Étude structurale et metallogénique des gisements d'émeraude de Colombie : contribution à l'histoire tectono-sédimentaire de la cordillère orientale de Colombie

Yannick Branquet

▶ **To cite this version:**

Yannick Branquet. Étude structurale et metallogénique des gisements d'émeraude de Colombie : contribution à l'histoire tectono-sédimentaire de la cordillère orientale de Colombie. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Lorraine, 1999. Français. NNT : 1999INPL048N . tel-01749901

HAL Id: tel-01749901
https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01749901

Submitted on 29 Mar 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE LORRAINE

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

136019 2330

99 INPL 048N

Institut National Polytechnique de Lorraine
Ecole Nationale Supérieure de Géologie

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG/CNRS)

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

THESE

présentée à

L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'INPL

Spécialité : « Géosciences, Matières Premières et Environnement »

par

Yannick Branquet

Etude structurale et métallogénique des gisements d'émeraude de Colombie : contribution à l'histoire tectono-sédimentaire de la Cordillère Orientale de Colombie

Soutenue publiquement le 14 Juin 1999
devant la Commission d'Examen

Membres du Jury

B. COLLETTA, Chef de projet-Ingénieur, IFP (Paris)	Rapporteur
M. COWARD, Professeur, Imperial College, London University (UK)	Rapporteur
G. MASCLE, Professeur, LGCA, Université de Grenoble 1	Rapporteur
P. BABY, Chargé de Recherche IRD, Quito (Equateur)	Examinateur
P. R. COBBOLD, Directeur de Recherche CNRS, Géosciences Rennes	Examinateur
G. GIULIANI, Chargé de Recherche IRD, CRPG Vandœuvre	Examinateur
J. P. MILESI, Chef de projet-Ingénieur, BRGM Orléans	Examinateur
A. CHEILLETZ, Professeur, ENSG-INPL	Directeur de thèse

Vida triste y mano fuerte,
Minero soy.
Me duele el pan que me gano,
Minero soy.
Pobrecitos los mineros
¡ Que buenos muchachos son !

(anonyme)

A ma femme
A ma fille

Avant-propos et remerciements

Ce travail a été réalisé au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG/CNRS) à Vandœuvre-lès-Nancy et s'inscrit dans le cadre d'un projet de coopération scientifique international entre le CRPG-CNRS, l'IRD et MINERALCO S. A. (Ministère des Mines et de l'Energie de la République de Colombie) intitulé " The genesis of Colombian emerald deposits : contribution of structural geology and geochemistry ; impact of mining exploitation on environment ". Il a été soutenu financièrement par la Communauté Européenne.

En premier lieu, je remercie Alain et Gaston qui m'ont proposé ce sujet de thèse. Je n'oublierai pas leur ténacité et leur convivialité.

Je n'oublierai pas non plus les missions de terrain et les nombreuses discussions avec Bernard Laumonier qui m'a encadré sur la géologie structurale des gisements et dans mon apprentissage laborieux du tejo.

Ce travail doit aussi beaucoup aux structuralistes que sont Patrice Baby et Peter Cobbold. Ce fut un grand plaisir de travailler avec eux sur le terrain et sur les lignes sismiques.

Merci aussi à Fabrice Malartre, à Christian Le Carlier De Veslud et à Michel Dubois pour avoir apporté leur avis et leur savoir-faire sur mes problèmes de sédimentologie, de modélisation thermique et d'inclusions fluides.

Merci à Stéphane Reboulet et Nadia Tchegliakova qui ont joué un rôle clé dans cette étude par leurs déterminations paléontologiques.

Merci au personnel du centre et aux étudiants avec une mention spéciale à Cathy, Florence, Pavel, Marc et Adou mes collègues de bureau toujours prêts à discuter géol.

Merci à Felix Rueda, Carlos Arboleda et Oscar Blanco de MINERALCO S. A. pour leur participation active et efficace à l'organisation des missions de terrain.

Merci aux sociétés minières COEXMINAS, TECMINAS, ESMERACOL et SAN PEDRO qui m'ont accueilli et hébergé.

Merci également à ECOPETROL pour l'accès et la consultation des lignes sismiques.

Merci aux mineurs, aux organisateurs de piquete improvisé en pleine brousse, aux paysans (un Guarapo et ça repart), aux médecins de Coscuez et Muzo, à la famille Montenegro de Chivor, à Jaime, Muchi Lenga et aux joueurs de tejo.

Enfin, merci à Mike Coward, Georges Mascle, Bernard Colletta, Peter Cobbold, Jean-Pierre Milési, Patrice Baby et Gaston Giuliani d'avoir accepté de juger ce travail.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE 3

CHAPITRE I :

Etat des connaissances sur la métallogénie des gisements d'émeraude de la cordillère orientale de Colombie, objectifs de l'étude

I.1. Présentation générale des gisements d'émeraude 7
I.1.1. La zone à émeraude occidentale 7
I.1.2. La zone à émeraude orientale 10
I.1.3. Occurrences à émeraude dans la zone axiale de la cordillère orientale 11
I.2. Modèle métallogénique et âges de formation 11
I.2.1. La structure cristallochimique de l'émeraude 13
I.2.2. Typologie des gisements d'émeraude autres que ceux de Colombie 13
I.2.2.1. Les gisements liés au magmatisme acide (Fig. I. 6) 13
I.2.2.2. Les gisements développés sur zone de cisaillement crustal (Fig. I. 7) 15
I.2.3. Métallogénie de l'émeraude colombienne 15
I.2.3.1. Historique 15
I.2.3.2. Paragenèses, métasomatisme et minéralisation 16
I.2.3.3. La nature et l'origine des fluides minéralisateurs 20
I.2.3.4. Les réactions chimiques impliquées 24
I.2.3.5. Age des gisements 25
I.2.3.6. Le modèle metallogénique « mésothermal-sédimentaire » à deux stades 25
I.3. Etat des connaissances sur la structure des gisements colombiens en 1995 28
I.4. Objectifs de l'étude 30

CHAPITRE II :

La place de la cordillère orientale de Colombie au sein des Andes septentrionales

II.1. Contexte tectonique général et morphologie des Andes 33
II.1.1. Contexte tectonique général 33
II.1.2. Les Andes septentrionales (12°N-7°S) 36
II.2. Structure et géologie des Andes de Colombie 42
II.2.1. Socle et zones de sutures 42
II.2.2. Chaînes et cordillères 43
II.2.2.1. La cordillère orientale 43
II.2.2.2. La cordillère centrale 43
II.2.2.3. la cordillère occidentale et la Serrania de Baudó 47
II.2.3. Massifs de roches paléozoïques 50
II.2.3.1. Les Massifs de Santa Marta et de Santander (massif de Floresta inclus) 50
II.2.3.2. Massifs de Garzon et de Quetame 50
II.2.4. Bassins 51
II.2.4.1. Bassins de « foredeep » des Llanos/Putumayo 51
II.2.4.2. Bassins de « foredeep » de la Magdalena moyenne et supérieure 52

II.2.4.3. Dépression du rio Cauca 52
II.2.4.4. Bassin de l'Atrato 52
II.2.4.5. Bassins de la basse Magdalena 53
II.3. Déplacements et déformations des plaques corrélés à l'évolution tectono-sédimentaire de la Cordillère orientale 53
II.3.1. Orogènes anciens (Paléozoïque) 53
II.3.1.1. Ordovicien sup. (440 Ma): collision et accrétion de la province centrale 53
II.3.1.2. Fin du Paléozoïque 56
II.3.2. Bassins et orogènes depuis le Trias sup. 60
II.3.2.1. Trias sup.-Néocomien sup. (230-120 Ma): subduction et mégaséquence synrift 60
II.3.2.2. Barrémien-Aptien (~120 Ma) : obduction 63
II.3.2.3. Aptien-Maestrichtien inf. (115-70 Ma) : subduction et mégaséquence d'arrière-arc 64
II.3.2.4. Maestrichtien sup.-Paléocène sup.(70-55 Ma) : obduction, mégaséquence pré-andine inférieure 64
II.3.2.5. Eocène sup.-Miocène moy. (45-20 Ma) : Remontée et collision progressive de Panama, mégaséquence pré-andine supérieure 65
II.3.2.6. Miocène sup.-à l'actuel : collision, soulèvement de la cordillère orientale, mégaséquence andine 66
II.4. Structure de la cordillère orientale et de ses bassins de « foredeep » 68

CHAPITRE III :

