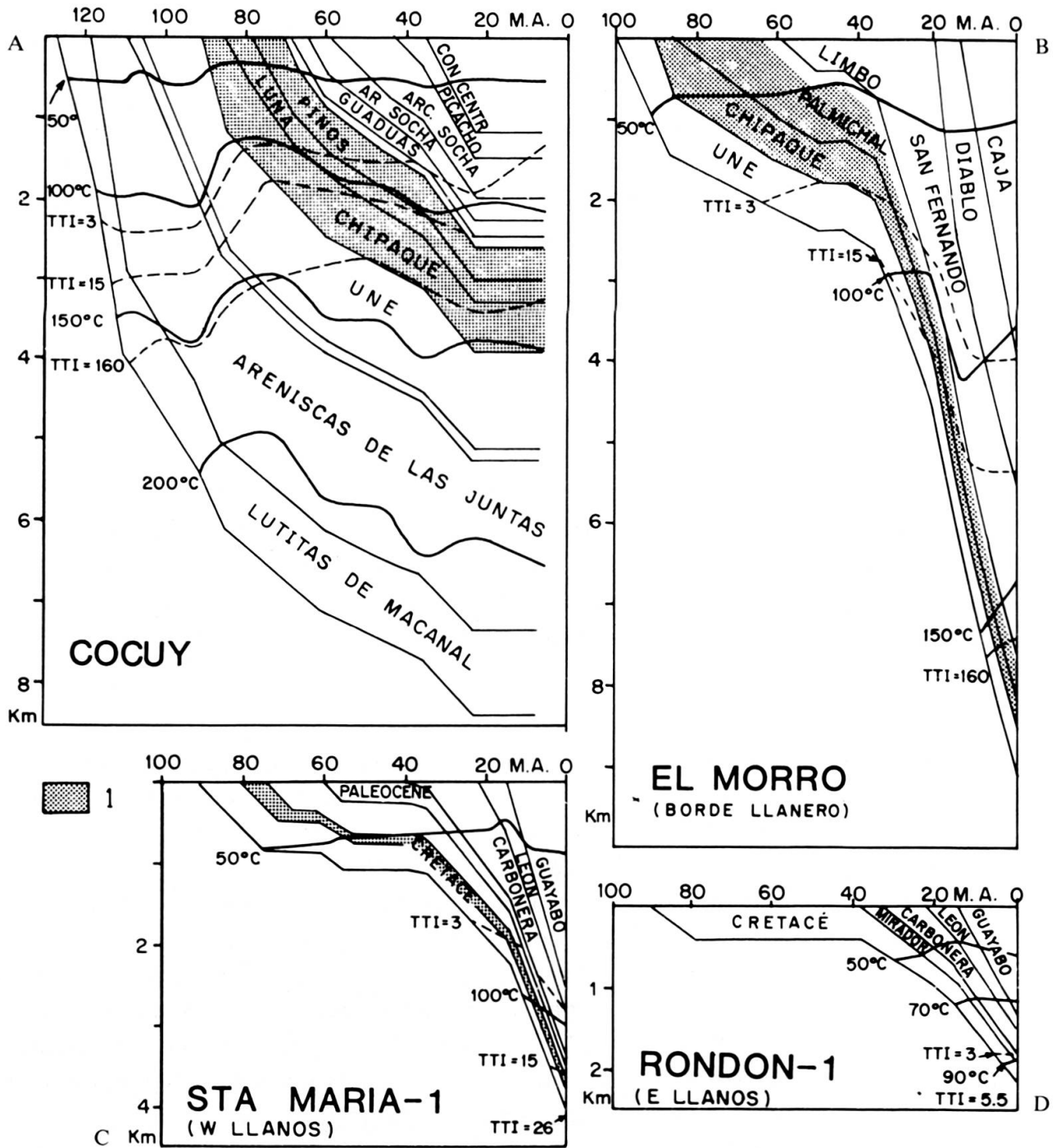


FIG. 13.

Diagrammes profondeur/temps avec isothermes et isoTTI pour les colonnes stratigraphiques du Cocuy (CO), d'El Morro (Borde Llanero), de Santa Maria-1 (ouest des Llanos) et de Rondon-1 (est des Llanos).
 1 = Roches-mères du Crétacé supérieur.

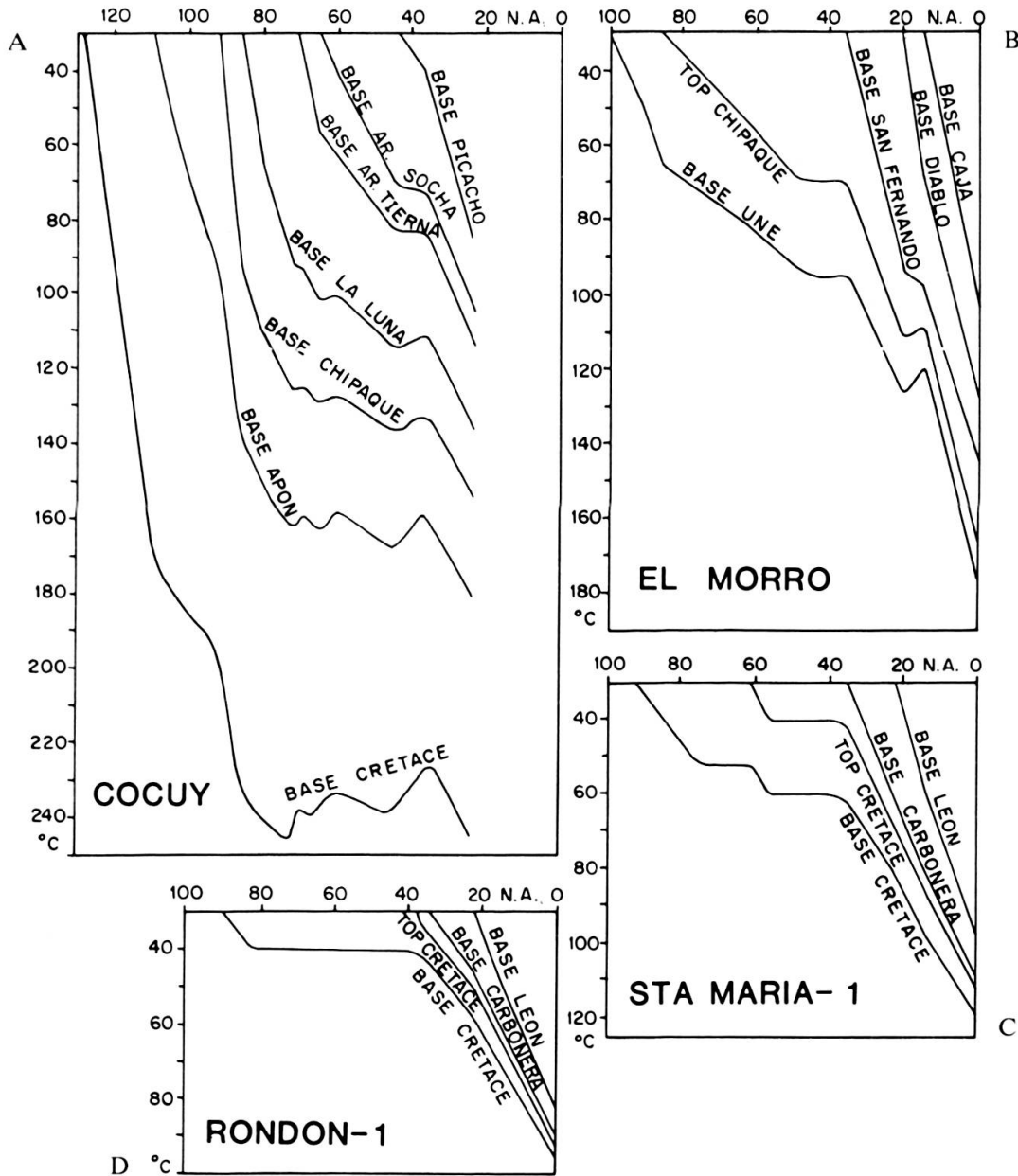


FIG. 14.

Diagrammes température/temps pour les colonnes stratigraphiques du Cocuy (CO), d'El Morro (Borde Llanero), de Santa Maria-1 (ouest des Llanos) et de Rondon-1 (est des Llanos).

ture maximale proche de 250 degrés. Cette température a peu varié pendant le Tertiaire inférieur car les isothermes s'enfonçaient à la même vitesse que le substratum (figure 13a). Selon ce modèle, la base du Crétacé aurait atteint une température proche de la transition diagénèse/métamorphisme (anchimétamorphisme de Dunoyer de Ségonzac, 1970) dans la région du Cocuy.

