

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 66 (1973)
Heft: 2

Artikel: Sur la formation des Andes colombiennes
Autor: Krummenacher, Robert
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164193>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 23.02.2026

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

Sur la formation des Andes colombiennes

Par ROBERT KRUMMENACHER

Université de Genève, Institut de Géologie, 13 rue des Maraîchers, 1211 Genève

RÉSUMÉ

A l'aide d'une série de sections paléogéographiques le long d'un profil orienté E–W à travers les Andes colombiennes, l'auteur passe en revue les principales formations déposées dès le Cambrien, ainsi que les roches magmatiques associées. Chaque cordillère colombienne correspond à un domaine paléogéographique défini. La cordillère orientale est celui de l'orogenèse calédonienne, la centrale celui de l'orogenèse hercynienne, l'occidentale et celle de la Côte, celui de l'orogenèse laramienne.

On constate ainsi que les orogenèses primaire, secondaire et tertiaire se déplacent d'E en W au cours du temps. On suppose ici que le Pré-Cambrien n'a pas participé à ces mouvements tectoniques, mais qu'après chaque orogénèse, des sédiments géosynclinaux se déposaient à nouveau à l'W, directement sur la croûte océanique en mouvement. La disparition de ces mouvements de tension ont engendré la construction de chaînes de montagnes, en grande partie par réajustement isostatique. D'autre part, la refusion des roches dans la partie inférieure de l'écorce terrestre assure l'accroissement progressif du continent vers l'W.

ABSTRACT

A series of geological sections across the Colombian Andes along the 4° latitude N, illustrates the evolution of the paleogeography from Cambrian to Upper Tertiary. The main stratigraphical units are described, as well as the associated magmatic rocks. Each Colombian Cordillera was built in a definite paleogeographical area. The Eastern Cordillera belongs to the Caledonian orogenic belt, the Central Cordillera to the Hercynian orogenic belt, the Western and Coastal Cordillera to the Laramian one.

Thus one observes a progressive lateral shifting of the orogenic belts from E to W. It is assumed here that the Precambrian was not involved into younger tectonical movements. To the W of each orogenic belt, geosynclinal sediments were deposited directly on the moving oceanic crust. At the end of this period of tension within the continental crust, mountain building started, mainly produced by isostatic reajustment. At the same time, rock refusion at the base of the crust provided a constant accretion of the continent to the W.

Introduction

Au terme de quatre années consécutives, de 1958 à 1962, passées à parcourir la Colombie, il m'a été donné d'établir une carte géologique de compilation au 1:1 000 000 renouvelant la carte déjà parue en 1944. J'ai été également conduit à tenter de reconstituer, d'une manière suffisamment claire et générale, la formation des Andes colombiennes au cours des temps.

La thèse de RADELLI (1967) est un ouvrage très complet qui rend hommage à tous les pionniers de la géologie colombienne et utilise pratiquement tous leurs travaux. L'auteur conclut en proposant un schéma possible de l'évolution géologique du pays. En marge de ses conclusions, je propose ici une interprétation basée sur une coupe géologique orientée E-W à la latitude 4° N. Les noms de formation cités sont ceux généralement employés par les géologues colombiens.

2. Situation géographique

A cette latitude, nous avons d'E en W, les grandes étendues plates des Llanos, recouvertes par la forêt amazonienne, sauf au pied des Andes, le long desquelles, dans la partie N du pays, s'étend une steppe tropicale de plus de 100 km de large.

A l'W des Llanos, trois cordillères couvrent le reste du pays. La cordillère orientale culmine à 3800 m sur notre profil et est séparée de la cordillère centrale par la profonde vallée du Magdalena. La cordillère centrale a plus de 4000 m à cette latitude, entre les volcans Tolima au N et Huila au S. Enfin, après la traversée de la vallée du Cauca et de la cordillère occidentale, plus basse, on atteint le Pacifique à Buenaventura. La cordillère de la Côte, qui est représentée par la partie avancée à l'W du Choco, est immergée dans notre profil et n'apparaît à nouveau qu'aux îles Gorgona (fig. 1).

La qualité des observations géologiques le long du profil est inégale. Dans les Llanos, ce sont les profils sismiques établis par les compagnies de pétrole qui ont permis d'établir l'ampleur des transgressions marines sur le bouclier guyannais. La cordillère orientale est bien connue et a fait l'objet de travaux de détail (CAMPBELL et BURGL 1965). Il en va de même pour la vallée du Magdalena. La cordillère centrale n'a été que partiellement étudiée. La vallée du Cauca a été cartographiée en détail, mais la cordillère occidentale n'est à nouveau que partiellement connue (CASE et al. 1971). La géologie de détail n'a été faite que le long des rivières, des routes ou du chemin de fer Cali-Buenaventura. La figure 2 illustre les divers profils paléogéographiques tels qu'ils peuvent être reconstitués actuellement. Seules les grandes unités stratigraphiques sont représentées et les activités volcaniques sont symbolisées par une ou deux intrusions ou coulées. Il en va de même des zones tectoniques actives, qu'elles soient de tension ou de compression, symbolisant soit des effondrements (par exemple la vallée du Magdalena) soit des chevauchements (par exemple le front E de la cordillère orientale).