Géologie et structure des gisements de la zone occidentale

III.1. Etude détaillée des gisements de Muzo et Coscuez 77
III.1.1. Les formations sédimentaires encaissantes 77
III.1.1.1. Lithologie, pétrographie et géochimie 77
III.1.1.2. Stratigraphie 85
III.1.1.3. Interprétation de l'environnement de dépôt 89
III.1.2. L'altération hydrothermale des roches sédimentaires 90
III.1.2.1. Les calcaires dolomitiques hydrothermalisés 91
III.1.2.2. Les LC hydrothermalisées 93
III.1.2.3. Les LS hydrothermalisées 96
III.1.2.4. Expression de l'altération hydrothermale dans un diagramme chimico-minéralogique 98
III.1.3. Analyse structurale des gisements de Muzo et de Coscuez 98
III.1.3.1. Article : Mise en évidence d'une tectonique compressive Eocène-Oligocéne dans l'Ouest de la Cordillère orientale de Colombie, d'après la structure en duplex des gisements d'émeraude de Muzo et de Coscuez 98
III.1.3.2. Compléments 107
III.1.4. L'interaction fluide-déformation lors de la structuration des gisements 119
III.1.4.1. Mécanismes de fracturation et de bréchification associés aux plans de faille 119
III.1.4.2. Article : Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting : the Colombian emerald deposits 120
III.1.4.3. Les autres systèmes de veines 132
III.1.5. La minéralisation à émeraude 140
III.2. Autres gisements et indices à émeraude de la zone occidentale 143
III.3. Gisements d'émeraude et structuration régionale : relations chronologiques 145
III.3.1. Les chevauchements régionaux 145
III.3.2. Méthode indirecte : la relation schistosité-chloritoïde dans les LS 147
III.3.2.1. La schistosité régionale 147
III.3.2.2. Distribution et pétrographie des zones à chloritoïde 147
III.3.2.3. Conditions de formation du chloritoïde 149
III.3.2.4. Interprétation 150
III.3.2.5. Modélisation thermique unidimensionnelle 151

CHAPITRE IV :

Géologie et structure des gisements de la zone orientale

IV.1. Etude géologique du gisement de Chivor 157
IV.1.1. Les séries sédimentaires encaissantes 157
IV.1.1.1. Lithostratigraphie et caractérisation pétrographique 157
IV.1.1.2. Ages des formations sédimentaires encaissantes 167
IV.1.1.3. Remarques sur l'environnement de dépôt 167
IV.1.2. Géométrie du gisement de Chivor 169
IV.1.3. L'hydrothermalisme et la déformation associée 174
IV.1.3.1. La métasomatose et la déformation associée des albitites supérieures 174
IV.1.3.2. Le niveau de brèche principal 180
IV.1.3.3. Etude de la fracturation 181
IV.1.4. Le type de déformation et la cinématique syn-minéralisation 186
IV.1.5. Implications sur le modèle métallogénique 187
IV.1.6. Les autres structures 187
IV.2. Les autres gisements et indices à émeraude du district de Chivor 188
IV.2.1. Synthèse lithostratigraphique des gisements et indices à émeraude du district de Chivor 190
IV.2.2. Le gisement de La Guala 194
IV.3. Les occurrences de gypse de la région de Chivor 194
IV.3.1. Guali 196
IV.3.2. La Quebrada Negra-Lusitania 197
IV.3.3. Interprétations et apports de l'étude des occurrences de gypse 199
IV.4. Mise en évidence d'un niveau régional à émeraude et évaporite (NREE) 201
IV.5. Apports à la sédimentologie et à la stratigraphie de la formation Guavio dans la région de Chivor 209
IV.5.1. Les formations et les unités stratigraphiques pré-NREE 209
IV.5.2. Discussion sur le milieu de dépôt du NREE 211

CHAPITRE V :

Synthèse de l'étude structurale des gisements d'émeraude de Colombie

V.1. Résumé en français 215
V.2. Article : Emeralds in the Eastern Cordillera of Colombia: Two tectonic settings for one mineralization 215

CHAPITRE VI :

Caractérisation de la déformation andine le long du Borde Llanero dans la zone de Chivor et des foothills du Guavio (article)

VI.1. Résumé en Français 229
VI.2. Article : Transpressional inversion and reactivation, Chivor-Guavio emerald belt, eastern Cordillera Oriental, Colombia 229

CONCLUSIONS GENERALES 273

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 279

ANNEXES

Introduction générale

Les émeraudes de Colombie étaient exploitées par les indiens bien avant la découverte du nouveau monde par les Espagnols au début du 16eme Siècle. Ces derniers, tels que Cortes et Pizarro découvrirent les premières émeraudes serties sur des bijoux Aztèques ou Incas et s'acharnèrent longtemps à chercher les gisements au Mexique ou au Pérou. Ce n'est qu'en 1537 que le général Jiménez De Quesada découvrit les mines de Chivor. La découverte des mines de Muzo en 1564 par les conquistadores, beaucoup plus riches, provoqua l'abandon et la perte (sous le couvert végétal) des mines de Chivor.

Depuis lors et jusqu'à maintenant, les gisements d'émeraude colombiens n'ont cessé d'être redécouverts puis reperdus, changeant de propriétaires à chaque phase. La quête de cette gemme en Colombie a suscité beaucoup de convoitises et de violences (« the green fire »). Au lieu de constituer une aubaine pour la Colombie, seuls quelques rares en ont réellement profité. Les exodes et les surpopulations de Guaqueiros (chercheurs d'émeraude indépendants) autour des gisements productifs du moment n'ont fait qu'accroître l'insécurité. Encore actuellement, un système de gestion archaïque des gisements est responsable d'une exploitation sauvage et surtout pas rationnelle. Mais l'émeraude échappe justement à la rationalité, certains avec des moyens modernes s'y sont usés. Trouver l'émeraude dans le gisement est encore loin d'être « scientifique » et fait appel à beaucoup d'empirisme et de chance. Les gisements actuels sont en voie d'épuisement (e.g. Muzo, mine de Quipama). Si la Colombie veut garder sa place de premier producteur mondial (60 % de la production mondiale, soit 1750 millions $ US de 1990 à 1995), elle devra faire l'effort d'investir dans une exploration moderne visant à de nouvelles découvertes.

Localiser de nouveaux gisements d'émeraude en cordillère orientale de Colombie est précisément une application possible de ce travail.

Le propos de cette étude est de caractériser les géométries et les structures des gisements d'émeraude de Colombie. Cette caractérisation constituait alors un élément important du modèle métallogénique qu'Alain Cheilletz et Gaston Giuliani essayaient de développer. Ce sujet de géologie structurale était pour ainsi dire vierge en 1993, lorsque Thierry Arhan, au cours de son DEA de l'Université de Nancy, réalisa la première étude structurale systématique des gisements de Chivor. Lui emboîtant le pas, cette thèse qui totalise 8 mois de terrain (trois missions, 1995, 1996, 1997) a été focalisée au départ sur l'étude des grands gisements que sont Muzo, Coscuez et Chivor.

La base d'un tel travail est la cartographie structurale. En surface mais aussi en galeries, l'élaboration de ces cartes suppose l'identification des séries sédimentaires encaissantes mais

également des faciès et manifestations hydrothermaux en particulier lorsqu'ils sont étroitement liés aux structures.

Cet hydrothermalisme avait déjà fait l'objet d'études pétrographiques et géochimiques et en 1995 on commençait à voir plus clair sur les interactions fluides-roches, sur la composition et l'origine des fluides responsables de la minéralisation à émeraude ainsi que sur l'âge de celle-ci (**chapitre 1**).

Fort de ces connaissances pétrographiques et géochimiques sur les phases et les faciès hydrothermaux, il est alors possible d'observer les relations fluide-déformation. Cela ne suffit pas à la réalisation d'une carte du gisement. Celle-ci doit être confrontée et intégrée dans le contexte géologique régional de la cordillère orientale. Le **chapitre II** constitue une présentation s'appuyant sur la littérature de ce contexte tectono-sédimentaire. Ce contexte contrôle la disposition des gisements d'émeraude colombiens en deux zones sur les flancs orientaux et occidentaux de la cordillère orientale. Cette disposition impose donc naturellement de séparer l'étude des gisements de la zone occidentale à émeraude (**chapitre III**) de celle des gisements de la zone orientale (**chapitre IV**). Ces deux chapitres présentent dans le détail la stratigraphie, les cartes et les coupes qui permettent de définir la géométrie des gisements et le type de déformation qui les a générés. Au chapitre III, l'interaction entre fluide et déformation a été développée plus largement au regard des phénomènes de fluidisation dans les plans de faille (article). Les guides structuraux de la minéralisation y sont également développés.

Les gisements des deux zones sont-ils les mêmes ? La synthèse proposée au **chapitre V** y répond sous la forme d'un article.

Enfin, ces gisements occupant précisément les flancs de la cordillère orientale amènent à se demander quand et comment ils ont été mis à l'affleurement par rapport à leurs âges de formation et aux déformations qu'ils enregistrent. Une partie de la réponse au « comment » pour la zone à émeraude orientale est exposée au **chapitre VI**. Le soulèvement du flanc Est de la cordillère orientale et le régime tectonique associé y sont étudiés par le biais d'une coupe recoupant la cordillère et ses foothills dans la zone de Chivor-Guavio près des gisements d'hydrocarbures du Borde Llanero.

Chapitre I :

Etat des connaissances sur la métallogénie des gisements d'émeraude de la cordillère orientale de Colombie, objectifs de l'étude

Ce chapitre situe les gisements d'émeraude dans leurs cadres géographique et géologique. Il constitue également une présentation sélective du modèle métallogénique récemment élaboré par Cheilletz et Giuliani (1996) qui a motivé l'étude structurale qui suit.

I.1. Présentation générale des gisements d'émeraude

La figure I. 1 présente la localisation des gisements et indices d'émeraude dans la cordillère orientale de Colombie. Ces gisements et indices forment deux principales zones le long des flancs occidentaux et orientaux de la cordillère orientale. Celles-ci sont encaissées dans les sédiments du Crétacé inférieur qui affleurent à la faveur des anticlinoria de Villeta et de Quetame-Cocuy (Fig. I. 1). Ces sédiments Crétacé inférieur sont essentiellement des shales noirs qui se sont déposés lors du « rifting » Jurassique-Crétacé inférieur conduisant à l'ouverture du bassin d'arrière-arc de la cordillère orientale (cf. Chapitre II).