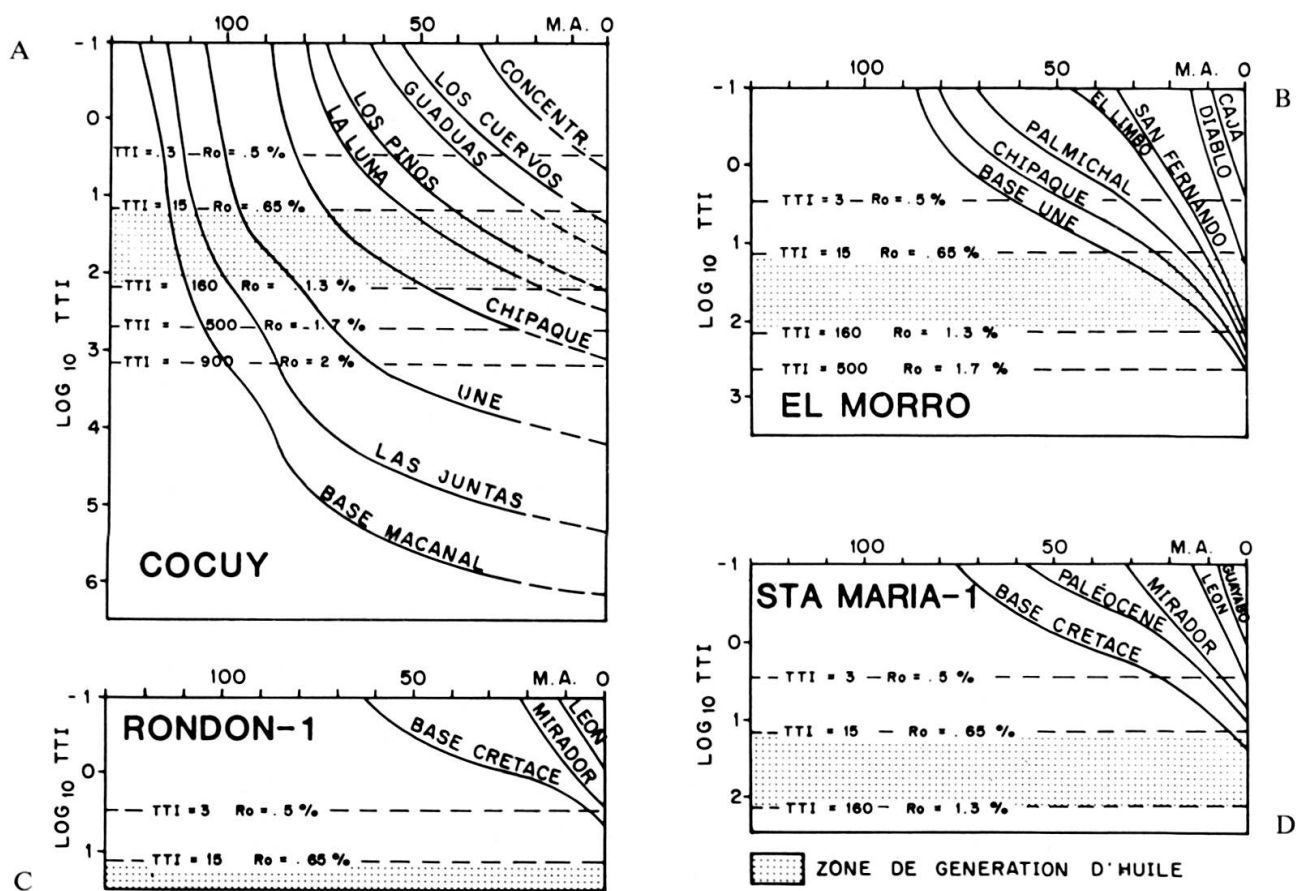


FIG. 15.

Evolution de la maturité de la matière organique (Log_{10} TTI) en fonction du temps pour les colonnes stratigraphiques du Cocuy (CO), d'El Morro (Borde Llanero), de Santa Maria-1 (ouest des Llanos) et de Rondon-1 (est des Llanos). La zone de génération d'huile est définie selon Waples (1980) pour un kérogène type III entre 15 et 160 TTI. Pour un kérogène de type II la génération peut commencer légèrement plus tôt avec un TTI de 3 ou 5.

Thierry Boinet et Michel Leikine, de l'Université P. et M. Curie (Paris VI), ont mesuré un indice de cristallinité de l'illite de 4,5 sur des échantillons provenant de la partie médiane de la formation Lutitas de Macanal de la coupe d'El Cocuy. Ces résultats confirment que la partie inférieure de la série crétacée a atteint l'anchizone, sans arriver dans la zone de l'épimétamorphisme. Par ailleurs, selon les résultats préliminaires de Boinet et Leikine, la disparition de la kaolinite sous la formation Apon indique que les formations pré-aptiennes ont été soumises à des températures supérieures à 150 degrés (cf. Hoffman et Hower, 1979).

Plus au sud du bassin, dans la région comprise entre Pajarito et Cáqueza (figures 1, 4, 6 et 7), la sédimentation a été beaucoup plus argileuse (faciès deltaïques plus distaux) pendant le Crétacé inférieur. Dans cette région, en raison de la conductivité plus basse de la colonne sédimentaire, la base de la série crétacée a atteint des températures plus élevées que dans la zone du Cocuy (selon le modèle 340 degrés

à base du Crétacé dans la colonne de Cáqueza). Ce phénomène explique donc la présence de faciès métamorphiques (schistes de Saname, pizarra de La Culebra de Hubach, 1957) à la base du groupe Cáqueza sur la route Bogotá-Villavicencio.

En étudiant la paragenèse des minéraux argileux dans les formations de la coupe de Pajarito, Hébrard (1985) a montré que la base du Crétacé a atteint une température d'environ 350 degrés. Ce résultat est proche de la température de 338 degrés obtenue pour la formation Lutitas de Macanal avec le modèle.

La figure 15a représente l'augmentation de la maturité de la matière organique (MO) de plusieurs formations dans la région de la Sierra Nevada del Cocuy. Les shales de la formation Lutitas de Macanal, qui sont riches en MO d'origine végétale (faciès charbonneux déposés dans différents milieux deltaïques), ont traversé en quelque cinq millions d'années la «zone mature» pendant le Crétacé inférieur. La MO de cette formation était déjà complètement carbonisée au Crétacé supérieur.

Au contraire, les faciès laminés de la formation La Luna, qui sont très riches en MO amorphe d'origine marine, ont commencé à entrer dans la fenêtre-à-huile au Paléocène et ont probablement généré des hydrocarbures liquides pendant tout le Tertiaire.

La formation Los Cuervos, dans laquelle sont intercalés des niveaux de charbon qui pourraient représenter des roches-mères potentielles de gaz, n'a jamais atteint une maturité suffisante pour générer des hydrocarbures.

Zone du Borde Llanero

La figure 13b indique la position des isothermes et des isoTTI dans le diagramme géohistorique de la colonne d'El Morro. En raison d'une subsidence et d'une sédimentation très rapide pendant l'Oligocène et tout le Tertiaire supérieur, le gradient géothermique a fortement diminué pendant les trente derniers millions d'années (figure 12). Dans cette région, les niveaux de shales contenus dans les formations Chipaque et Palmichal représentent les meilleures roches-mères potentielles. Ces formations sont entrées dans la zone de génération d'huile au Tertiaire supérieur (figure 15b). En raison d'un gradient géothermique très faible et d'une subsidence très rapide, la fenêtre à huile se trouve actuellement très bas dans la colonne sédimentaire.

Partie occidentale des Llanos

Dans le forage de Santa Maria-1, les roches-mères potentielles sont les shales marins de la formation Gacheta (figure 5) déposés durant le maximum de la transgression du Crétacé supérieur. Ces faciès sublittoraux contiennent surtout de la MO d'origine continentale. Selon le modèle (figure 15c), ces roches ont atteint la zone de génération d'huile il y a à peine 1 ou 2 millions d'années. Comme dans la zone du Borde Llanero, la sédimentation très rapide pendant l'Oligocène et le Tertiaire supérieur a retardé le début de la génération d'huile en diminuant le gradient géothermique (cf. Komintz et Bond, 1986).