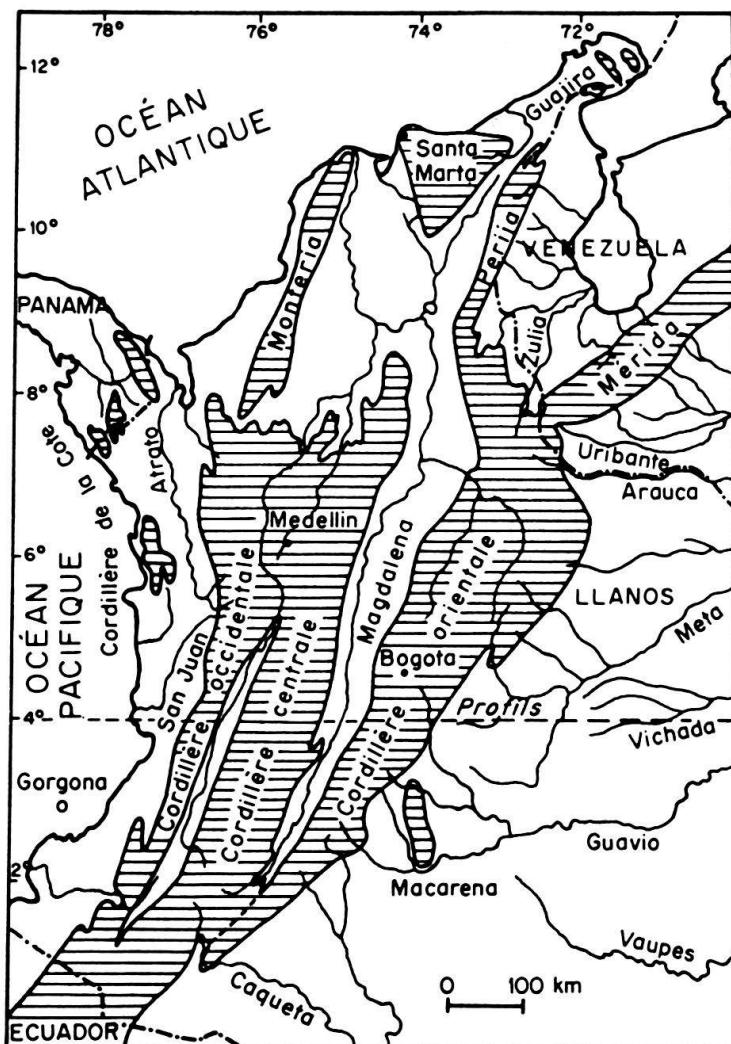
3. Les grandes unités géologiques

a) *Le Pré-Cambrien*

Les affleurements du bouclier guyanais, dans la Macarena, montrent des migmatites et des granites d'anatexie (GANSSER, dans TRÜMPY 1943). De son côté, RADELLI (1967) décrit des migmatites dans la partie S de la cordillère orientale, roches qu'il attribue au Pré-Cambrien. Elles n'apparaissent pas dans notre profil.

b) *Le Cambro-Silurien*

Cette unité, formée de schistes argileux et de grès quartzitiques à intercalations calcaires, repose à l'E en discordance sur le Pré-Cambrien. Elle a été bien datée (TRÜMPY 1943, HUBACH 1955). Ces sédiments, la formation du Guéjar, passe à l'W à des séries plus épaisses et métamorphiques, les schistes de Quetame. Ces schistes



Carte géographique de la Colombie

Figure 1

forment, avec ses intrusions granitiques, le cœur de la cordillère orientale. Les derniers sédiments cambro-siluriens datables plus à l'W ont été découverts au pied de la cordillère centrale où HARRISON (1930) a trouvé des schistes à Graptolites.

Bien qu'il soit difficile de mesurer l'épaisseur de ces séries, il semble bien qu'elles deviennent plus épaisses vers l'W et que leur faciès, de néritique passe à celui de mer profonde, dans une région de subsidence à grande échelle. D'autre part, l'orogenèse calédonienne s'étant fait sentir de plus en plus fortement vers l'W, nous avons admis que les micaschistes, les gneiss et les migmatites du groupe de Cajamarca, dans la cordillère centrale (fig. 2), représentent les équivalents métamorphiques des dépôts géosynclinaux cambro-siluriens, métamorphisés au cours des orogenèses calédonienne et plus tard hercynienne. Des travaux pétrographiques plus détaillés sont évidemment nécessaires pour confirmer cette hypothèse. Notons que ces séries métamorphiques sont recouvertes par un dévonien transgressif, dans le massif de Floresta, situé dans la cordillère orientale, au N de Bogotá.

Sections paléogéographiques simplifiées des Andes Colombiennes.

(Latitude 4° N)