I.1.1. La zone à émeraude occidentale

Cette zone se situe au Nord de Bogotá à cheval sur des départements du Cundinamarca et de Boyacá. L'altitude moyenne est de 700 m et le relief est chaotique et escarpé. l'érosion est très active et les rivières torrentielles et encaissées charrient une grande quantité de sédiments. Le climat tropical humide cause de nombreux glissements de terrain. La végétation tropicale est dense et recouvre toute la zone.

Les principaux gisements d'émeraude de la zone sont Muzo, Coscuez et Peñas Blancas. Dans cette étude nous nous sommes focalisés sur les gisements de Muzo et Coscuez qui sont les plus importants.

Le gisement de Muzo est situé sur la rive Gauche du Rio Minero au bord du Rio Itoco. Séparé par le Rio Itoco, le gisement est exploité en deux mines : la mine de Quipama (Fig. I. 2) sur la rive droite et la mine de Tequendama sur la rive gauche. Depuis les années 60, ces deux mines ont été exploitées à ciel ouvert et le lit originel du Rio Itoco a été enfoui sous environ 80 m de déblais miniers lavés et relavés par les Guaqueiros. Actuellement l'exploitation se fait en galerie à partir de puits (« clavadas »).

Le gisement de Coscuez (Fig. I. 3) se situe au Nord du gisement de Muzo près du village d'Otanche. Il est dominé par la ligne de crête du Reten qui culmine à 1400 m. Une grande partie de la face Sud de la colline a été excavée au bulldozer et laisse maintenant la place à un front de taille vertical et instable de plus de 100 m de hauteur.

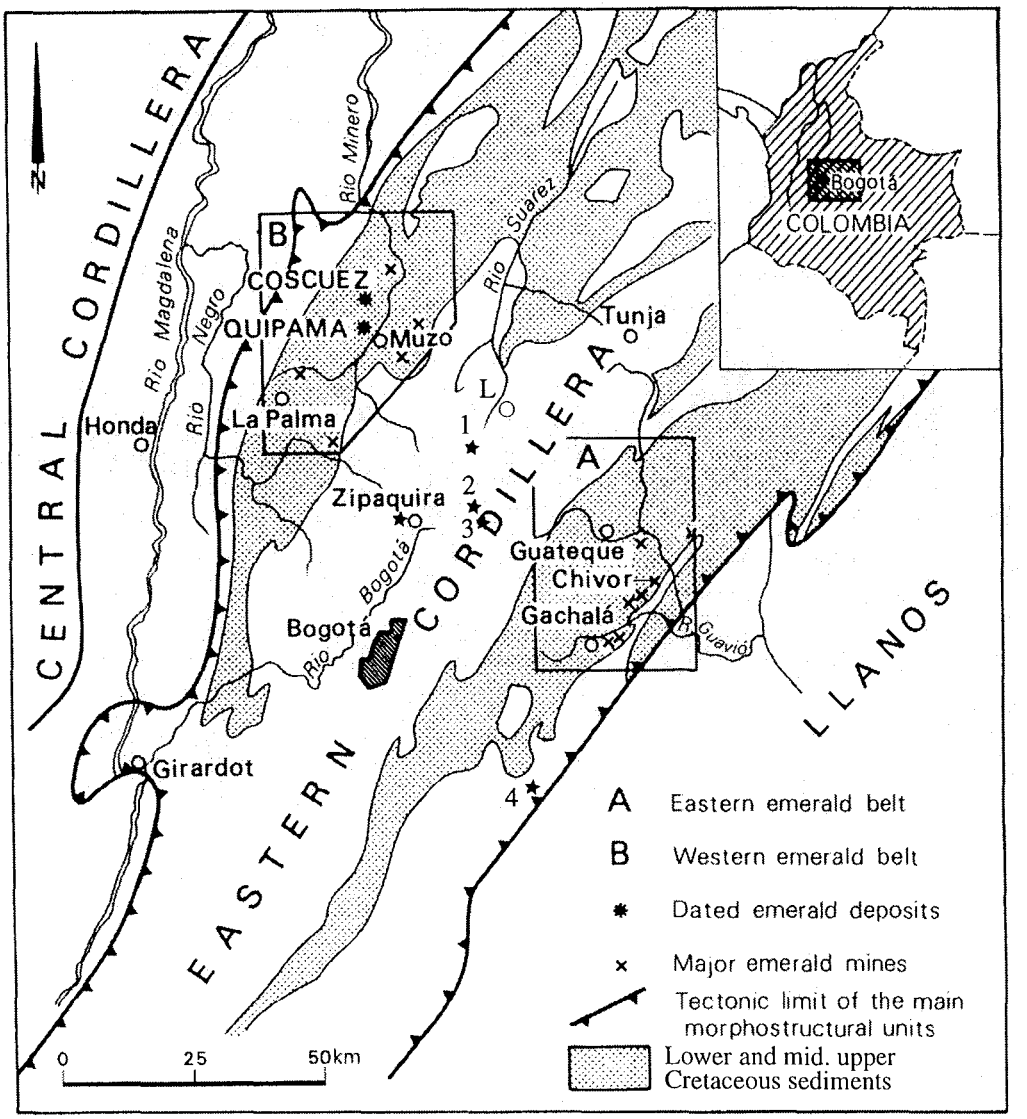


Figure I. 1: Carte de localisation des zones orientales et occidentales à émeraude (cadres A et B) le long des flancs de la cordillère orientale (d'après Cheilletz et al., 1994). Les gisements des deux zones sont encaissés dans les sédiments de Crétacé inf. Les corps salifères les plus importants sont localisés (Zipaquira, Nemocon (2), Sesquillé (3) et Upin (4) sont exploités; Tausa (1) ne l'est pas). Des occurrences à émeraude sont décrites à Zipaquira, Nemocon et à Lenguazaque (L).

Figure I. 2: Vue génerale du front de taille de la mine de Quipama du gisement de Muzo en 1996 (rive droite du rio Itoco). La colline a été complétement excavée et la végétation profite du moindre arrêt dans l'exploitation pour proliférer sur les shales noirs. Les traînées orangé résultent de l'oxydation météorique d'un niveau riche en pyrite. La photo est prise en direction du SO.

Figure I. 3: Vue d'ensemble du gisement de Coscuez en 1997 dominé par la crête du Reten. Le front de taille de plus de 100 m est subvertical et instable. Les bulldozers rabaissent sans cesse le niveau de base de l'exploitation. L'exutoire des deblais de la mine commence à droite de la photo. La plupart de l'exploitation est actuellement réalisée en galeries partant du Nord et du Sud du Reten et convergeant à l'aplomb de cette crête. La photo est prise en direction du NE.

Bien que l'exploitation à ciel ouvert au bulldozer continue afin de rabaisser la surface basale de l'exploitation, elle s'effectue principalement en galerie depuis 20 ans. Ce gisement constitue en fait un véritable « gruyère » de galeries légales ou illégales dont certaines dépassent 1,5 km en longueur. Ces galeries horizontales convergent toutes à l'aplomb du Reten. En 1997, la galerie la plus basse avait la côte 890 m.

Les gisements de Muzo et Coscuez posent d'énormes problèmes environnementaux. Une seule émeraude représente plusieurs tonnes de shales noirs déblayés. Ces déblais mis en suspension par l'eau stockée dans des bassins sont évacués directement dans les rivières (« el tambre »).

Le gisement de Coscuez est actuellement le plus productif de Colombie (suivant les chiffres officiels) et aussi le plus exploité avec plus de 1000 employés officiels divisés entre mineurs et gardes. Les pierres extraites y sont plus « jaunes » que le merveilleux vert profond des émeraudes de Muzo.

Dans la zone à émeraude occidentale, les veines et brèches à émeraude sont disséminées dans un volume de shales noirs et de calcaires ce qui rend la recherche relativement aléatoire.

I.1.2. La zone à émeraude orientale

Cette zone se situe à 75 km E-NE de Bogotá (Fig. I. 1). L'altitude varie de 1200 m à 2800 m perpendiculairement au linéament N30°E qui caractérise la chaîne le long de son flanc oriental. Les principaux gisements d'émeraude sont alignés suivant cette direction. Le massif de Quetame constitue une barre élevée qui masque les Llanos depuis les gisements. Le relief correspond à une succession de falaises et de vallées profondes. Les gisements étant plus élevés que ceux de la zone occidentale, le climat tropical y est plus froid et venté. La végétation y est moins dense. Les principaux cours d'eau qui coulent vers le bassin de l'Orénoque forment des chutes et de profonds Cañon entaillant le massif de Quetame. Deux barrages hydroélectriques s'adossant au massif de Quetame ont ennoyé les vallées du Guavio (barrage du Guavio) et du Rio Batá (barrage de Chivor ou de la « Esmeralda »).

La zone à émeraude orientale comporte deux districts miniers : celui de Chivor, traité dans cette étude et celui de Gachalá.