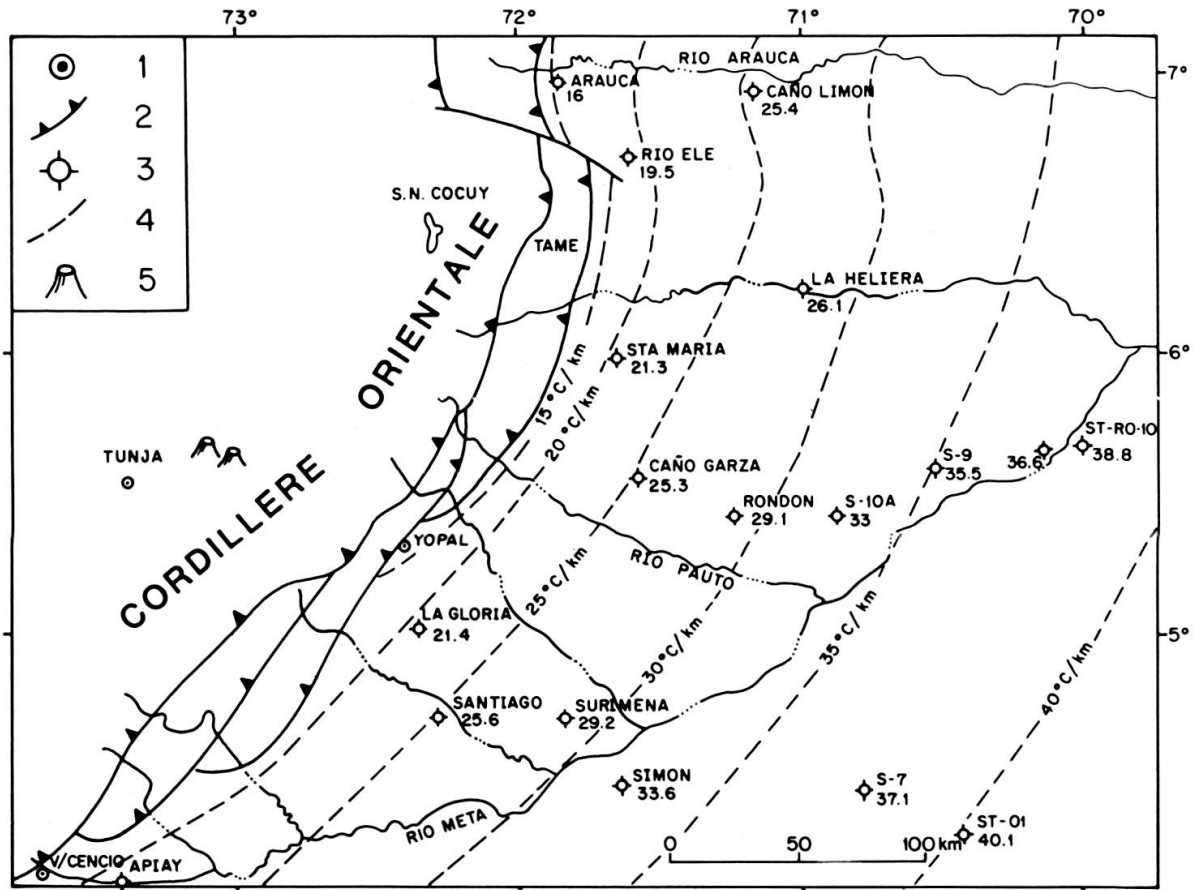


FIG. 16.

Carte du gradient géothermique moyen dans les sédiments crétacés et tertiaires du bassin des Llanos (résultats du modèle). 1 = Villes et villages. 2 = Failles inverses et chevauchements du front est de la CO. 3 = Forage avec le gradient géothermique moyen calculé avec le modèle. 4 = Lignes d'isogradient géothermique. 5 = Volcanisme miocène ou pliocène de Paipa-Iza.

Partie orientale des Llanos

A l'est des Llanos, dans la région de Rondon, le gradient géothermique est resté relativement constant pendant le Tertiaire car la vitesse de sédimentation était toujours assez lente. Dans cette région, le Crétacé est très gréseux (figure 3) et ne présente que de rares niveaux de shales. Ces faciès contiennent une faible quantité de MO qui est restée immature (figures 13d et 15d).

Répartition du gradient géothermique et maturité du Crétacé dans les Llanos

Les résultats du modèle permettent de construire une carte du gradient géothermique dans les Llanos (figure 16). A l'est des Llanos, la colonne sédimentaire est peu épaisse et peu compactée. La molasse miocène et pliocène présente une granulométrie fine car on se trouve loin des Andes. Bien que dans cette région le flux

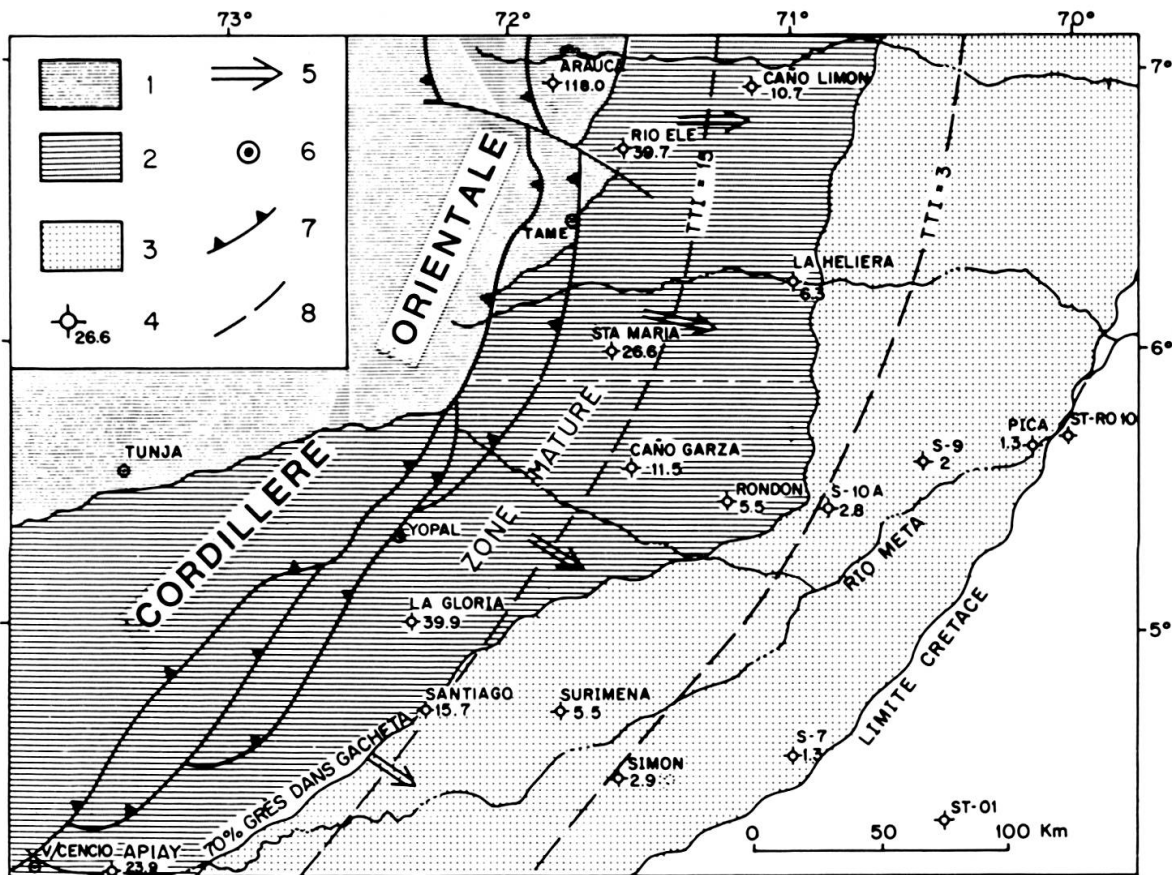
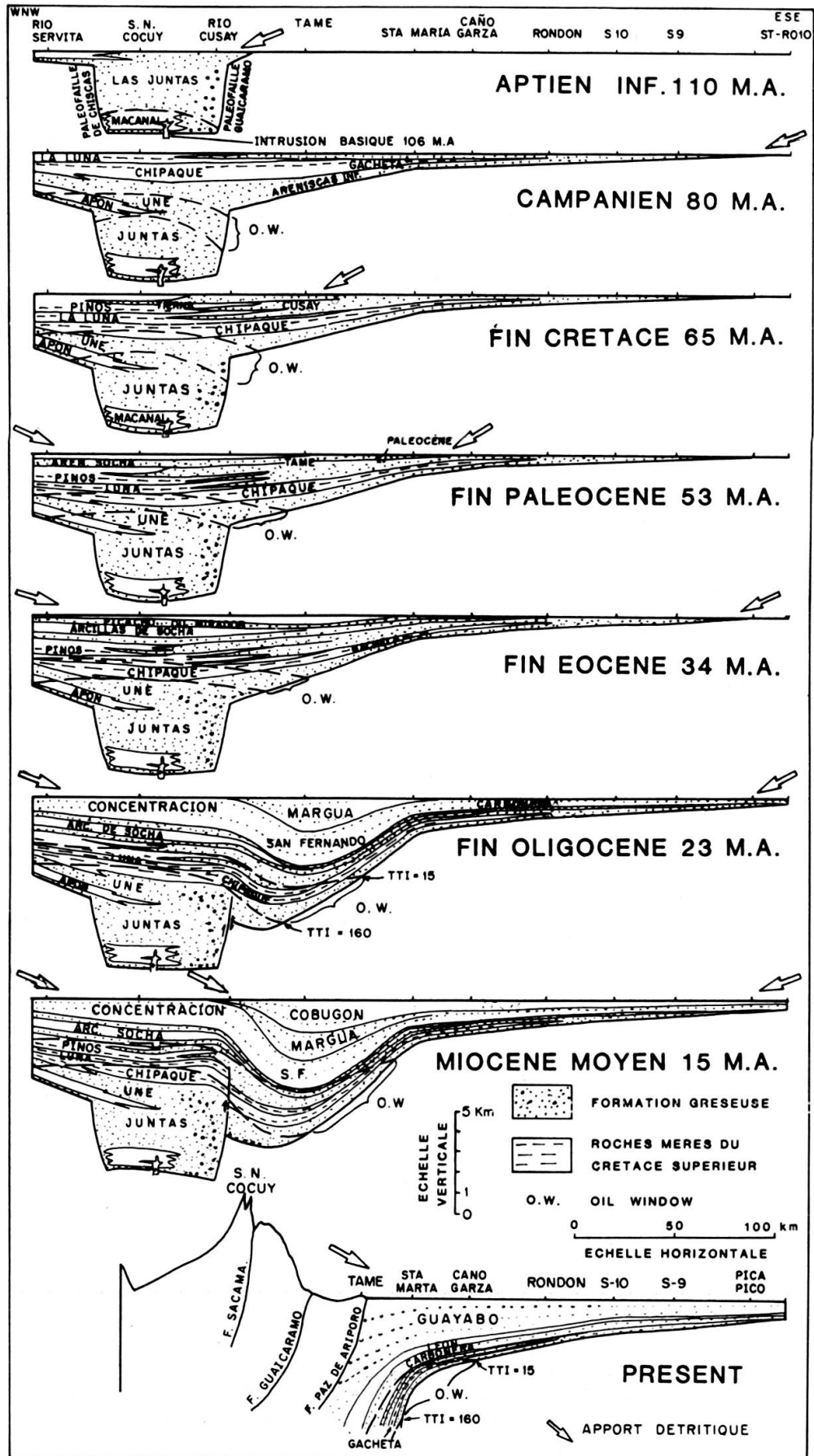


FIG. 17.