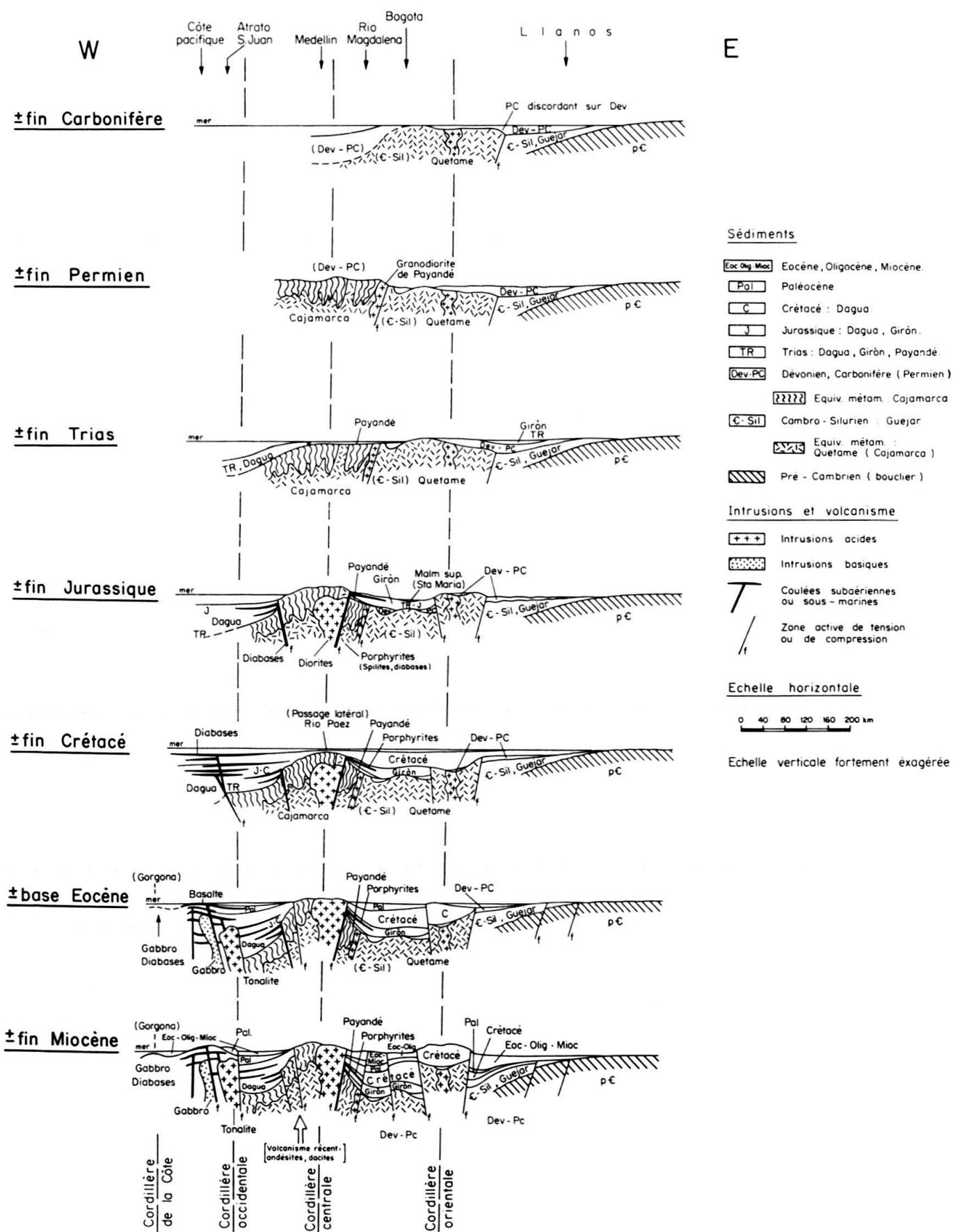


Figure 2

Radelli attribue d'autre part les gneiss du Massif de Santa Marta, en prolongation de la cordillère centrale au N, au Cambro-silurien (RADELLI 1967, p. 26), ce qui va dans le sens de notre hypothèse. Sur le terrain, ces séries sont malheureusement souvent difficiles à interpréter car il faut tenir compte des phénomènes accompagnant la granitisation hercynienne.

c) Dévonien et Permo-carbonifère

Le Dévonien marin, réduit, est connu dans la cordillère orientale, à Floresta (BOTERO RESTREPO 1950). Dans cette même cordillère, le Permo-carbonifère en majeure partie terrestre, est représenté par la partie inférieure du groupe Giron et constitué d'épaisses séries de grès et d'argiles rouges. Quelques intercalations marines ont apporté des Trilobites et des Céphalopodes (BÜRGL 1961). Ce groupe a fait l'objet de plusieurs études et une première synthèse a été présentée par TRÜMPY (1943).

Au cours de nos travaux sur le terrain, nous avons vu passer ce groupe du Dévonien marin de Floresta à des séries gréseuses rouges plus au N, attribuées par d'autres géologues au Jurassique. Il est donc, pour l'instant, difficile d'assigner à l'ensemble du groupe Giron une période de déposition bien déterminée.

Nous avons admis que le Dévonien et le Permo-carbonifère étaient représentés, dans le cordillère centrale, par la partie supérieure du groupe de Cajamarca. Les ectinites de RADELLI (1967, p. 260-268), qui sont d'épaisses séries de phyllites et de micaschistes, reposent, sans contact clair, sur les gneiss et migmatites attribuées ici au Cambro-silurien. Ces ectinites sont de plus traversées par des venues acides hercyniennes que nous avons symbolisées sur la figure 2 par l'intrusion granodioritique de Payandé.

Le passage du Permo-carbonifère de la cordillère orientale aux ectinites de Radelli à l'W n'est malheureusement pas visible. Ces dernières seraient, à notre sens, les dépôts géosynclinaux épais du cycle hercynien dont la sédimentation dans la zone de la cordillère centrale se serait terminée au Permien. Sur la figure 2, nous avons appelé Cajamarca l'ensemble des roches métamorphiques de la cordillère centrale.

d) Trias et Jurassique

Dans la partie E de notre profil, le Trias et le Jurassique sont représentés par la formation Giron. Ce sont des argiles, des grès et des conglomérats d'une teinte rouge caractéristique. Ces sédiments terrestres sont le produit du démantellement d'un massif émergé à l'emplacement actuel de la cordillère centrale. Des intercalations volcaniques basiques plus au N ont été reconnues dans ce groupe. Ces sédiments ont été déposés sous un climat désertique et chaud et de rares fossiles ont été trouvés (TRÜMPY 1943). Cette formation contient en outre d'importants niveaux salifères dans la région de la Sabana de Bogotà. Ces niveaux ont, par la suite, formé des dômes intrusifs dont l'un affleure actuellement dans la région de Zipaquirà.

Dans la partie W de notre profil, un Trias marin a été reconnue à Payandé, sur le flanc E de la cordillère centrale. Ce sont des calcaires de 600 m d'épaisseur, à niveaux gréseux ou siliceux, contenant une faune norienne et carienne (NELSON 1957). Plus à l'W, le Trias et le Jurassique sont probablement représentés par la partie inférieure du groupe Dagua s.l., la plus métamorphique. Elle est caractérisée par de nombreuses intercalations de coulées diabasiques.