Le district de Chivor comporte un gisement principal (gisement de Chivor) le reste étant constitué par de nombreuses mines et indices quelquefois à fort potentiel. Au sommet de la

falaise du Pulpito, le gisement de Chivor est exploité à ciel ouvert et en galerie de façon beaucoup moins intensive qu'à Coscuez. Des travaux miniers modernes (dumper, Jumbo, ventilation performante...) ont récemment été entrepris par des investisseurs canadiens dans la mine d'Oriente, malheureusement sans résultat. Contrairement à la zone à émeraude occidentale, le gisement de Chivor montre une géométrie stratiforme (Fig. I. 4) avec un niveau productif qu'il est plus facile de suivre. Néanmoins ce niveau est loin d'être régulier et montre de très faibles teneurs en émeraudes. Les émeraudes de Chivor sont très convoitées pour leur rareté, leur brillance « métallique », leur propreté et leur couleur subtilement bleutée.

Le district de Gachalá produit encore moins de pierres gemmes que Chivor. Son exploitation est rendue difficile par la dureté de la roche. Le contexte géologique semble encore plus complexe que celui de Chivor avec de nombreuses lithologies imbriquées et une déformation importante. Les émeraudes y sont très rares et claires mais en général de grande taille.

I.1.3. Occurrences à émeraude dans la zone axiale de la cordillère orientale

Des occurrences à émeraude sont également décrites au niveau des corps salifères de la Sabaná de Bogotá (Fig. I. 1) tel que Nemocón (Scheibe, 1922). Il y a beaucoup de « on dit » sur ces occurrences, mais la visite du site de Lenguazaque, ainsi que les paragenèses hydrothermales observées par exemple à Zipaquira confirment l'existence probable de ces occurrences.

I.2. Modèle métallogénique et âges de formation

Dans cette partie seront présentées succinctement la paragenèse, l'origine des fluides ainsi que les principales interactions fluides-roches responsables de la formation des gisements d'émeraude de Colombie. Ces processus génétiques sont semblables pour les deux zones à émeraude. Nous adoptons ici le modèle génétique « mésothermal-sédimentaire » de Cheilletz et Giuliani (1996). Les âges de formation sont par contre différents pour les deux zones.

Figure I. 4: Vue générale d'une partie du gisement de Chivor en 1997 correspondant aux mines de Porvenir et de Klein. L'aspect "stratiforme" du gisement apparaît nettement. La photo est prise en direction du NE.

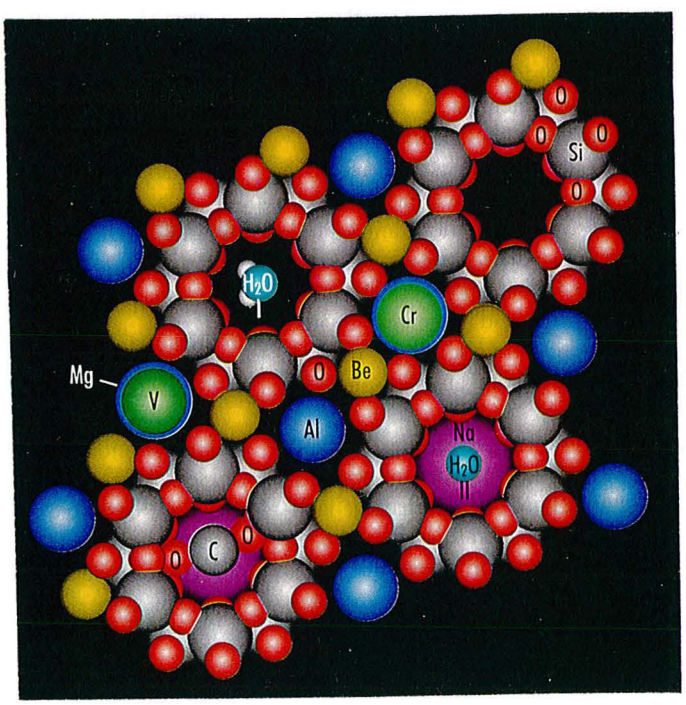


Figure I. 5: Structure cristallochimique de l'émeraude parallèlement à son plan hexagonal (d'après Cheilletz & Giuliani, 1997, infographie de Bruno Sabot). Comme tous les béryls, l'émeraude est composée d'une succession d'anneaux de 6 tétratèdres, empilés suivant l'axe c du cristal. La couleur verte est due aux substitutions d'une partie de l'aluminium par le chrome et le vanadium en position octaédrique.

I.2.1. La structure cristallochimique de l'émeraude

L'émeraude est la variété verte du béryl qui est un silicate d'aluminium et de béryllium de formule structurale ($Be_3Al_2Si_6O_{18}$). Le cristal de béryl (Fig. I. 5) est hexagonal et allongé suivant son axe c. Perpendiculairement à cet axe c, le béryl correspond à un assemblage d'anneaux chacun composé de 6 tétraèdres (SiO_4^{4-}) reliés entre eux par des ions béryllium en position tétraédrique. En position octaédrique se trouvent les ions aluminium. La couleur verte de l'émeraude est essentiellement due aux ions chrome et vanadium qui substituent l'aluminium dans la charpente silicatée. Les anneaux étant « empilés » les uns sur les autres suivant l'axe c, leurs centres constituent de véritables canaux dans lesquels des alcalins (e.g. Na, K) ainsi que des phases volatiles (e.g. eau, CO2) vont être piégés durant la croissance du cristal. Ces éléments piégés dans les canaux tracent la composition de fluide nourricier.

I.2.2. Typologie des gisements d'émeraude autres que ceux de Colombie

Cette synthèse s'inspire des travaux suivants : Cheilletz (1998), Cheilletz et Giuliani, (1997), Giard *et al.* (1998), Giuliani (1997), Giuliani *et al.*(1997a).

I.2.2.1. *Les gisements liés au magmatisme acide (Fig. I. 6)*

Ce sont de loin les plus nombreux (e.g. Carnaibá et Socotó au Brésil, Nigeria, Zambie, Zimbabwe, Tanzanie...). Ils se trouvent généralement lorsque des séries volcano-sédimentaires qui contiennent des horizons de roches mafiques et/ou ultramafiques (e.g. serpentinites dans les ceintures de roches vertes du Brésil) sont intrudées par des leucogranites. Ils se caractérisent par l'association de pegmatites dérivant du granite et de formations métasomatiques appelées phlogopitites (biotite magnésienne). Les circulations hydrothermales entre la pegmatite et la serpentinite encaissante induisent une interaction fluide-roche qui se traduit par un métasomatisme durant lequel des échanges ioniques par rééquilibrage des potentiels chimiques vont se produire. Au Brésil, cette altération hydrothermale développe une colonne métasomatique : la pegmatite est altérée en plagioclasite (roche essentiellement composée de feldspaths plagioclases), la serpentinite est altérée en phlogopitite. Les émeraudes cristallisent dans la phologopitite près du contact avec la plagioclasite. Les températures de formation sont élevées (entre 400°et 600°).

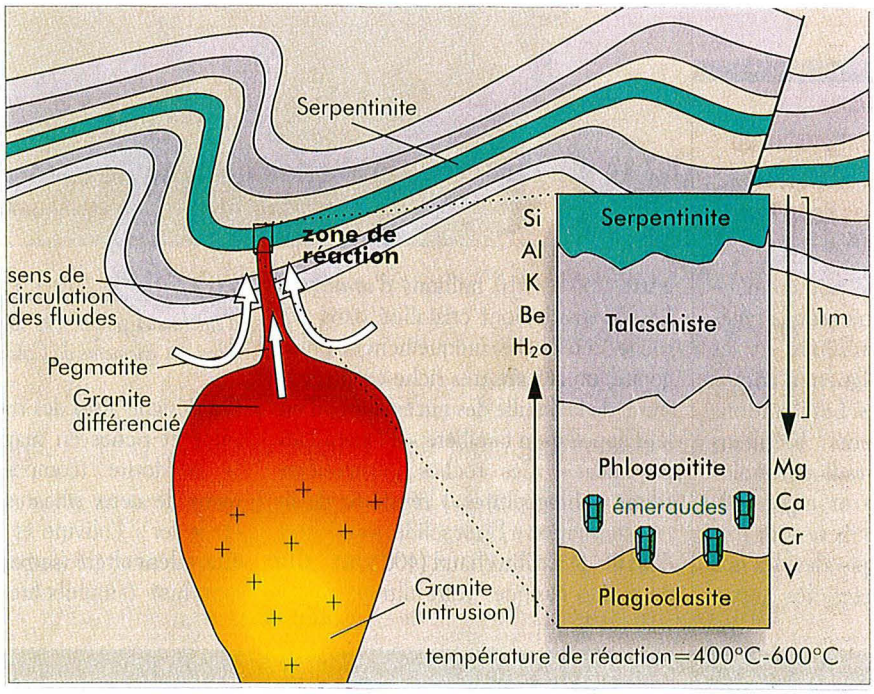


Figure I. 6: Les gisements d'émeraude liés au magmatisme acide (d'après Cheilletz & Giuliani, 1997). Les fluides d'origine magmatique circulant entre la pegmatite et la serpentinite apportent le Be . Le Cr et le V sont remobilisés de la sepentinite durant l'interaction fluide-roche responsable du développement d'une colonne métasomatique. La pegmatite est altérée en plagioclasite et la serpentinite en phlogopitite.