Maturité actuelle du Crétacé supérieur et faciès déposés au maximum de la transgression crétacée. 1 = Shales, calcaires micritiques et cherts laminés riches en MO amorphe (type La Luna) déposés en milieu anoxique. 2 = Shales déposés en milieu sublittoral peu oxygéné contenant de la MO d'origine continentale (principalement) et marine (peu). 3 = Grès littoraux et continentaux. 4 = Forages avec le TTI actuel calculé pour la base du Crétacé. 5 = Migration de pétrole dans les Llanos depuis la zone où le Crétacé supérieur est actuellement mature. 6 = Villes et villages. 7 = Failles inverses et chevauchements du front est de la CO. 8 = Lignes isoTTI actuelles de la base du Crétacé des Llanos selon le modèle. A l'ouest de la ligne isoTTI 15 le Crétacé supérieur génère probablement de l'huile qui peut migrer vers l'est.

thermique ait une valeur normale (1,3 HFU dans le modèle) on obtient un gradient géothermique élevé (35 à 40°C/km) car la conductivité thermique des sédiments est faible.

Dans la partie la plus profonde du bassin, à l'ouest des Llanos, le flux thermique est très bas à cause de la sédimentation très rapide pendant l'Oligocène et le Tertiaire supérieur. Par ailleurs, les grès sont abondants dans les formations du Tertiaire supérieur qui représentent une grande partie de la colonne stratigraphique car on se trouve au pied des Andes; de ce fait la conductivité thermique moyenne est relativement élevée. Ces effets se combinent et produisent les gradients géothermiques très faibles observés dans les forages d'Arauca ou de Río Ele (figure 16).



Le modèle explique donc les grands traits de la répartition du gradient géothermique dans les Llanos (diminution vers l'ouest et augmentation vers l'est). Si ces variations s'observent bien dans la réalité, il est cependant évident que d'autres facteurs dont on n'a pas tenu compte vont faire varier le gradient d'une manière moins régulière que sur la figure 16 (circulations de fluides, différences du flux géothermique dues à un substratum de nature différente selon les endroits, etc.).

La figure 17 représente la zone où le Crétacé supérieur atteint un TTI supérieur à 15 d'après le modèle. Cette zone recouvre en grande partie la zone où, selon les données compilées par Valderrama et Codoba (1985), le Crétacé des Llanos a une réflectance de vitrinite (Ro) supérieur à 0,6%.

LES ROCHES-MÈRES POTENTIELLES DANS LE CRÉTACÉ ET LE TERTIAIRE

Le milieu de dépôt des faciès fins détermine en grande partie le type de MO qu'ils contiennent (Tissot et Welte, 1978). Les shales noirs déposés dans des milieux paralytiques réducteurs ou dans des zones sublittorales soumises à une forte influence continentale contiennent surtout de la MO humique, riche en oxygène (kérogène type III), qui peut produire surtout du gaz sec. Les couches de charbon représentent des roches-mères de gaz même si en certains cas elles peuvent générer des huiles paraffiniques (Tissot, 1984).

Les lutites et calcaires micritiques déposés dans des milieux anoxiques loin de toute influence continentale sont particulièrement riches en MO amorphe d'origine marine (kérogène type II). Ces faciès riches en hydrogène présentent un fort potentiel de génération d'huile puis de gaz s'ils atteignent une maturité suffisante (Tissot et Welte, 1978; Demaison et Moore, 1980).

En utilisant ces critères et en connaissant la lithologie et le milieu de dépôt de chaque formation, il est possible de définir de manière régionale les formations de la CO et des Llanos qui représentent des roches-mères potentielles (roches qui peuvent générer des hydrocarbures si elles atteignent une maturité suffisante). Des déterminations directes du type de MO contenue dans les formations de la CO et des Llanos ont été publiées par Robertson Research, 1983; Keal, 1985; Hébrard, 1985).

FIG. 18.

Evolution du bassin du Cocuy et du bassin des Llanos:

Position de la zone de génération d'huile pendant le Crétacé et le Tertiaire. Sur cette figure la zone de génération d'huile (Oil Window) est limitée par les isoTTI 15 et 160, sous l'isoTTI 160 sera généré principalement du gaz. Exagération verticale 10 fois. Pour la localisation des forages voir figure 1.

Cordillère Orientale (figures 4 et 6)

Les formations du Crétacé inférieur du bassin du Cocuy (Lutites de Macanal, Areniscas de Las Juntas, Fomeque, Une) se sont déposées dans différents milieux deltaïques. Les shales charbonneux présents dans ces formations sont surtout des roches-mères potentielles de gaz. Le dépôt de la formation Chipaque a eu lieu dans un milieu sublittoral au début de la grande transgression du Crétacé supérieur. Ces faciès contiennent un mélange de MO marine (peu) et continentale. Les faciès anoxiques de la formation La Luna sont très riches en MO amorphe et représentent les meilleures roches-mères d'huile potentielles du Crétacé de la CO. Les shales noirs bioturbés de la formation Los Pinos se sont déposés alors que commençait la régression à la fin du Crétacé supérieur, c'est-à-dire à un moment où l'influence continentale redevenait plus forte dans le bassin. Cette formation contient un mélange de MO continentale et marine et encore quelques niveaux laminés de type La Luna avec un bon potentiel de génération d'huile.

Les formations du Maastrichtien (Guaduas) et du Tertiaire inférieur de la CO se sont déposés dans différents milieux continentaux ou littoraux. Les niveaux de shales sombres et les couches de charbons de ces formations sont parfois riches en MO humique et présentent un certain potentiel pour générer du gaz.

Llanos (figures 3 et 5)

Dans les Llanos, les shales marins du Crétacé supérieur (formation Gacheta) contiennent un mélange de MO d'origine continentale et marine. En raison de la direction des apports pendant le Crétacé (figures 5 et 18), la quantité de MO d'origine marine augmente vers l'ouest.

Les formations tertiaires des Llanos se sont déposées principalement dans des milieux continentaux bien oxygénés et les shales de ces formations sont souvent complètement oxydés (couches rouges, jaunes ou blanches). Les formations Carbonera et la partie inférieure du Guayabo présentent cependant de nombreux niveaux de charbon qui pourraient présenter un potentiel pour générer du gaz. Les shales gris-vert de la formation Léon se sont déposés lors d'une transgression dans les Llanos au Miocène inférieur. A cette époque, la mer était étroite et tout le bassin était soumis à une forte influence continentale. Les faciès fins de la formation Léon contiennent donc surtout de la MO humique.

**MATURATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE
ET GÉNÉRATION D'HYDROCARBURES
DANS LA CORDILLÈRE ORIENTALE ET LES LLANOS: UN MODÈLE**

La figure 18 résume l'évolution de la partie est de la CO et des Llanos pendant le Crétacé et le Tertiaire. En reportant la profondeur des isoTTI des diagrammes

géohistoriques alignées sur un profil, il est possible de suivre la position de la zone de génération d'huile en fonction du temps. La figure 18 permet donc de voir quand et où les roches-mères potentielles ont commencé à générer des hydrocarbures. Dans ce modèle régional, on considérera simplement que l'eau expulsée des sédiments en raison de la compaction migre de la zone de plus grande pression en direction des marges du bassin (par exemple Galloway et Hobday, 1983, fig. 11-3). De la même manière, l'huile et le gaz formés dans les zones où les roches-mères sont matures migreront par densité ou poussés par les eaux en suivant les corps perméables existant à cette époque. A moins qu'ils ne soient bloqués dans des pièges, ces hydrocarbures entreront en contact avec les eaux météoriques infiltrées le long des bords du bassin et seront altérés par des bactéries et oxydés.

Dans les paragraphes suivants, les coupes de la figure 18 seront décrites chronologiquement.

Berriasien-Aptien inférieur (130-110 MA)

Entre le Berriasien et l'Aptien, le bassin du Cocuy est un graben étroit situé entre le secteur émergé des Llanos et la zone peu subsidente du paléomassif de Santander. L'Aptien représente la fin de la phase d'extension et pendant cet âge, le flux thermique atteint une valeur maximale d'environ 2 HFU (figure 12). Des intrusions basiques se mettent en place dans la zone axiale du bassin et il existe une circulation hydrothermale très intense. Un important delta s'est formé au nord du bassin où se déposent une énorme quantité de sable et d'argile (figures 4 et 6). Pendant le début du Crétacé, la formation Lutitas de Macanal, qui contient une grande quantité de MO d'origine terrestre, traverse très rapidement la zone mature (figure 15a) et génère probablement une grande quantité de gaz sec.