A la fin du Jurassique, d'importantes intrusions granodioritiques accompagnent un soulèvement important de la cordillère centrale. Ces mouvements névadiens ont divisé, à cette latitude, le pays en deux provinces. Vont se former, à l'E, le miogéosynclinal crétacé, à l'W l'eugéosynclinal andin avec ses ophiolites. Rappelons qu'une faune tithonique a été trouvée au centre du sillon miogéosynclinal, dans les 1000 premiers mètres du groupe de Caqueza, dans la cordillère orientale.

e) Le Crétacé

Pendant cette période, le sillon subsident à l'E des hauts fonds ou des terres émergées de la cordillère centrale, se comble progressivement. Les formations schisteuses prédominent au centre, les formations gréseuses sur le pourtour du sillon. Dans la partie centrale, nous avons successivement les groupes de Caqueza, Villeta et Guadalupe, ces groupes devenant également plus gréseux vers le haut. Leur épaisseur totale est de 8000 m. Vers l'W et le N, le Crétacé moyen est représenté par la formation Une. Ce sont d'épaisses séries gréseuses culminant, à la Sierra Nevada de Cocuy, à plus de 5500 m.

L'ensemble de ces formations a un caractère régressif dès le Maestrichtien. D'autre part, le Crétacé transgresse sur le bouclier guyanais avec des grès qui n'affleurent qu'au S de notre section. (GANSSER 1954).

A l'W de la cordillère centrale, le géosynclinal andin s'est approfondi et d'épaisses séries de schistes sont traversées par de nombreuses intrusions diabasiques pouvant être également interstratifiées. Cet ensemble forme le groupe Dagua s.l. qui est une extension de la définition donnée par NELSON (1957). On y a trouvé de rares fossiles. Le Trias et le Jurassique y sont définis par corrélation litho-stratigraphique régionale. Quelques macrofossiles barrémiens et aptiens ont été découverts à Loma Harmosa (SCHEIBE 1926; GROSSE 1926) ainsi que les microforaminifères crétacés supérieurs. Plus au S, en direction de Popayan, des ammonites albiennes furent trouvées dans des sédiments à intercalations volcaniques, spilitiques et diabasiques (BURGL 1964; HUBACH 1957). De notre côté, nous avons trouvé, le long du Rio Paèz (Tierradentro) dans la partie S de la cordillère centrale, des intercalations basiques dans des sédiments marno-calcaires du Crétacé supérieur. Ces affleurements montrent qu'il existait une communication marine entre l'aire géosynclinale de l'W et le sillon crétacé de l'E. RADELLI (1967, p. 298-311) décrit largement les intrusions de diorites de la cordillère centrale qu'il place dans un intervalle chronologique Trias supérieur-Aptien. BOTERO ARANGO (1963) a déterminé l'âge radiométrique de l'une d'entre elles, il est albian. Sur notre figure 2, nous leur avons assigné une mise en place générale à la fin du Jurassique ou au Crétacé inférieur.

Dans la cordillère occidentale, nous retrouvons la partie supérieure du groupe Dagua s.l. (groupe diabasique de NELSON 1957). Ce sont des roches métamorphiques et volcaniques, des basaltes, des gabbros, des serpentinites et des prasinites.

f) Le Tertiaire inférieur

Soulevée par les mouvements laramiens, la cordillère centrale reste émergée et soumise à une érosion continue pendant tout le Tertiaire. A l'E de cette cordillère, les sédiments tertiaires inférieurs se sont déposés dans des bassins allongés et peu profonds, orientés NNE-SSW. Ce sont dans la région de Bogotà, les formations non-

marines de Lisama (Paléocène) avec intercalations charbonneuses, La Paz (Eocène), Mugrosa et Colorado (Oligocène). Au pied de la cordillère orientale, dans la région du Villavicencio, se sont déposées les formations de Limbo (Paléocène-Eocène) et San Fernando (Oligocène). A l'W, entre la cordillère centrale et la cordillère occidentale, dans la vallée actuelle du Cauca, nous avons, au Tertiaire inférieur, des sédiments marins ou saumâtres, argileux et gréseux à intercalations charbonneuses. Ce sont les formations de Ampudia (Eocène), La Cima, Timba et la Rampla (Eocène-Oligocène moyen). La formation de Suarez (Oligocène supérieur) transgresse sur la formation de La Rampla. Puis viennent les formations de Patia et Cinta de Piedra. L'Oligocène supérieur a également des argiles gréseuses à intercalations charbonneuses. Ces dernières peuvent s'épaissir vers le N (charbon productif d'Antioquia, VAN DER HAMMEN 1960).

La région correspondant au versant pacifique de la cordillère occidentale a également été soulevée lors des mouvements laramiens. Le Paléocène et l'Eocène inférieur n'a pas été retrouvé. Mais plus à l'W, les intrusions basiques et les coulées basaltiques du Cabo Corrientes et des îles Gorgona ainsi que celles affleurant de manière restreinte le long de la route Cali-Buenaventura, sont attribués à cet intervalle chronologique (GANSSER 1950). Dans ces dernières régions, l'Oligocène inférieur est représenté par des grès et des argiles. L'Oligocène supérieur transgresse à nouveau les séries précédentes avec un conglomerat, des calcaires et des argiles gréseuses.

Les intrusions basiques du versant W de la cordillère occidentale ont été également attribuées au Paléocène et à l'Eocène. Les intrusions tonalitiques massives de la cordillère occidentale se sont mises en place à la base du Tertiaire. Ces massifs ont laissé autour d'eux des auréoles de contact d'une grande fraîcheur. Ils sont, en outre, en relation avec les exploitations d'or de la région.

g) Le Tertiaire supérieur

Dans la partie E de notre profil, la transgression miocène est suivie d'un soulèvement de la cordillère orientale, soulèvement qui se poursuit jusqu'à la fin du Pliocène. Dans les Llanos se déposent d'épaisses séries détritiques. Ce sont les formations de Diablo et Caja (Miocène), Caribabare (Pliocène) et Farallones (Plio-Pleistocène). Ces séries diminuent vite d'épaisseur en direction du bouclier guyanais. Mais au pied de la cordillère orientale, l'ensemble a plusieurs milliers de mètres d'épaisseur.