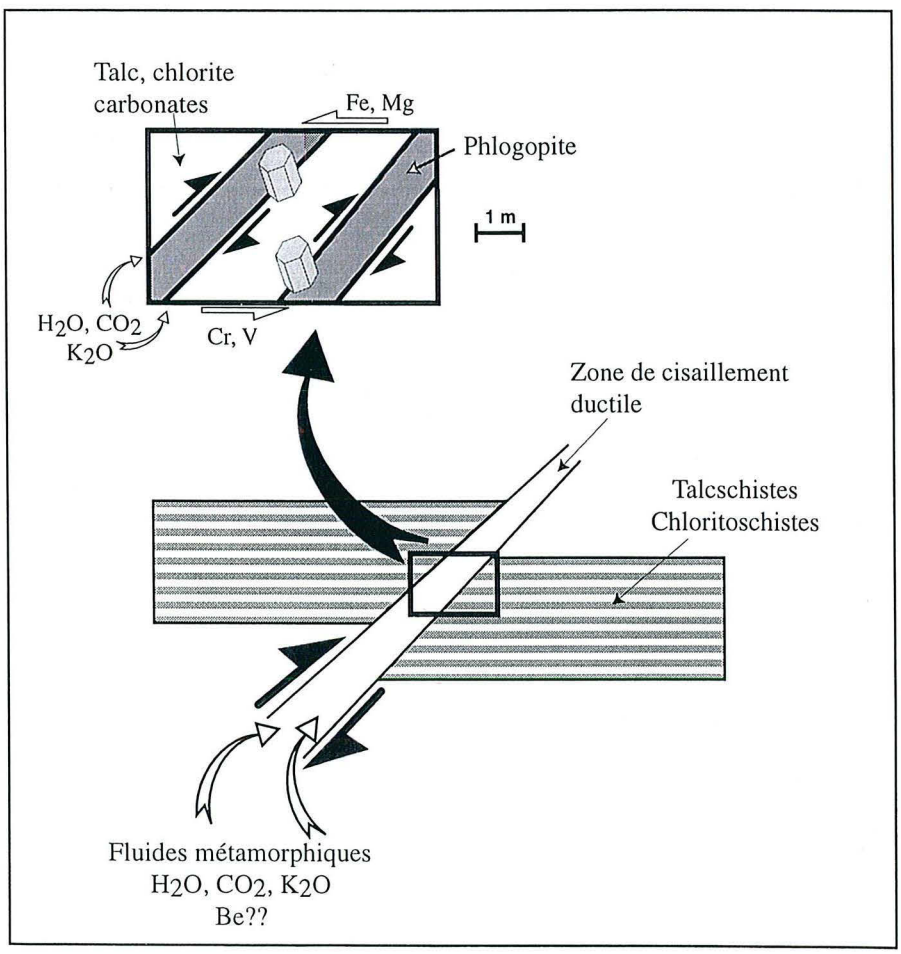


Figure I. 7: Diagramme schématique illustrant le type de gisement d'émeraude sur des zones de cisaillement crustales comme le gisement de Santa Terezinha (Goias, Brésil).

Dans ces gisements le béryllium est apporté par le fluide d'origine magmatique alors que le chrome et le vanadium proviennent de la roche mafique encaissante. De part les nombreuses inclusions solides (phlogopite) que renferment ces émeraudes, seulement 1% est de qualité gemme. Le reste est utilisé pour les alliages spéciaux à base de béryllium.

I.2.2.2. *Les gisements développés sur zone de cisaillement crustal (Fig. I. 7)*

Ce sont les gisements de Santa Therezina au Brésil et de Swat (Mingora) au Pakistan. Ils sont exempts de toute occurrence pegmatitique et sont traversés par de grands accidents tectoniques. Structuralement, ils sont semblables au type « shear zone aurifère » que l'on rencontre d'ailleurs à proximité de Santa Therezina au Brésil. Dans ce gisement probablement le plus important au monde, la minéralisation à émeraude est stratoïde et contenue dans des schistes à talc et chlorite intercalés dans une épaisse série de schistes à chlorite-muscovite et quartz. La carbonatisation et la phlogopitisation sont les deux principales altérations hydrothermales. La déformation est intense et cause la formation de plis en fourreau et de bandes de cisaillement et de chevauchements synchrones de la minéralisation. La circulation des fluides hydrothermaux a été guidée par la foliation régionale et les plans de cisaillement. L'origine des fluides est supposée crustale profonde c'est-à-dire soit métamorphique soit émanant de la croûte inférieure en voie de granulitisation ou d'anatexie. Ces fluides seraient remontés par de grands accidents crustaux sur lesquels viennent se brancher les chevauchements que l'on observe dans les gisements.

Il semblerait également que les gisements d'Afghanistan (vallée du Panjshir) correspondent à ce type.

I.2.3. Métallogénie de l'émeraude colombienne

I.2.3.1. *Historique*

Avant 1990 il existait deux principales écoles sur la genèse des gisements :

- l'école « magmatiste » : se basant sur l'association quasi exclusive granite-béryl, beaucoup d'auteurs tels que Beus et Mineev (1972), Escovar (1975), Guerrero (1988), Guerrero et Villanueva (1986), Hall *et al.* (1976), Oppenheim (1948), Restrepo (1959) et Scheibe (1916) privilégient un apport du béryllium par des solutions de nature pegmatitique ou pneumatolitique. En résumé, cette école cherche à démontrer la relation émeraude

colombienne-magmatisme. Pourtant dans les deux zones il n'existe pas d'intrusions de granites ni de pegmatites. De plus les gisements d'émeraude sont le siège d'un très faible métamorphisme thermique (chloritoïde, cf. chapitre III). Néanmoins des intrusions de diabases et de gabbros d'âges crétacés sont reconnues dans ou près des zones à émeraude (Fabre et Delaloye, 1983; Moreno et Concha, 1993). Ulloa (1980) suggère que ces intrusions basiques participeraient au flux thermique responsable de la circulation des fluides minéralisateurs.

Malgré les travaux de l'équipe nancéenne en particulier, il reste encore des auteurs pour défendre cette thèse magmatique en se basant par exemple sur la présence de tourmaline (Mendoza Parada, 1996). A ce sujet, nos observations de tourmaline dans les calcaires de Coscuez suggèrent très fortement qu'elles sont d'origine détritique.

- l'école « hydrothermale/sédimentaire » : Baker (1975) et Medina (1970) proposent une en remobilisation du béryllium des shales noirs du Crétacé inférieur par l'action de fluides hydrothermaux (eaux connées).

Excepté Scheibe (1916) repris par Pogue et Evantson (1916), ces études délaissent la géologie structurale des gisements et visent particulièrement à caractériser des halos d'altération hydrothermale à partir des rapports géochimiques K/Na des roches et des sols (Beus, 1979; Mendoza Parada, 1996). Néanmoins, le rapport des Nations Unies (Baker, 1975) indique que les gisements se situent à l'intersection de linéaments NE-SW et NW-SE sans préciser les mécanismes mis en jeu.

Une troisième « école » propose l'existence d'une relation directe entre la minéralisation à émeraude et l'intrusion des corps salifères tels que ceux de Zipaquirá et Nemocon (McLaughlin et Arce, 1971).

Depuis 1990 une étude pluridisciplinaire (pétrographie, géochimie et géochronologie) a été entreprise. Menées en collaboration avec MINERALCO S. A., les Universités colombiennes et le soutien financier de la CEE notamment, elles ont abouti à l'élaboration d'un nouveau modèle métallogénique (Cheilletz et Giuliani, 1996) présenté ci-après.

I.2.3.2. *Paragenèses, métasomatisme et minéralisation*

Trois grandes subdivisions peuvent être réalisées pour décrire les phases cristallines rencontrées sur les gisements d'émeraude des zones orientales et occidentales.

-> La pyrite diagénétique :

Durant l'enfouissement des shales noirs dans un milieu anoxique, l'activité bactérienne est responsable de la réduction des sulfates de l'eau de mer en pyrite sédimentaire. Cette pyrite se retrouve alors concentrée dans les nodules, très nombreux dans ces shales noirs.

-> Paragenèses hydrothermales et métasomatose alcaline

1) Des veines, parallèles à la stratification, à calcite et pyrite fibreuses sont présentes sans exception sur tous les gisements et indices. Lorsqu'elles ne sont pas réouvertes, elles ne comportent aucune minéralisation à émeraude.

2) Les roches encaissantes sont massivement métasomatisées. L'albitisation, la carbonatisation et la pyritisation massives des séries sédimentaires conduisent lorsqu'elles sont poussées à l'extrême à la formation de roches presque monominérales (e.g. albitites) où les anciennes structures sédimentaires (e.g. la stratification) apparaissent en reliques.

Ici, il convient de faire une remarque concernant la nomenclature de ces roches métasomatiques et en particulier les albitites, terme abondamment utilisé par Cheilletz et Giuliani (1996) et dans bon nombre de leurs publications sur les gisements d'émeraude colombiens. D'après Maruejol (1989) : « La métasomatose alcaline est la transformation hydrothermale de la composition chimique globale d'une roche donnée par l'introduction de sodium ou de potassium dans des conditions P-T-X extrêmement variables d'un contexte géologique à l'autre... Le terme albitite décrit une roche composée essentiellement d'albite (au moins 50% volume) ». Suivant cette définition et en l'étendant à la carbonatisation, les roches métasomatiques des gisements d'émeraude couvrent tous les degrés d'albitisation et de carbonatisation jusqu'aux « vraies » albitites (albite>50% volume). Cette métasomatose alcaline lorsqu'elle est importante peut lixivier une partie de la matière organique du shale noir originel lui donnant un aspect rubané blanchâtre (Fig. I. 8A). Dans ce cas, la roche rubanée blanche correspond presque toujours à une albitite. Néanmoins, la couleur blanche et l'aspect rubané peut être en grande partie héritée de la roche originelle (e.g. Chivor). De plus il existe des albitites noires qui ne sont pas distinguables à l'œil nu des shales noirs non albitisés. Ainsi, par la suite, le terme albitite sera utilisé strictement dans sa définition pétrographique, c'est-à-dire pour décrire une roche composée d'albite essentiellement.