Aptien inférieur-Campanien inférieur (110-80 MA)

L'Aptien supérieur est une période de transgression pendant laquelle la mer avance un peu vers l'est dans la zone du Borde Llanero. A l'Albien, a lieu une très importante phase de progradation, et les grès deltaïques de la formation Une remplissent tout le bassin du Cocuy. Depuis le Cénomaniens, la mer avance très rapidement vers l'est en réponse à une élévation importante du niveau eustatique. Pendant le Coniacien et le Santonien, les shales noirs de la formation Gacheta se déposent dans la partie occidentale des Llanos alors que, plus à l'est, prédominent des faciès gréseux littoraux. Dans le centre du bassin se forme une vaste zone anoxique où se déposent les shales et calcaires micritiques laminées riches en MO amorphe de la formation La Luna (figure 17). Au Campanien inférieur se dessine une période de régression généralisée et des faciès gréseux recommencent à remplir le bassin (figure 5).

Pendant cette période, le gradient géothermique est élevé dans la zone axiale du bassin en raison d'un flux thermique encore assez élevé et d'une sédimentation

principalement argileuse. Il est probable qu'une circulation hydrothermale diffuse persiste encore, au moins jusqu'au Turonien (minéralisations dans la formation Capacho; cf. Fabre et Delaloye, 1983).

Il y a quatre-vingts millions d'années, la MO contenue dans les formations Lutitas de Macanal et Areniscas de Las Juntas a déjà atteint une maturité très élevée (TTI > 1000). Les shales marins des formations Apon et Fomeque (figure 6) ainsi que les niveaux charbonneux de la base de la formation Une se trouvent entre les isoTTI 15 et 160 et génèrent probablement du gaz dans la partie centrale du bassin. Ce gaz peut migrer vers l'est, le long des Grès Inférieurs dans les Llanos, et s'échapper vers la surface vu qu'il n'existe pas encore de piège à cette époque.

Campanien inférieur-fin Crétacé (80-65 MA)

Pendant le Campanien et le Maastrichtien, la mer se retire rapidement des Llanos (figure 5). A la fin du Crétacé, la partie centrale du bassin est occupée par les lagons littoraux et les marais d'une vaste plaine deltaïque. Dans ces milieux peu oxygénés, se conserve une grande quantité de MO végétale qui va former les couches de charbon de la formation Guaduas.

A la fin du Crétacé, les formations Capacho et Chipaque qui sont riches en MO d'origine mixte commencent à entrer dans la fenêtre à huile. Il semble donc probable que, depuis cette époque, de l'huile a été générée dans la partie axiale du bassin. Il y a soixante-cinq millions d'années, le toit de la formation Une se trouvait à 2250 mètres de profondeur dans la région du Cocuy et remontait vers l'est avec une pente d'un demi-degré. En raison de cette pente très faible, on peut penser que le pétrole formé dans la région du Cocuy était poussé vers les marges du bassin par les eaux de compaction alors que la poussée par gravité devait être faible.

Paléocène (65-53 MA)

Pendant le Paléocène, l'événement le plus important est l'émersion du massif de Santander à l'ouest du bassin du Cocuy. De cette nouvelle source détritique dérivent les grès lithiques des formations Los Cuervos (au nord) et Bogotá (au sud) (figure 6). Durant le Paléocène, la sédimentation est continue dans la zone axiale du bassin où la subsidence est encore assez rapide, alors qu'à l'est des Llanos la mince couverture crétacée est soumise à l'érosion (figure 5). Pendant cet âge, le flux thermique calculé est de 1,5 HFU dans l'axe du bassin, c'est-à-dire qu'il est revenu à une valeur proche de celle d'avant la phase d'extension.

Les formations Capacho et Chipaque se trouvent dans la zone de génération d'huile et la formation La Luna (kérogène type II) commence à être mature vu qu'elle se trouve entre les isoTTI 3 et 15 dans le centre du bassin. Il est donc probable qu'une génération d'huile massive a commencé pendant le Paléocène dans la zone axiale du bassin du Cocuy. Si on considère que pendant cet âge, les grès du Crétacé supérieur

affleuraient à l'est des Llanos, il semble raisonnable de penser que les hydrocarbures générés ont pu s'échapper vers la surface ou ont été altérés par les eaux météoriques qui s'infiltraient à l'est du bassin. Par ailleurs, pendant le Paléocène, il n'existait probablement pas encore de structure où l'huile aurait pu être piégée.

Eocène (53-34 MA)

Pendant l'Eocène inférieur et moyen, les Llanos étaient émergés, alors qu'une sédimentation continentale continuait dans la partie centrale du bassin (figure 5). A l'Eocène supérieur, la partie occidentale des Llanos et la zone du Borde Llanero commencent à subsider rapidement. Un nouveau cycle sédimentaire débute avec le dépôt de la formation Mirador (dans le sens utilisé dans les Llanos) dont les grès constituent un important réservoir. A la fin de l'Eocène, une mer très peu profonde avance sur les Llanos du nord vers le sud. Cette transgression est enregistrée dans les faciès littoraux et saumâtres du sommet de la formation Mirador et de la base de la formation Carbonera des Llanos ainsi que dans la formation San Fernando du Borde Llanero.

Depuis cet âge, l'axe de subsidence du bassin migre vers l'est et se trouve situé dans la zone du Borde Llanero. Ce changement de la géométrie du bassin indique le début d'une période de compression généralisée, qui va permettre la formation du bassin d'avant-pays des Llanos. Dans ce contexte de compression commencent probablement à se développer des structures peu marquées dont le volume va croître pendant l'Oligocène et le Tertiaire supérieur.

Pendant l'Eocène, la formation La Luna se trouve déjà franchement dans la fenêtre-à-huile, et la zone où le Crétacé supérieur est mature commence à s'étendre vers l'est.

Oligocène (34-23 MA)

Pendant l'Oligocène, la région du Borde Llanero subside très rapidement alors que la subsidence devient plus lente dans la région du Cocuy. Les formations Concentration et Usme (Cordillère), San Fernando (Borde Llanero) et la partie inférieure de la formation Carbonera (Llanos) présentent des faciès saumâtres et marins peu profonds qui sont les témoins de la transgression commencée à la fin de l'Eocène. Au contraire, les faciès plus gréseux de la partie supérieure de la formation Carbonera indique que la mer se retire à la fin de l'Oligocène, abandonnant de vastes plaines inondées propices à l'accumulation d'une grande quantité de MO végétale (charbons de la formation Carbonera).

En raison d'une sédimentation très rapide, le flux thermique diminue notablement dans la zone du Borde Llanero et à l'ouest des Llanos (valeur de l'ordre de 1 HFU; figure 12). Cela provoque une forte diminution du gradient géothermique et la fenêtre-à-huile s'enfonce à - 4000 mètres dans la zone du Borde Llanero alors

qu'à la même époque elle se trouve à – 2300 mètres de la surface dans la région du Cocuy.

Pendant l'Oligocène, les roches-mères du Crétacé supérieur de la CO se trouvent encore dans la zone de formation d'huile. Néanmoins, en raison du déplacement vers l'est de l'axe de subsidence du bassin, le pétrole généré dans la région de la cordillère ne peut plus migrer vers l'est. Une partie de ces hydrocarbures remplit probablement les structures qui commencent à se former dans la région de la CO.

Durant cet âge, les roches-mères du Crétacé supérieur du Borde Llanero commencent à peine à entrer dans la zone mature et produisent probablement de l'huile qui, en raison de la forme du bassin, peut migrer vers l'est, le long des formations gréseuses du Crétacé supérieur et du Tertiaire inférieur. Cette migration est facilitée par le fait que la pente du bassin augmente progressivement.

Fin Oligocène-Début du Miocène Moyen (23-15 MA)

Pendant le Miocène inférieur, la mer envahit de nouveau la région des Llanos. Les faciès argileux de la formation León dans les Llanos et des formations Cobugón et Diablo dans la zone du Borde Llanero se déposent dans cette mer peu profonde qui n'a pas recouvert la région de la CO. Durant cet âge, les axes anticlinaux des principales structures de la CO ont probablement commencé à se soulever et constituaient une nouvelle source détritique à l'ouest du Borde Llanero.

La situation est assez semblable à celle de l'Oligocène. La sédimentation est toujours très rapide dans la zone du Borde Llanero et à l'ouest des Llanos où la fenêtre de génération d'huile est très profonde. La zone où le Crétacé supérieur est mature continue à avancer vers l'est. Les structures qui commencent à se former dans les Llanos se remplissent probablement à mesure que leur volume augmente.

Fin du Miocène moyen-Présent (15-0 MA)

Pendant les derniers quinze millions d'années ont eu lieu les déformations principales qui donnent leurs formes actuelles à la CO et aux écaïlles du Borde Llanero. En raison de l'exagération verticale de la figure 18, les zones déformées ne peuvent plus être représentées. La chronologie de ces déformations est encore mal connue vu que les formations continentales du Tertiaire des Llanos et du Borde Llanero (Guayabo, Caja, Carribabare, Farallones) (figure 5) sont datées avec peu de précision.