Lors de la surrection de cette cordillère, certaines dépressions fermées ont été comblées par des sédiments terrestres, souvent d'eau douce, comme la formation de Tilatà des environs de Bogotà.

Au Tertiaire supérieur, d'épais sédiments détritiques grossiers se déposent dans la bande effondrée en graben où coule le Magdalena, entre les cordillères centrale et orientale. Ce sont les formations de Real et Honda (Miocène) et les transgressant, la formation de Mesa (Pliocène).

Dans la vallée du Cauca, le Miocène est représenté en grande partie par des conglomérats, des grès avec d'importantes coulées volcaniques non représentés sur la figure 2.

Le long de la côte pacifique, le Miocène transgresse sur des sédiments oligocènes plissés (Baie de Malaga, aux environs de Buenaventura). Cette transgression marine

dépose des marnes à foraminifères qui s'intercalent plus à l'E dans des dépôts fluviolimniques.

La surrection mio-pliocène des cordillères centrale et occidentale s'accompagne de dépôts de tuffs et d'agglomérats d'âge présumé plio-pleistocène.

Avec plusieurs auteurs, Radelli signale la présence d'intrusions microdioritiques attribuées au Pliocène (Pontien) et pointant sur le versant W de la cordillère centrale. Dans la cordillère orientale, on peut probablement attribuer au même âge les intrusions profondes dont l'activité hydrothermale a donné les gisements d'émeraudes de Muzo, Chivor et Gachalà. Ces intrusions sont indiquées sur la figure 3b.

Sur la figure 2 enfin, nous avons mentionné l'emplacement des volcans colombiens qui se sont mis en place à une époque récente. Ils sont au nombre de onze et tous alignés le long de la cordillère centrale. Six d'entre eux sont à plus de 4000 m d'altitude, cinq à plus de 5000 m (sommet le plus élevé, Nevado del Huila: 5760 m). Tous ces volcans andésitiques et dacitiques sont en repos ou éteints avec quelques émissions de fumerolles et de solfatares.

4. Evolution tectonique

On peut déduire de la figure 2 que dès le Primaire, des massifs orogéniques se sont construits en s'ajoutant les uns aux autres d'E en W, massifs formant actuellement les trois cordillères orientale, centrale et occidentale. Ce mécanisme est schématisé sur les figures 3a, b où l'on considère que cet accroissement continental vers l'W s'est produit à l'aide du comblement de sillons marginaux successifs ayant chacun bordé des massifs métamorphiques ou cristallins plus anciens.

Au Paléozoïque inférieur, un premier géosynclinal s'est développé à l'W du bouclier guyanais. Quelques vestiges non métamorphiques de ce géosynclinal se trouvent encore dans la cordillère orientale et à l'W, dans la vallée du Magdaléna (schistes à Graptolites), mais la plus grande partie des sédiments ont été métamorphisés. Ce sont les schistes du Quétame et la partie inférieure du groupe de Cajamarca. Dans ce dernier groupe, les roches basiques intrusives sont largement représentées.

Au Paléozoïque supérieur, un nouveau sillon se forme à l'emplacement actuel de la cordillère centrale. Les sédiments comblant ce sillon sont à leur tour métamorphisés au cours de l'orogenèse hercynienne et sont actuellement représentés par la partie supérieure du groupe de Cajamarca. Lors de cette orogenèse, les sédiments paléozoïques inférieurs sont métamorphisés à nouveau. Ce sont eux qui forment le fond cristallin actuel de la cordillère centrale.

La somme des observations dont nous disposons actuellement sur les cordillères orientale et centrale nous montre que la participation du manteau supérieur et de la croûte océanique fut importante lors des orogenèses paléozoïques. De plus, il est possible qu'une partie du magma basaltique profond ait produit par différentiation des masses acides intrusives superficielles, bien qu'on ait encore reconnu aucun terme de passage de l'un à l'autre. On peut donc concevoir, pour ces orogenèses paléozoïques, la formation, lors d'un premier temps d'éirement, d'un «géosynclinal épicontinent» sur une lame relativement mince de sial (MICHOT 1968, p. 260), ou d'une manière plus schématique, d'un «incipient géosyncline» se formant directement sur les fonds océaniques (STONELEY 1969, p. 225). C'est l'hypothèse de mécanisme que nous avons adoptée ici, en retenant que la taille, ainsi que le mode de formation de ces sillons

paléozoïques, nous sont encore en grande partie inconnus. Les mouvements hypothétiques de la plaque océanique adjacente sont suggérés sur la fig. 3a.

Lors de la formation du géosynclinal mésozoïque, dans le domaine de la cordillère occidentale, la participation du manteau ne fait pas de doute. On peut aisément concevoir la subduction d'une ancienne plaque basaltique sous le sillon andin mésozoïque, par analogie aux phénomènes actuellement observés au large du Pérou et du Chili (JAMES 1971, p. 341). La particularité du domaine colombien est la très grande abondance de roches basiques dans le groupe sédimentaire Dagua. Cette constatation, ainsi que la découverte d'une anomalie gravimétrique positive dans cette région (VAN ANDEL et al. 1971), conduit à penser que le groupe Dagua s'est directement déposé sur le fond océanique mésozoïque. D'autre part, la présence de massifs tonalitiques, seule manifestation acide dans la cordillère occidentale, nécessite, selon Radelli, la participation d'un fond sialique. Nous n'en sommes pas convaincus, préférant considérer, pour l'instant, ces tonalites comme un produit de différentiation d'un magma basaltique profond, peut-être en présence des sédiments argilo-gréseux ayant formé la partie inférieure du groupe Dagua. Enfin, aucun lien paléotectonique direct semble exister entre les ophiolites mésozoïques et les intrusions tonalitiques de la base du Tertiaire. Les unes se sont formées pendant une phase de distension du sillon andin, accompagnant le mouvement relatif de la plaque océanique adjacente. Les intrusions tonalitiques expriment, elles, la mobilisation, lors des mouvements laramiens, de masses refondues profondes.