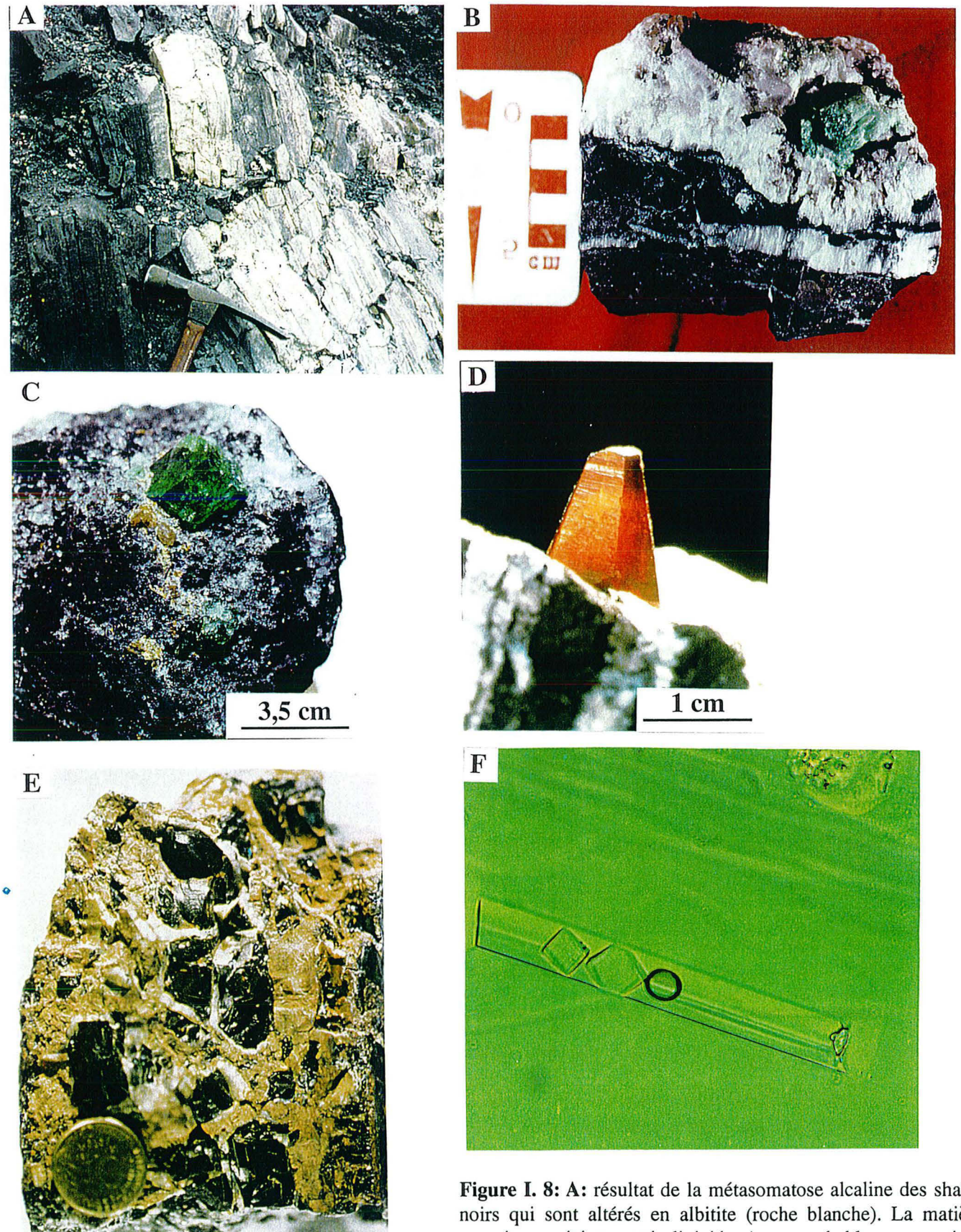


Figure I. 8: A: résultat de la métasomatose alcaline des shales noirs qui sont altérés en albitite (roche blanche). La matière organique a été en partie lixiviée. Ayant probablement servi de microdrains pendant la percolation des fluides, les plans de stratification sont conservés (Malvinas, mine de Qiupama, Muzo). **B:** Veine de calcite rhomboèdrique presentant une cavité géodique où a cristallisé une émeraude. En dessous, une veine à calcite fibreuse sans réouverture. Ce type de veine est généralement stérile (Coscuez, Photo G. Giuliani). **C:** Piège typique des minéralisations de Muzo avec calcite (dite "azucar"), dolomite grise et parisite jaunâtre (repris de Giuliani *et al.*, 1996b). **D:** Parisite de Muzo (Photo. H. Conge). **E:** Anthracites hydrothermaux précipitant en association avec de la calcite (Coscuez, Photo G. Giuliani). **F:** Inclusion fluide de 100 microns de long dans une émeraude de la mine d'Oriente, Chivor. Trois phases sont discernables: un liquide, un gaz (bulle) et deux cubes de sel (NaCl) (repris de Giuliani *et al.*, 1996b).

3) Dans les deux zones à émeraude, la minéralisation est associée à des veines, veinules ou brèches à remplissage de carbonates rhomboédriques (calcite, dolomite, ankérite) et de pyrite (Fig. I. 8B, C). Ce remplissage se caractérise également par la présence d'albite, de muscovite verte, de quartz et plus accessoirement de barytine, de fluorite, de sidérite et de chalcopyrite. A Muzo, La parisite (Ca (Ce, La)$_2$(CO_3)$_3$$F_2$), un carbonate de terres rares est associée à l'émeraude (Fig. I. 8D). L'allanite (REE-épidote de formule (Ca,Ce,Y,La,Th)$_2$(Al,Fe)$_3$$Si_3O_{12}$(OH)) a été également observée à Chivor. L'émeraude croît soit dans des cavités géodiques, soit intimement liée aux carbonates ce qui rend plus difficile son extraction.

Fait particulier à ces minéralisations à émeraude, des anthracites hydrothermaux précipitent en association avec les carbonates fibreux ou rhomboédriques (Fig. I. 8E). Leur réflectance est proche de celle du graphite (R_0 = 6.5-8.0 %).

Quasiment toutes ces phases minérales sont en inclusions solides dans les cristaux d'émeraude (Giuliani *et al.*, 1995; Giuliani *et al.*, 1993; Schwarz, 1987). La Parisite, l'anthracite ainsi que des fragments de shales noirs sont uniquement rencontrés dans les émeraudes de la zone occidentale, la parisite constituant un minéral typiquement associé aux émeraudes de Muzo.

-> Minéraux résultant de l'altération supergène :

Sous ce climat tropical, la pyrite mise à nue par l'exploitation subit une oxydation exothermique importante responsable des fumerolles de vapeur et de sulfure d'hydrogène. Après une pluie importante, cette oxydation va même jusqu'à vaporiser l'eau du sous-sol dans des poches qui souvent se percent et causent en surface de dangereuses explosions. En plus des différents oxydes de fer, les produits de cette oxydation météorique de la pyrite sont le gypse secondaire et le soufre natif.

L'altération météorique partielle de l'albite contenue dans les albitites ou dans les brèches très perméables conduit à la formation de kaolinite blanche qui souligne presque toujours les plans de brèches hydrothermales.

I.2.3.3. *La nature et l'origine des fluides minéralisateurs*

Beaucoup de méthodes et d'analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont été utilisées pour contraindre la nature et l'origine des fluides minéralisateurs. Ci-après, les principaux résultats sont présentés.

-> Les inclusions fluides

Dans les émeraudes de Colombie les inclusions fluides primaires sont en général caractérisées par l'existence de trois phases (Fig. I.8F) : un cristal cubique de halite, une solution aqueuse et une bulle de vapeur (Cheilletz *et al.*, 1994; Giuliani *et al.*, 1993; Giuliani *et al.*, 1992; Kozlowski *et al.*, 1988). Une phase à gaz carbonique vient parfois s'ajouter. La microthermométrie et la spectrométrie Raman montrent pour les émeraudes des deux zones que le fluide est homogène et hypersalé (salinité 38-40% poids eq. NaCl) et appartient à un système chimique complexe du type H_2O-NaCl-$CaCl_2$-KCl-CO_2-N_2 (Giuliani *et al.*, 1995; Giuliani *et al.*, 1992). Les conditions de piégeage des fluides sont estimées à 320°± 20°C sous une pression de 1,2-1,06 kbars (Fig. I. 9) (Cheilletz *et al.*, 1994). Notons que dans cette étude, ce sont les courbes de subsidences des séries sédimentaires qui permettent de contraindre la pression.

Dubois (1998) suit une autre démarche qui s'affranchit de tout paramètre extérieur au système, c'est-à-dire sans tenir compte d'une estimation incertaine de la pression lithostatique. Dans le cas d'une saumure hétérogène : (i) la température de piégeage est égale à la température de fusion de la halite (dissolution du sel) ; (ii) lors d'un élargissement des inclusions fluides (« stretching »), la température de disparition de la vapeur la plus basse est un bon indicateur de la température de disparition de la vapeur à partir de laquelle il est possible de générer un isochore représentatif du fluide initial. En se basant sur ces diagnostics, les conditions de piégeage des inclusions fluides dans les émeraudes de la zone orientale sont de 280°C pour une pression de 1,7 kbars indépendamment de tout argument géologique.