Dans la moitié est de la CO, le plissement a commencé dès l'Oligocène (discordance locale dans le synclinal d'Usme au sud de Bogotá (Julivert, 1963). Cependant, les déformations les plus importantes ont eu lieu pendant le Miocène supérieur (apparition de faciès conglomératiques dans la formation Caja du Borde Llanero). Pendant le Pliocène, la CO a été soulevée rapidement de plusieurs kilomètres et ce soulèvement a continué plus lentement pendant le Pleistocène (Van der Hammen *et al.*, 1973). Ce soulèvement semble avoir eu lieu sans déformation très importante dans le bloc

de la CO (la formation Tilatá, d'âge Pliocène, est subhorizontale, localement basculée près des failles). Le volcanisme acide de Paipa-Iza a eu lieu juste après la période des déformations principales, au Miocène supérieur ou au début du Pliocène (coulées horizontales).

Dans le secteur du Borde Llanero, la sédimentation a encore été très rapide pendant le Miocène supérieur et le Pliocène. La formation du thrust-système du Borde Llanero est très récente. Le Pliocène, et souvent le Quaternaire, sont impliqués dans les failles inverses qui limitent les écailles chevauchantes. La déformation continue de nos jours (sismicité et terrasses basculées) et les failles les plus orientales sont les plus récentes. Par ailleurs, on note que l'écaille de Tame, au nord, est chevauchée par l'écaille del Morro, au centre, qui elle-même est chevauchée par l'écaille de Medina au sud (figure 1). Cette géométrie, ainsi que la présence d'un Pliocène plus épais au nord dans l'écaille de Tame, semble indiquer que ces écailles se sont formées du sud vers le nord, l'écaille de Tame étant la plus récente. Cette situation suggère que la compression n'était pas exactement perpendiculaire à la CO mais comprenait également une composante de décrochement dextre. (De la même manière on peut noter que les écailles du flanc ouest de la CO se sont formées dans un champ de forces compressives qui comprenait une composante en décrochement senestre).

Dans les Llanos, des structures ont commencé à se former dès l'Oligocène (variations de l'épaisseur des isopaques de la formation Carbonera), mais les plis et failles qui constituent les pliages de cette région se sont développés surtout pendant le Miocène supérieur et le Pliocène, période de compression maximale entre les blocs de la CO et des Llanos. Vu que la déformation est toujours active dans la zone du Borde Llanero, on peut penser que certaines structures des Llanos continuent à croître de nos jours.

Actuellement, la partie la plus profonde du bassin se trouve à la verticale des failles de Yopal et de Paz de Ariporo (figure 1); cela signifie que, depuis l'Oligocène, l'axe de subsidence s'est de nouveau déplacé vers l'est alors que les sédiments déposés pendant le Miocène supérieur et le Pliocène dans la zone du Borde Llanero ont été déformés et soulevés contre le flanc de la CO, formant successivement les écailles de Médina, El Morro et Tame.

En raison d'une vitesse de sédimentation très rapide à l'ouest des Llanos, le flux thermique est très bas (de l'ordre de 1 HFU) dans la zone la plus profonde du bassin en Arauca, et la fenêtre-à-huile s'enfoncé profondément sous les écailles du Borde Llanero.

Pendant les quinze derniers millions d'années, la zone où le Crétacé supérieur est mature s'est étendue rapidement dans les Llanos (figures 17 et 18) jusqu'à une ligne passant à l'est des forages de Apiay, Santa Maria et Rio Ele. Le Crétacé de la partie la plus profonde du bassin des Llanos est donc actuellement en train de générer de l'huile qui peut migrer vers l'est le long des formations gréseuses du Crétacé supérieur et du Tertiaire. A l'est de la ligne définie par l'isoTTI 15 sur la figure 17,

en raison de la pente faible du bassin, il existe une large frange où le Crétacé supérieur peut être considéré comme submature (TTI entre 3 et 15). Dans cette zone, certains composés du kérogène contenu dans la formation Gacheta commencent probablement à peine à devenir des hydrocarbures liquides; cependant, il est impossible qu'une grande quantité d'huile se soit formée dans cette région. Toujours selon le modèle, la partie inférieure de la formation Carbonera serait mature dans la partie la plus profonde à l'ouest du bassin, alors que les shales de la formation León n'ont jamais reçu une énergie thermique suffisante pour entrer dans la zone mature.

En résumé, le modèle montre que le pétrole exploité dans les Llanos a été généré principalement pendant le Tertiaire supérieur par les shales du Crétacé supérieur de la zone du Borde Llanero et de la partie occidentale des Llanos. La découverte de champs pétroliers à l'est de la zone où le Crétacé est mature (par exemple Caño Limon, cf. McCollough et Padfield, 1985) indique l'existence de migrations importantes vers l'est (de l'ordre de 50 à 100 km) comme c'est souvent le cas dans les bassins d'avant-pays. Le modèle montre également que le pétrole des Llanos ne provient pas de la CO car la migration CO/Llanos n'était déjà plus possible quand les structures des Llanos se sont formées.

Dans la CO, les roches-mères du Crétacé supérieur ont cependant continué à générer de l'huile pendant le Tertiaire supérieur (figure 13a). Même si ce pétrole ne pouvait plus migrer vers les Llanos, il est possible qu'il ait été en partie piégé dans des structures de la CO. Dans cette région, l'existence de gisements dépend donc surtout de découvrir des structures qui ont pu conserver ce pétrole jusqu'à nos jours, c'est-à-dire des structures qui n'ont pas été trop fracturées pendant les phases de déformations du Tertiaire supérieur et qui n'ont pas été trop profondément érodées. Dans les zones où le Crétacé de la CO est peu épais (p.e. entre la faille de Chiscas et le massif Floresta-Santander) le Crétacé supérieur se trouve actuellement dans la zone de génération d'huile (figures 1, 3, 18); ces zones sont donc les plus favorables pour chercher des hydrocarbures liquides. Au contraire, dans la partie axiale du bassin du Cocuy et autour de Bogotá où la série sédimentaire est plus épaisse on espérera trouver plutôt du gaz car les formations Chipaque et La Luna ont atteint une maturité plus élevée (TTI \geq 160; figure 15a).

QUELQUES PROBLÈMES NON RÉSOLUS

Le modèle d'évolution de la CO présenté dans ce travail ne prétend pas être définitif et sera probablement modifié quand on disposera de nouvelles données géophysiques (sismique réfraction et réflexion, gravimétrie plus précise, mesure du flux thermique). De même, le modèle de génération des hydrocarbures devra être confronté aux résultats de mesures directes obtenues dans les forages des Llanos quand ceux-ci seront disponibles. Si ces modèles permettent de tenir compte de nom-

breuses observations géologiques, ils obligent également à se poser les questions suivantes:

Le modèle de McKenzie (1978) offre un mécanisme physique qui permet d'expliquer la subsidence des bassins crétacés formés à l'est de la Cordillère Centrale. Dans quel contexte tectonique a eu lieu la phase d'extension dont résulte la subsidence de ces bassins? Bassin en extension formé en arrière d'un arc magmatique qui aurait existé le long de la Cordillère Centrale au Crétacé inférieur (Théry, 1982)? Rift continental formé sur le bord du continent sud-américain en raison d'une extension en relation avec l'ouverture de l'Atlantique nord et des Caraïbes (Maze, 1984; Boinet, 1985, fig. V.16; Klitgord et Schouten, 1986, fig. 10)? Tant que l'évolution tectonique des Caraïbes et de la partie NW de l'Amérique du Sud ne sera pas mieux comprise, il sera probablement difficile de répondre de manière définitive à cette question et de savoir ce qui se trouvait à l'ouest de la Cordillère Centrale au Crétacé inférieur.

Il est intéressant de noter (figure 2) que la phase d'extension du Trias-Jurassique inférieur a affecté une zone étroite à l'est de la Cordillère Centrale, provoquant la subsidence d'un graben où la sédimentation a été principalement continentale avec de courtes incursions marines (par exemple Mojica et Macia, 1982). Au contraire, la phase d'extension au début du Crétacé a affecté une zone beaucoup plus large et a permis la subsidence d'un vaste bassin qui a été rapidement envahi par la mer. Qu'est-ce qui explique cette différence? Suivant les arguments présentés par Le Pichon *et al.* (1982), on serait tenté de dire que la vitesse d'extension a probablement été rapide pendant le Crétacé inférieur alors que l'extension Trias-Lias a été plus lente. Le graben Trias-Lias du Magdalena aurait-il été comparable au graben du Rhin où l'amincissement de la lithosphère inférieur est important alors que l'extension de la croûte reste limitée. Au contraire, le bassin crétacé serait le résultat d'une phase d'extension rapide qui aurait aminci de manière homogène la croûte et la lithosphère.

S'il semble certain que la subsidence des bassins crétacés formés à l'est de la Cordillère Centrale est bien le résultat d'une phase d'extension de la lithosphère, on peut se demander si cette extension était aussi symétrique que sur le schéma de la figure 2. Le modèle de l'extension uniforme utilisé dans ce travail est-il le plus approprié ou l'extension était-elle contrôlée par un (ou plusieurs) niveau de détachement principal semblable à celui observé en sismique réflexion sous le Sevier Desert (Allmendinger *et al.*, 1983)?