Sur les figures 3a, b, nous avons admis que géosynclinaux et orogenèses se succédaient dans le temps, exprimant une suite d'états de tension et de compression. Lorsque la paléoplaque océanique se met en mouvement par rapport à la masse sialique voisine, cette dernière est soumise à une tension générale. Une fosse se creuse à sa limite W et, plus à l'intérieur du continent, des fossés d'effondrement se forment.

Nous avons admis ici que les mouvements de la croûte océanique se produisaient d'W en E. Mais, des mouvements d'E en W ont également très bien pu se produire, surtout au Paléozoïque, créant probablement des arcs successifs d'îles volcaniques (NELSON et TEMPLE 1972, p. 239-240).

Après l'arrêt de ces déplacements relatifs, des mouvements de compression se font sentir. Le sillon bordier est fortement replissé et des mouvements à composante verticale importante, typiquement andins, élèvent, dans l'arrière-pays, une série de blocs tectoniques (taphrogenèse). Ces derniers mouvements sont d'autant plus importants semble-t-il que l'épaisseur des sédiments accumulés sous tension était grande. Les plus importants sont les derniers mouvements andins qui affectent des hauteurs considérables de sédiments. Ainsi, au N de notre profil, le rejet vertical maximum calculé au front E de la cordillère orientale est de 12 km dans la région de Tame (Province d'Arauca). Cette faille frontale met en contact le Permo-carbonifère avec les dépôts détritiques continentaux de la formation Farallones d'âge Plio-Pleistocène.

Le long de notre profil, les coupes tectoniques suggèrent cependant que la compensation isostasique provoquant ces mouvements verticaux n'est pas complètement responsable des surrections des cordillères. Tout se passe en effet comme si une force compressive supplémentaire à grande échelle, peut-être en relation avec le bouclier guyanais, s'exerçait à ce moment-là horizontalement d'E en W.

Mécanisme de formation des Andes colombiennes

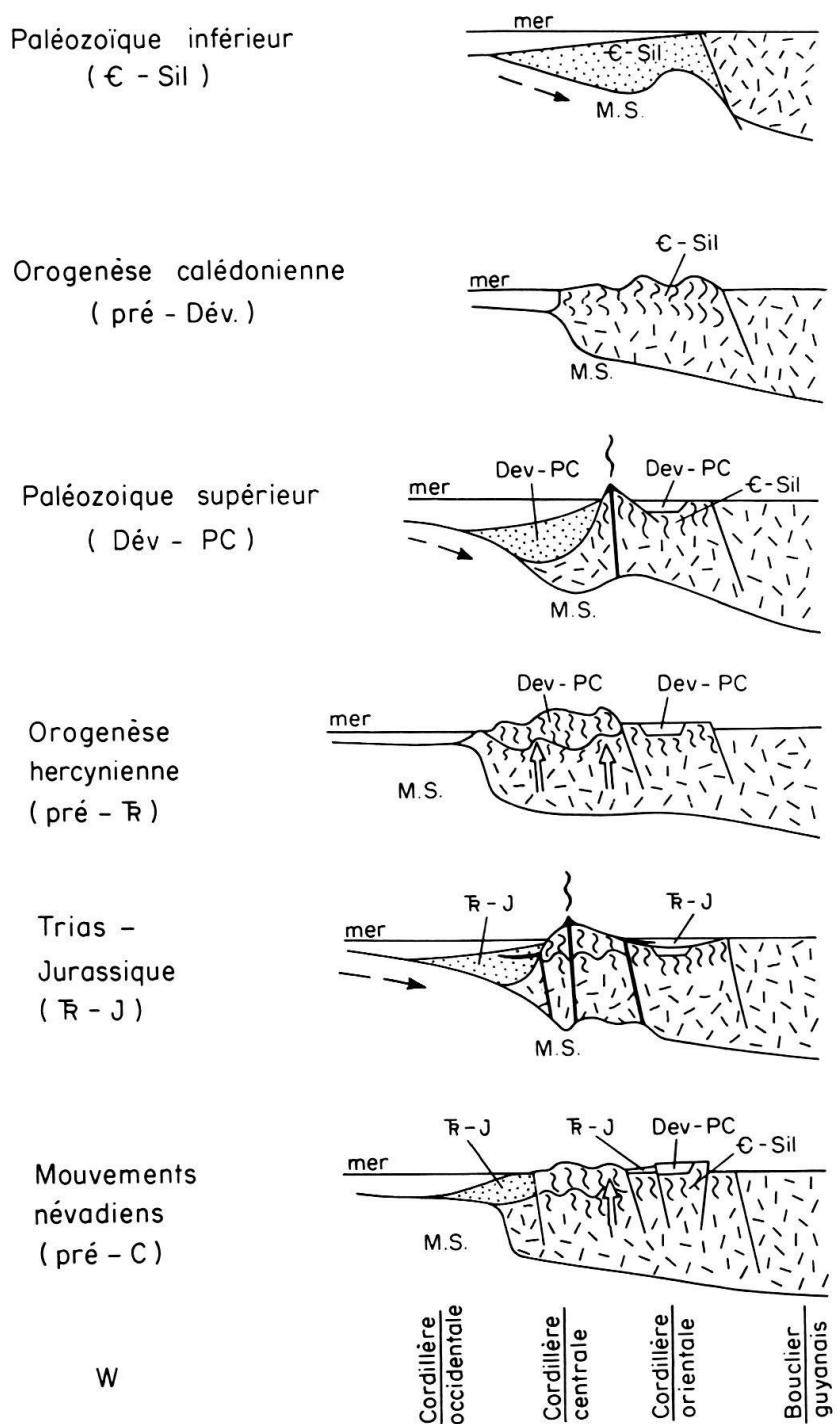


Figure 3a

Nous avons schématiquement illustré ces mouvements relatifs sur les figures 3a, b, en séparant chaque fois la période de tension avec son volcanisme et la période de compression et ses intrusions. On voit que l'épaisseur des formations déposées superposent également une refonte importante aux niveaux inférieurs de la croûte terrestre.