Les écrasements et l'analyse ICPMS d'inclusions fluides de l'émeraude, du quartz et des fluorites mettent en évidence une dissolution de halite par les fluides (Banks *et al.*, 1995).

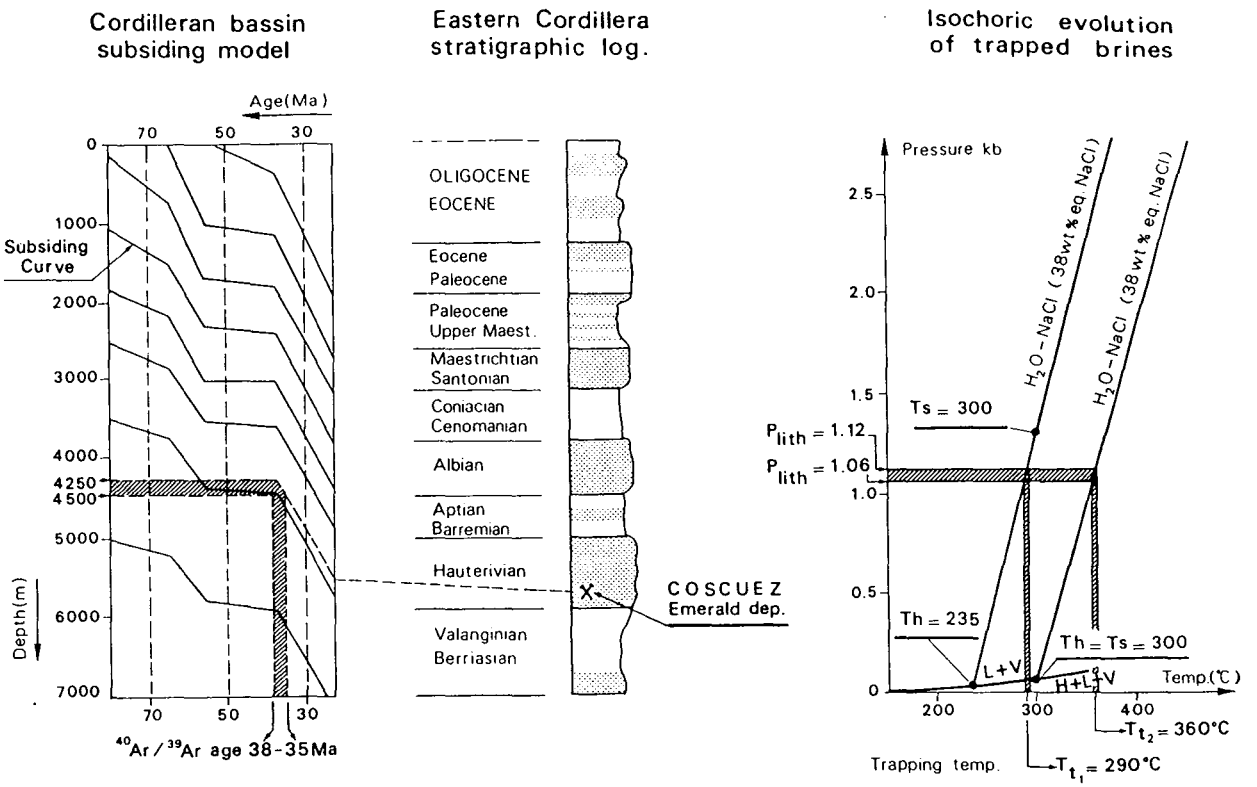


FIG. 11. Reconstruction of the thermobarometric constraints for emerald deposition in the Coscuez deposit, assuming lithostatic confining pressure conditions. The Cordilleran basin subsiding model is constructed after Hebrard (1985); the isochoric evolution of brines is derived from fluid inclusion data. Solid curve L + V-H + L + V is the three-phase, halite-saturated liquid-vapor curve in the H_2O-NaCl system. Th = temperature of homogenization of the vapor bubble; Ts = temperature of halite dissolution; salinities expressed as wt percent NaCl equiv.

Figure I. 9: Calcul de la température de piégeage du fluide pour les émeraudes de Coscuez (d'après Cheilletz *et al*, 1994). Afin de contraindre la pression dont l'intersection avec l'isochore donnera la température de pièrgeage, l'age Ar/Ar de la minéralisation (obtenu sur la muscovite syngénétique de l'émeraude) est reporté sur la courbe de subsidence des séries encaissant le gisement. La profondeur d'enfouissement obtenue donne alors une bonne estimation de la pression lithostatique.

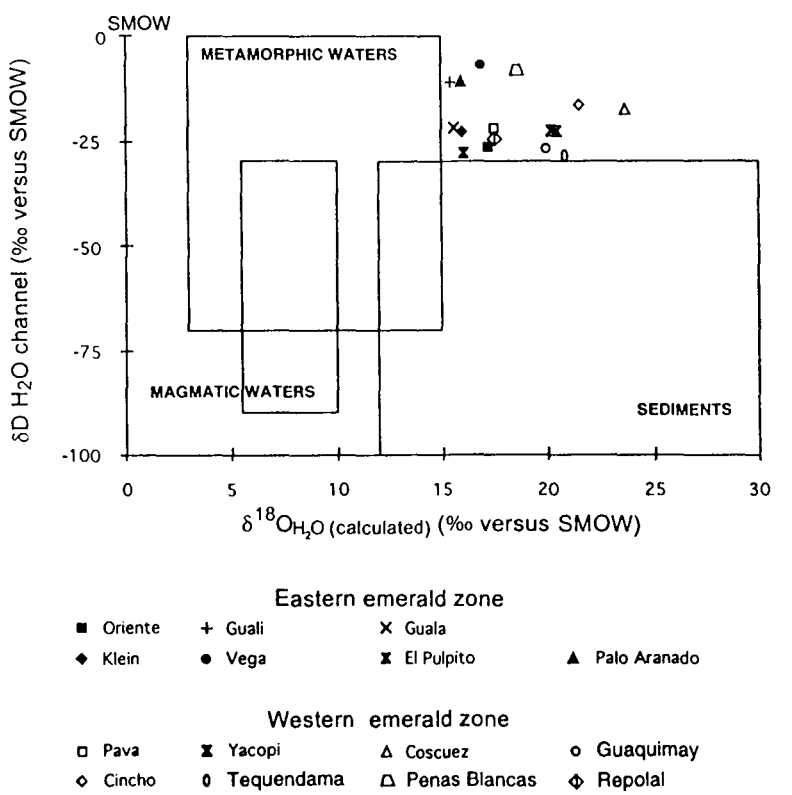


Figure I. 10: Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène des émeraudes colombiennes (D'après Giuliani *et al*, 1997b). L'oxygène mesuré vient de la charpente silicatée du béryl; l'hydrogène mesuré vient de l'eau contenue dans les canaux (cf. Fig. II. 7). Pour les deux zones à émeraude les valeurs sont compatibles avec des eaux métamorphiques ou des eaux de bassin enrichies en ^{18}O du fait de la température élevée (300°C). L'origine magmatique des fluides est définitivement écartée.

Il résulte que les fluides minéralisateurs ont des compositions similaires à celles trouvées pour certains gisements de type « Mississipi Valley » ou aux saumures, enrichies en Pb-Zn de gisements pétroliers.

-> *Les isotopes stables*

Ils renseignent sur la nature et l'origine des fluides.

Sur l'émeraude

Les compositions isotopiques élevées de l'oxygène de l'émeraude (Giuliani *et al.*, 1998) (Fig. I. 10) sont compatibles avec les valeurs des eaux métamorphiques ou des eaux de bassin chauffées à 300°C. Cette caractéristique unique des émeraudes de Colombie sert à leur identification.

Les compositions isotopiques de l'hydrogène de l'eau des canaux (Fig. I. 10) sont également compatibles avec des valeurs d'eaux métamorphiques.

Sur la paragenèse associée

Les isotopes du soufre sur les pyrites hydrothermales associées à l'émeraude ont des $\delta^{34}S$ lourds compris entre 11 et 21 ‰ (Fig. I. 11A) (Giuliani *et al.*, 1995). Ceci montre que la source du soufre dans les sulfures correspond à des sulfates évaporitiques sédimentaires qui ont été lixiviés et mis en solution par les fluides minéralisateurs.

Les isotopes de l'oxygène du quartz, des calcites et des dolomites associées à l'émeraude montrent que les fluides minéralisateurs ont des signatures d'eaux métamorphiques ou d'eaux de bassin (Fig. I. 11B) (Giuliani, 1997; Giuliani *et al.*, 1992). Les $\delta^{18}O$ H_2O calculés sont trop élevés pour des eaux de formation (T<200°C). La cause est sans doute la température plus élevée enregistrée par les minéraux de la paragenèse hydrothermale (env. 300°C).

Les $\delta^{13}C$ du CO_2 calculés (Fig. I. 11C) pour les carbonates révèlent deux sources de carbone (Giuliani *et al.*, 1996a; Giuliani *et al.*, 1992) : (i) les carbonates sédimentaires des calcaires encaissant les gisements avec les shales noirs ; (ii) et surtout la matière organique des shales noirs.