Pendant le Tertiaire, les bassins crétacés ont été déformés puis soulevés. Les limites actuelles de la CO semblent avoir été définies en grande partie par d'anciennes failles normales qui bordaient les bassins crétacés. On remarque (figure 2) que pendant le Tertiaire inférieur, la déformation a eu lieu principalement dans la zone du Magdalena et la partie occidentale de la CO. Au Tertiaire supérieur, au contraire, la déformation a eu lieu sur toute la largeur de la CO et le raccourcissement semble avoir été concentré plutôt sur la moitié est de la CO (faille de Guaicaramo et Borde Llanero). Pourquoi cette différence et quels ont été les événements tectoniques régio-

naux qui ont déclenché ces déformations? Ici aussi un modèle complet de l'évolution des Caraïbes et zones voisines est nécessaire pour répondre à ces questions.

Finalement, en ce qui concerne le potentiel pétrolier de la CO, on peut se demander quel a été l'effet de la phase magmatique du Tertiaire supérieur (volcanisme de Paipa-Iza) et d'une intense activité hydrothermale sur les hydrocarbures éventuellement piégés dans les structures de cette chaîne de montagne. Les prochains forages effectués au nord de Bogotá donneront probablement certains éléments de réponse à cette question.

REMERCIEMENTS

Une grande partie de ce travail a été effectuée alors que j'étais géologue à l'Institut national de Recherches géologiques et minières en Colombie (INGEOMINAS). Je tiens à exprimer ma profonde gratitude au professeur Fernando ETAYO-SERNA, de l'Université nationale de Colombie, directeur du «Proyecto Cretáceo», qui a orienté mon travail pendant plusieurs années. Sans ses études paléontologiques sur les fossiles ramassés dans la Sierra Nevada del Cocuy, je n'aurais pu obtenir la courbe de subsidence de cette région qui m'a permis de développer une partie de ce modèle.

Mon travail a largement bénéficié des nombreuses discussions que j'ai eues avec tous mes amis géologues d'INGEOMINAS: je les remercie de leur appui et de tout ce qu'ils m'ont enseigné sur la Colombie.

Je tiens à dire ma vive reconnaissance aux docteurs Eric Davaud, maître d'Enseignement et de Recherches à l'Université de Genève, et André Strasser, Privat Docent, qui m'ont accompagné sur le terrain dans les régions difficilement accessibles de la Sierra Nevada del Cocuy. Leurs remarques et suggestions m'ont aidé à tirer certaines conclusions présentées dans ce travail.

Merci au professeur Michel Delaloye qui a bien voulu s'intéresser au problème des intrusions basiques de la CO. Les datations qu'il a réalisées à l'Université de Genève ont apporté un élément fondamental pour comprendre l'origine des bassins crétacés.

Le professeur Jean Charollais a dirigé la thèse dont est tiré ce résumé. Je tiens à le remercier de m'avoir fait confiance dès que je lui ai parlé de la possibilité d'étudier la Sierra Nevada del Cocuy et de m'avoir encouragé à présenter cet article.

Ce travail a bénéficié, à tous les stades de son développement, de l'appui de mes parents. Je tiens donc, pour terminer, à leur exprimer ma plus vive gratitude.

Les figures de ce travail ont été dessinées par M. Pierre Zbinden, dessinateur de l'Institut des Sciences de la Terre, je le remercie de son travail précis et rapide qui représente une grande contribution à cet article.

M. Alfred Dorkel, chef de groupe du département «Etudes et Synthèses» d'Elf-Aquitaine a relu ce travail avec attention, je le remercie de ses remarques constructives.

RÉFÉRENCES

- AALTO, K. R. (1971). Petrografía de las areniscas de la sección estratigráfica de Bogotá, Colombia. *Géol. Colombiana*, 8: 7-36, Bogotá.
- ACOSTA, C. E. (1960). Estratigrafía de Garcia Rovira. *Bol. Geol. Univ. Ind. Santander*, 5: 33-40, Bucaramanga.
- ACOSTA, F., & E. OBANDO (1983). Interpretación sísmica general de las áreas de Cambao y Guaduas-Honda. *Inf. Geophys. Ecopetrol N.º 709*, Bogotá.
- ALLMENDINGER, R., J. SHARP, D. VON TISH, L. SERPA, L. BROWN, S. KAUFMAN, J. OLIVER, R. B. SMITH (1983). Cenozoic and Mesozoic structures of the eastern Basin and Range from COCORP seismic reflection data. *Geology*, 11: 532-536.
- BEAUMONT, C. (1981). Foreland basins. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 65: 291-329.
- BIRCH, F., H. CLARK (1940). The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition. Part I. *Am. J. Sci.*, 238: 529-558.
- BOINET, T. (1985). La frontière méridionale de la plaque Caraïbe aux confins colombo-vénézuéliens (Norte de Santander, Colombie): données géologiques. Thèse 3^e cycle Univ. P. et M. Curie, No. 85-35, 204 pp. Paris.
- BRUNET, M. F., X. LE PICHON (1980). Effets des variations eustatiques sur la subsidence du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 22: 631-635.
- BRUNET, M. F., X. LE PICHON (1982). Subsidence of the Paris Basin. *J. Geophys. Res.*, 87: 8547-8560.
- CEDIEL, F. (1968). El grupo Girón, una molasa mesozóica de la Cordillera Oriental. *Bol. Geol., Serv. Geol. Nal.*, 16: 5-96, Bogotá.
- DE BREMAEKER, J. C. (1983). Temperature, subsidence and hydrocarbon maturation in extensional basins: A finite element model. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 67: 1410-1414.
- DEMAISON, G. J., G. T. MOORE (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 64: 1179-1209.
- DUNOYER DE SECONZAC, G. (1970). The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: A review. *Sedimentology*, 15: 1350-1363.
- ETAYO-SERNA, F. (1964). Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos. *Bol. Geol. Univ. Ind. Santander*, 16-17: 5-142, Bucaramanga.
- ETAYO SERNA, F. (1985). Paleontología estratigráfica del sistema cretácico en la Sierra Nevada del Cocuy. Proyecto Cretácico, *Publ. Geol. Esp. INGEOMINAS*, 16 (XXIV): 1-47, Bogotá.
- ETAYO SERNA, F., G. RENZONI, D. BARRERO (1969). Contornos sucesivos del mar cretáceo en Colombia. I Congr. Colombiano Geol., *Memoria*, 1: 217-252, Bogotá.
- ETAYO SERNA, F., G. I. RODRIGUEZ (1985). Edad de la formación Los Santos. Proyecto Cretácico-Contribuciones, *Publ. Geol. Esp. Ingeominas*, 16 (XXVI): 1-13, Bogotá.
- FABRE, A. (1981). Estratigrafía de la Sierra Nevada del Cocuy, Boyaca y Arauca, Cordillera Oriental (Colombia). *Geol. Norandina*, 4: 3-12. Bogotá.
- (1983). La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario. Primera parte: Estudio cuantitativo de la subsidencia. Segunda parte: Esquema de evolución tectónica. *Geol. Norandina*, 8: 21-27 et 49-61, Bogotá.
- (1985). Subsidencia y maduración de la materia orgánica: Un modelo de la evolución de la Cordillera Oriental y los Llanos durante el Cretáceo y el Terciario. Informe Ingeominas, 106 p., Trabajo presentado en el VI Congr. Latinoamericano Geol. 9-12 Oct. Bogotá.
- (1986). Géologie de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillère orientale de Colombie): évolution crétacée et tertiaire d'un bassin formé par extension de la lithosphère. Thèse Univ. Genève, No. 2217, 394 p., Genève.
- FABRE, A., M. DELALOYE (1983). Intrusiones básica cretácicas en las sedimentitas de la parte central de la Cordillera Oriental. *Geol. Norandina*, 6: 19-29, Bogotá.