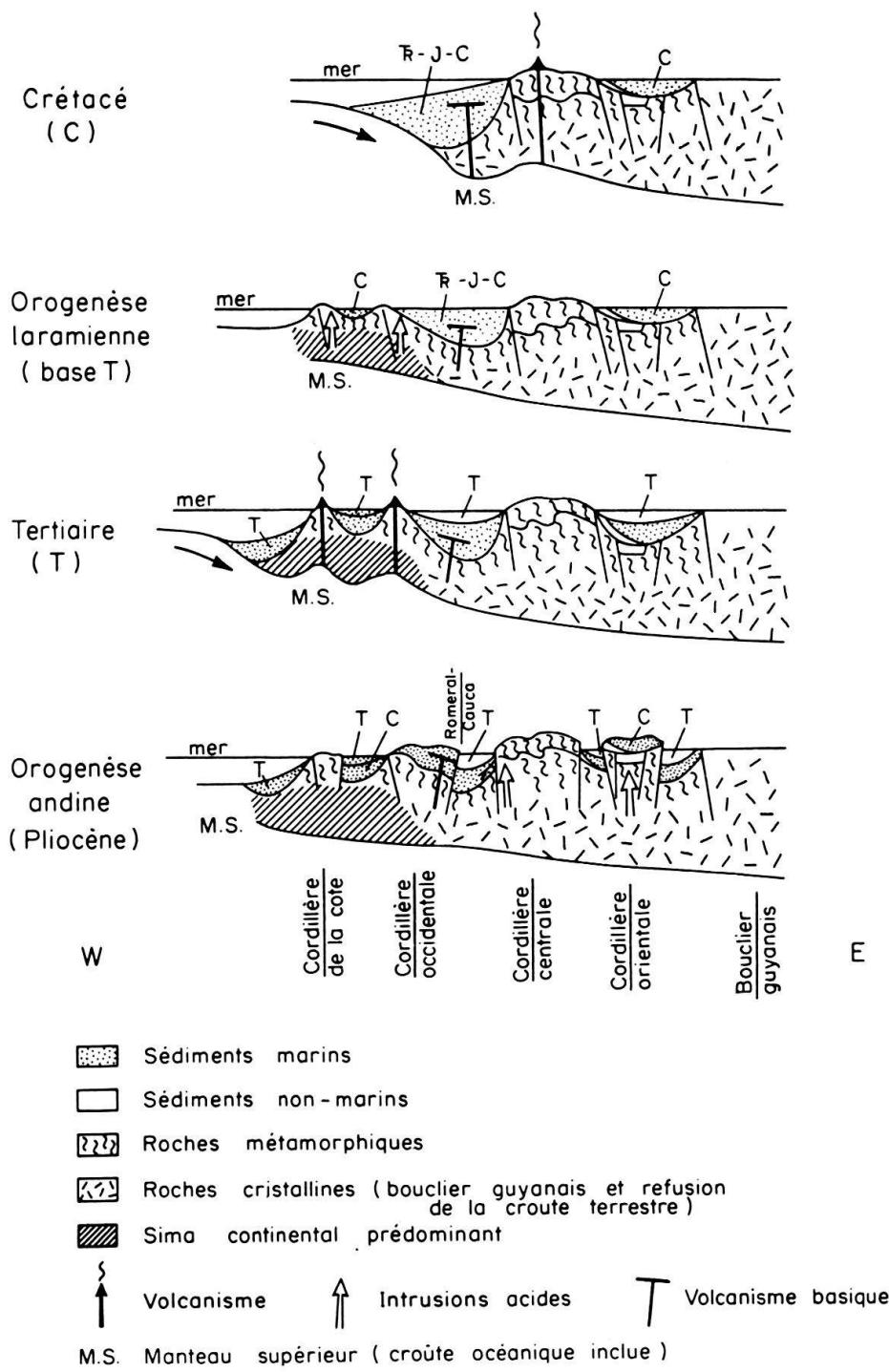


Figure 3b

Une reconnaissance gravimétrique récente (CASE et al. 1971) a confirmé la présence de masses granitiques sous la cordillère centrale. En revanche, l'anomalie positive enregistrée sous la cordillère occidentale est probablement due aux restes cristallisés de la plaque océanique en mouvement au Mésozoïque. Le calcul ne prévoit pas la pré-

sence d'un soubassement cristallin acide. La limite cicatrisée de cette plaque serait représentée par le système de failles actuel de Roméral-Cauca.

Un mouvement actif de subduction se produirait actuellement plus à l'W dans le Pacifique (VAN ANDEL et al. 1971). La disposition des foyers sismiques profonds dans cette région situe cette zone entre les îles Gorgona et le fossé sous-marin de Yaquina.

D'autre part, on observe, sur le continent, une grande zone de fractures dextro-gyres orientée NNE-SSW, la zone de Roméral-Cauca, ainsi que plus à l'E, la faille de Palestina (FEININGER 1970) jouant dans le même sens. Ce système de failles déplace la partie W du pays colombien vers le NNE, c'est-à-dire vers les Caraïbes. Notons que c'est probablement en relation avec ses mouvements latéraux que les volcans colombiens actuels se sont mis en place.