- FORERO, H. (1958). Fuentes termales de Colombia. Serv. Geol. Nat. Colombia, Informe 1295, Bogotá.
- FOUCHER, J. P., X. LE PICHON, J. C. SIBUET (1982). The ocean-continent transition in the uniform lithospheric stretching model: Role of partial melting in the mantel. In: The evolution of sedimentary basins. Kent, P., Bott, M. H., McKenzie, D. P., Williams, C. A. (eds), Phil. Trans. R. Soc. London, A305: 27-43.
- GALLOWAY, W. E., D. K. HOBDAV (1983). Terrigenous clastic depositional systems. Application to petroleum, coal and uranium exploration. 423 pp., Springer Verlag Berlin.
- GANSSER, A. (1963). Quarzkristalle aus den kolumbianischen Anden (Sudamerika). Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 43: 91-103.
- GARCIA, R., S. GHOSH, F. RONDON, I. FIERO, M. S. SAMPOL, G. S. BENEDETTO, C. J. MEDINA, O. ODREMAN, I. SANCHEZ, A. USECHE (1980). Correlación estratigráfica y síntesis paleoambiental del Cretáceo de los Andes Venezolanos. Bol. Geol., 14 (26): 3-76, Caracas.
- HALL, M. L. (1973). The mineralogy and geochemistry of the Muzo emeralds vein. Unpublished report, 326 pp., Bogotá.
- HARDMAN, R. F. P. (1965). A section through the Eastern Cordillera of Colombia. Sinclair and BP, Unpublished Geol. report, 89 p.
- HARRIS, N. B., J. A. PEARCE, A. G. TINDLE (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Collision tectonics, Coward, M. P., Ries, A. C. (eds), Geological Soc. Sp. Publ., 19: 67-81. Blackwell London.
- HEBRARD, F. (1985). Les foots-hills de la Cordillère Orientale de Colombie entre les rios Casanare et Cusiana. Evolution géodynamique depuis l'Eo-Crétacé. Thèse 3^e cycle, Univ. P. et M. Curie No. 85-08, 162 pp., Paris.
- HOFFMAN, J., J. HOWER (1979). Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In: Aspects of diagenesis. Scholle, P. A., Schluger, P. R. (eds), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Public., 26: 55-79.
- HUBACH, E. (1957). Estratigrafía de La Sabana de Bogotá y alrededores. Bol. Geol., Serv. Geol. Nal, 5 (2): 93-112, Bogotá.
- HUTCHISON, I. (1985). The effect of sedimentation and compaction on oceanic heat flow. Geophys. J. R. Soc., 82: 439-459.
- INSTITUTO GEOGRAFICO «AGUSTIN CODAZZI» (IGAC) (1983). Mapa gravimétrico de Colombia, anomalías simples de Bouguer, escala 1: 1 500 000. Bogotá.
- JARVIS, G. T., D. P. MCKENZIE (1980). Sedimentary basin formation with finite extension rate. Earth Planet. Sci. Lett., 48: 42-52.
- JORDAN, T. (1981). Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, Western United states. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 65: 2506-2520.
- JULIVERT, M. (1961). Las estructuras del Valle Medio del Magdalena y su significación. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, 6: 33-52, Bucaramanga.
- (1963). Los rasgos tectónicos de la región de La Sabana de Bogotá y los mecanismos de la formación de las estructuras. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, 13-14: 19-20, Bucaramanga.
- (1968). Lexique Stratigraphique International. V Amérique Latine, 4a Colombie (première partie), Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque et intrusions d'âge Mésozoïque-Tertiaire. CNRS, 650 p. Paris.
- JULIVERT, M., Y. TELLEZ (1963). Sobre la presencia de fallas de edad precretácica et post-Girón (Jurá-Triásico) en el flanco W del macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, 12: 5-18. Bucaramanga.
- JULIVERT, M., D. BARRERO, J. NAVAS (1964). Geología de la Mesa de Los Santos. Bol. Geol. Univ. Ind. Santander, 18: 5-11, Bucaramanga.
- KEAL, J. E. (1985). Estudio de rocas petrolíferas de la Cordillera Oriental adyacentes a la cuenca de los Llanos Orientales, Colombia. II Simp. Bolivariano Explor. Petrol. Cuencas Subandinas, tome II, Bogotá.
- KLITGORD, K. D., H. SCHOUTEN (1986). Plate kinematics of the central Atlantic. In: The geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region. Vogt, P. R., Tucholke, B. E. (eds), 351-378.

- KOMINZ, M. A., G. C. BOND (1986). Geophysical modelling of the thermal history of foreland basins. *Nature*, 320: 252-256.
- KOVAS, E. J., D. A. ROGGENS, S. H. BINGERS (1982). Seismic interpretation of back-thrusts and displacement transfer zone between «en échelon» thrust faults, Middle Magdalena Valley, Colombia. V Congr. Latino-Americano Geol. Argentina, Actas I: 565-582. Buenos Aires.
- LAUBSCHER, H. P. (1982). The andean system of NW South America. Cours de 3^e cycle, Univ. Neuchâtel, 15 p., Neuchâtel.
- LE FORT, P. (1981). Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *J. Geophys. Res.*, 86: 10545-10568.
- LE PICHON, X., J. C. SIBUET (1981). Passive margin: A model of formation. *J. Geophys. Res.*, 86: 3708-3720.
- LE PICHON, X., J. ANGELIER, J. C. SIBUET (1982). Plate boundaries and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 81: 239-256.
- MACKENZIE, A. S., D. MCKENZIE (1983). Isomerization and aromatization of hydrocarbons in sedimentary basins. *Geol. Mag.*, 120 (5): 417-420, Cambridge.
- MAZE, W. B. (1984). Jurassic La Quinta formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. *Geol. Soc. Am., Mem.*, 162: 263-285.
- MCCOLLOUGH, C., E. PADFIELD (1985). Petroleum geology of Colombia's Llanos Basin: A summary. *Oil and Gas J.*, April 15, pp. 82-86.
- MCKENZIE, D. P. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40: 25-32.
- (1981). The variation of temperature with time and hydrocarbon maturation in sedimentary basins formed by extension. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55: 87-98.
- MOJICA, J., C. MACIA (1982). Geología del extremo noreste de la cuenca de Neiva (Valle Superior del Magdalena), región Prado-Dolores (Tolima). Annual Field Trip, Colomb. Soc. Petrol. Geol. Geophys., primera parte, 45 pp., Bogotá.
- MOLNAR, P., W. P. CHEN, E. PADOVANI (1983). Calculated temperatures in overthrust terrains and possible combinations of heat sources responsables for the Tertiary granites of the Greater Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 89: 6415-6429.
- MORALES, L. G. (1958). General geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Habitat of Oil Symp.*, Tulsa, p. 641-655.
- ODIN, G. S. (1982). The Phanerozoic time scale revised. *Episodes*, 1982 (3): 3-9.
- PENNINGTON, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northern South America. *J. Geophys. Res.*, 86: 10753-10770.
- PINSON, W., P. HURLEY, E. MENCHER, H. FAIRBAIRN (1962). K/Ar and Rb/Sr ages of biotites of Colombia, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73: 907-910.
- PITMAN, W. C. (1978). Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1389-1403.
- PONS, D. (1983). Contribution à l'étude paléobotanique du Mésozoïque et du Cénozoïque de Colombie. Thèse d'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 655 p.
- RENZONI, G. (1967). Geología del cuadrangulo J-12 Tunja. *Serv. Geol. Nal. Colombia, Informe 1546*, Bogotá.
- RENZ, O. (1959). Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela Occidental. *Bol. Geol.*, V (10): 3-48, Caracas.
- ROBERTSON RESEARCH (US) Inc. (1983). The northern Llanos of Colombia. Hydrocarbon potential and stratigraphic control. Private report, Houston.
- ROYDEN, L., C. E. KEEN (1980). Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51: 343-361.
- SARMIENTO, R. (1941). Geología económica de la región de Paipa, Duitama y Santa Rosa de Viterbo. *Serv. Geol. Nal. Colombia, Informe 353*, Bogotá.
- SCLATER, J. D., P. CHRISTIE (1980). Continental stretching: An explanation of the post mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *J. Geophys. Res.*, 85: 3711-3739.
- SHELL DE COLOMBIA (1962). Geological map of Colombia scale 1: 1 000 000. Unpublished.

- STECKLER, M. S., A. B. WATTS (1978). Subsidence of Atlantic-type continental margin off New York. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41: 1-13.
- THERY, J. M. (1982). Constitution du nord-ouest du continent sud-américain avant les tectoniques andines. Thèse d'Etat, Univ. Bordeaux, 3 volumes, Bordeaux.
- TISSOT, B. P. (1984). Recent advances in petroleum geochemistry applied to hydrocarbon exploration. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 68: 545-563.
- TISSOT, B. P., D. H. WELTE (1978). Petroleum formation and occurrence. A new approach to oil and gas exploration. 538 pp., Springer Verlag Berlin.
- ULLOA, C., E. RODRIGUEZ (1976). Geología del cuadrangulo K-12 Guateque. *Bol. Geol. Ingeominas*, 24 (2): 1-52, Bogotá.
- VALDERRAMA, R., F. CORDOBA (1985). Interpretación preliminar de la cuenca de los Llanos Orientales. II Simp. Bolivariano Explor. Petrol. Cuencas Subandinas, Memorias, II: 1-25, Bogotá.
- VAN ANDEL, T. (1958). Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 42: 734-766.
- VAN DER HAMMEN, Th. (1957). Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental). *Bol. Geol., Serv. Geol. Nal.*, 5 (2): 189-207, Bogotá.
- (1958). Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continental y tectogenesis de los Andes Colombianos. *Bol. Geol., Serv. Geol. Nal.*, 4(1-3): 67-128, Bogotá.
- VAN DER HAMMEN, Th., Th. WERNER, H. VAN DOMMELEN (1973). Palynological record of the upheaval of the Northern Andes: A study of the Pliocene and Lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of its high-andean biota. *The Quaternary of Colombia*, 2: 1-122, Amsterdam.
- VARGAS, R., A. ARIAS, L. JARAMILLO, N. TELLEZ (1976). Geología del cuadrangulo I-13 Malaga. *Bol. Geol. Ingeominas*, 24 (3): 1-76, Bogotá.
- WARD, D. E., R. GOLDSMITH, J. CRUZ, H. RESTREPO (1973). Geología del cuadrangulo H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. *Bol. Geol. Ingeominas*, XXI (1-3): 1-132, Bogotá.
- WAPLES, D. W. (1980). Time and temperature in petroleum formation, application of Lopatin's method to petroleum exploration. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 64: 916-926.
- WATTS, A. B., G. D. KARNER, M. S. STECKLER (1982). Lithospheric flexure and evolution of sedimentary basins. In: *The evolution of sedimentary basins*. Kent, P., Bott, M. H., McKenzie, D. P., William, C. A. (eds), *Phil. Trans. R. Soc. London*, A305: 249-281.