Notons pour terminer que le bâtit actuel des Andes reflète bien l'origine et la nature de leur sous-basement. La cordillère orientale a une tectonique superficielle souple, en anticlinaux se relayant, souvent déversés et exprimant le racourcissement du socle cristallin. La cordillère centrale est formée d'un grand massif métamorphique relativement homogène, bien délimité et intensément replissé; la cordillère occidentale est faite de blocs, décrochant d'épaisses séries sédimentaires et éruptives surtout à l'E, séries dont le métamorphisme augmente visiblement avec la profondeur.

BIBLIOGRAPHIE

VAN ANDEL, J. H., HEARTH, G. R., MALFAIT, B. T., HEINRICHS, D. E., et ERWING, J. J. (1971): *Tectonics of the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific*. Bull. Geol. Soc. Am. 82/6, 1489-1508. Ann. Esc. Nat. Min. 57.

ANDERSON, T. A. (1972): *Paleogene Nonmarine Gualanday Group, Neiva Basin, Colombia, and Regional Development of the Colombian Andes*. Bull. Geol. Soc. Am. 83/8, 2423-2438.

BOTERO ARANGO, G. (1963): *Contribucion al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia*. Ann. Esc. Nat. Min. 57.

BOTERO RESTREPO, G. (1950): *Reconocimiento geológico del área comprendida por los municipios de Belén, Cerinza, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo en el Departamento de Boyacá*. GEGOC VIII, 244-311.

BURGL, H. (1961): *Historia geológica de Colombia*. Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat. XI/43, 137-191.

- (1964): *El JURA-TRIASICO DE COLOMBIA*. Bol. Geol. XII/1-2, 5-31.

BUTTERLIN, J. (1969): *A propos de la géologie des Andes de Colombie*. Revue de Geogr. Phys. et Geol. Dynamique (2), XI/1, 65-76.

CAMPBELL, J. C., et BURGL, H. (1965): *A Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America*. Bull. Geol. Soc. Am. 76/5, 567-590.

CASE, J. E., DURAN, L. G., LOPEZ, A. R., MOORE, W. R. (1971): *Tectonic Investigations in Western Colombia and Eastern Panama*. Bull. Geol. Soc. Am. 82/10, 2685-2712.

FEININGER, J. (1970): *Palestina Fault, Colombia*. Bull. Geol. Soc. Am. 81/4, 1201-1216.

GANSER, A. (1950): *Geological and Petrographical Notes on Gorgona Island in Relation to North-Western South America*. Bull. Suisse Miner. Petrogr. 30, 219-237.

- (1954): *The Guina Shield (South America)*. Eclogae geol. Helv. 47/1, 77-112.

GANSER, A. (1973): *Facts and Theories on the Andes*. J. of the Geol. Soc., 129, 93-131.

GROSSE, E. (1926): *El Tertiario carbonífero de Antioquia*. D. Reimer, Berlin.

VAN DER HAMMEN (1960): *Estratigrafía del Tertiario y del Maestrichtiano y tectogenesis de los Andes colombianos*. Bol. Geol. VII/1-2.

HARRISON, J. V. (1930): *The Magdalena Valley, Colombia, South America*. C. r. 15th Int. Geol. Congr. Préatoria 2, 399-409.

VAN HOUTEN, F. B. et RUSSEL, B. T. (1968): *Cenozoic Deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 52/4, 675-702.

HUBACH, E. (1955): *Contribucion a las Unidades Estratigraficas de Colombia (Enumeracion regional de mas reciente a mas antiguo)*. Serv. Geol. Nat. Col. Inf. n° 1212, inédit.

- (1957): *Estratigrafia de la Sabana de Bogotá y alrededores*. Bol. Geol. V/2, 93-112.

JAMES, D. E. (1971): *Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes*. Bull. Geol. Soc. Am. 82/12, 3325-3346.

JULIVERT, M. (1970): *Cover and Basement Tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia, South America, and a Comparison with Some Other Folded Chains*. Bull. Geol. Soc. Am. 81/12, 3623-3646.

MC LAUGHLIN D. H. Jr. (1972): *Evaporite Deposits of Bogotá Area, Cordillera Oriental, Colombia*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 56/11, 2240-2259.

MICHOT, P. (1968): *La croissance continentale*. Revue univ. mines 9, 249-261 (Liège).

MITCHELL, A. H. et READING, H. G. (1969): *Continental Margins, Geosyclines, and Ocean Floor Spreading*. J. of Geol. 77/6, 629-646.

NELSON, H. W. (1957): *Contribution to the Geology of Central and Western Cordillera of Colombia in the Sector between Ibagué and Cali*. Leidse Geol. Meded. 22, 1-26.

NELSON, T. H., et TEMPLE, P. G. (1972): *Mainstream Mantle Convection: A Geologic Analysis of Plate Motion*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 56/2, 226-246.

OSPINAS, T. (1911): *Reseña sobre la geología de Colombia y especialmente del antiguo departamento de Antioquia*. Medellin.

RADELLI, L. (1967): *Géologie des Andes colombiennes*. Trav. Lab. Geol. Grenoble, Mém. n° 6, 457 p.

SCHEIBE, R. (1926): *Informe sobre los resultados del trabajo de la Comisión Científica Nac. en Antioquia*. Doc. Comis. Cient. Nat. n° 3, réimp. 1933. GEGOC 1, 97-167.

STONELEY, R. (1969): *Sedimentary Thicknesses in Orogenic Belts*. In: *Time and Place in Orogeny*, p. 215-238. Spec. Publ. n° 3 Geol. Soc. London.

TRÜMPY, D. (1943): *The Pre-Cretaceous*. Bull. Geol. Soc. Am. 54/9, 1281-1304.

WELLMANN, S. S. (1970): *Stratigraphy and Petrology of the Nonmarine Honda Group (Miocene,) Upper Magdalena Valley, Colombia*. Bull. Am. Bull. Geol. Soc. Am. 81/8, 2353-2374.