Les δD H_2O calculés pour les inclusions fluides des carbonates sont également en faveur d'un fluide d'origine métamorphique ou de bassin.

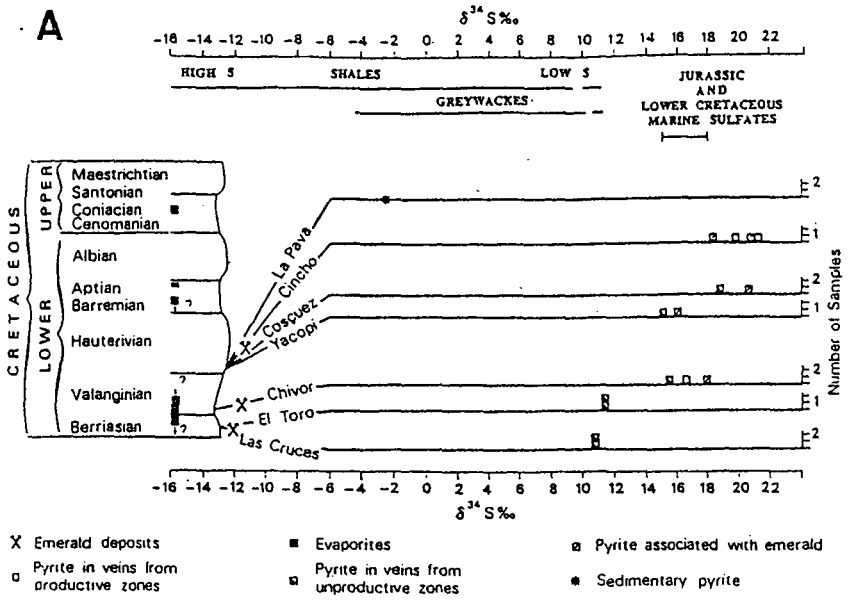
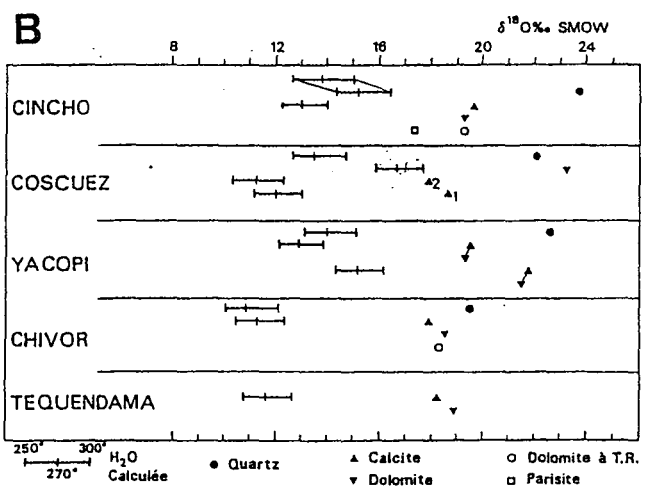
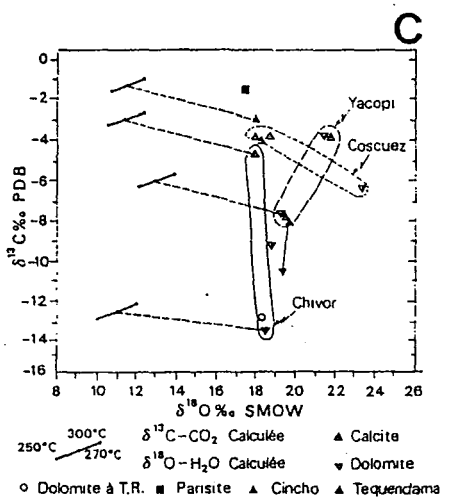


Figure I. 11: A: Isotopes du soufre sur les pyrites des gisements d'émeraude des deux zones (d'après Giuliani *et al.*, 1995). Les pyrites associées à l'émeraude montrent une signature de sulfates sédimentaires du Jurassique-Crétacé Inf. **B, C:** Isotopes de l'oxygène et du carbone sur les phases hydrothermales associées à l'émeraude (d'après Giuliani *et al*, 1992). Les valeurs de $\delta^{18}O$ élevées sont compatibles avec des eaux de bassin anormalement chaudes. Les $\delta^{13}C$ indiquent pour les carbonates hydrothermaux une contribution de carbonates sédimentaires et surtout une contributiuon de la matière organique.





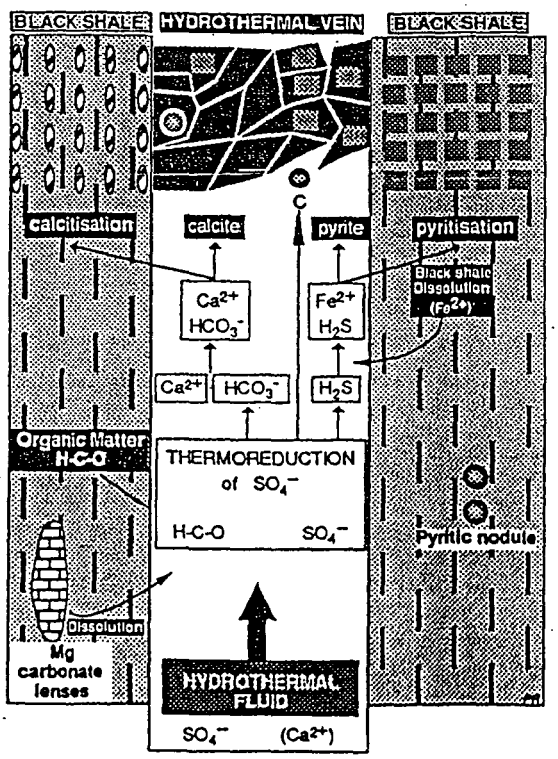


Figure I. 12: Illustration de la thermoréduction des sulfates dans les gisements d'émeraude colombiens (d'après Giuliani *et al.*, 1996a). La contribution de la matière organique est fondamentale dans la genèse de l'émeraude colombienne.

En résumé, si on se réfère aux domaines isotopiques définis pour l'origine des fluides, les fluides minéralisateurs sont des eaux métamorphiques. Néanmoins, ces fluides ont dissout des formations évaporitiques ce qui leur donne une signature géochimique sédimentaire. Ces fluides sont comparables à ceux associés aux diapirs de sel (Giuliani, 1997) et impliqués dans les minéralisations en Pb-Zn-Ba-Fe que l'on trouve dans les « cap rock » de ces diapirs (Kyle, 1991; Kyle et Posey, 1991). Les nombreuses sources salées (McLaughlin, 1972), les indices de minéralisations de Zn-Pb (e.g. Gachalá, Paez) ainsi que de Cu observés autour et dans les gisements d'émeraude sont autant d'arguments en faveur de ce rapprochement génétique entre les gisements d'émeraude colombiens et des minéralisations de type MVT faisant intervenir des fluides de bassin.

I.2.3.4. *Les réactions chimiques impliquées*

La réaction doit au moins prendre en compte : (i) la précipitation de pyrite et de carbonates dans les remplissages hydrothermaux et dans les shales noirs encaissants ; (ii) la contribution de la matière organique et la reprécipitation d'anthracites hydrothermaux, (iii) une entrée de fluides à 300°C ayant mis en solution des évaporites (Na^+, Ca^{2+}, SO_4^{2-}).

La réaction proposée est la thermoréduction des sulfates (Cheilletz et Giuliani, 1996; Giuliani *et al.*, 1995; Giuliani *et al.*, 1996a; Ottaway *et al.*, 1994) (Fig. I. 12). Cette oxydoréduction réduit les sulfates évaporitiques en hydrogène sulfuré et oxyde la matière organique en gaz carbonique. Les réactions sont les suivantes :

$Ra(CH_2O)_2 + SO_4^{2-}$ (origine évaporitique) -> Rb (anthracite) + $2HCO_3^- + H_2S$

(CH_2O représente un carbohydrate et R(a,b) des molécules organiques)

et

$HCO_3^- + Ca^{2+}$ -> CaCO3 (calcite) + H^+

$7H_2S + 4Fe^{2+} + SO_4^{2-}$ -> $4FeS_2$ (pyrite) + 4 H_2O + $6H^+$

Dans cette réaction, le fer provient des shales noirs et le pH décroît et approcherait progressivement de la neutralité. Le béryllium est transporté par des solutions alcalines provoquant en parallèle l'albitisation des shales noirs (Cheilletz et Giuliani, 1996).

Pour l'albitisation, Royan (1998) propose une réaction entre l'illite détritique des shales noirs et le sodium apporté par le fluide.

$$0{,}6\ (K_{0,6}Al_{2,6}Si_{3,4}O_{10}(OH)_2) + Na + 0.96\ Si \rightarrow NaAlSi_3O_8 + 0.56\ Al + 0.36\ K + H_2O$$

illite albite

I.2.3.5. *Age des gisements*

Les minéralisations à émeraude des deux zones ont été datées par les méthodes K/Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les muscovites vertes synchrones du dépôt de l'émeraude (Cheilletz *et al.*, 1994; Cheilletz *et al.*, 1997).

Les âges obtenus (Fig. I. 13) sont différents pour les zones orientale et occidentale :

(i) Les gisements et occurrences à émeraude du district de Chivor se sont formés à 65±3 Ma, c'est-à-dire à la limite Crétacé-Tertiaire.

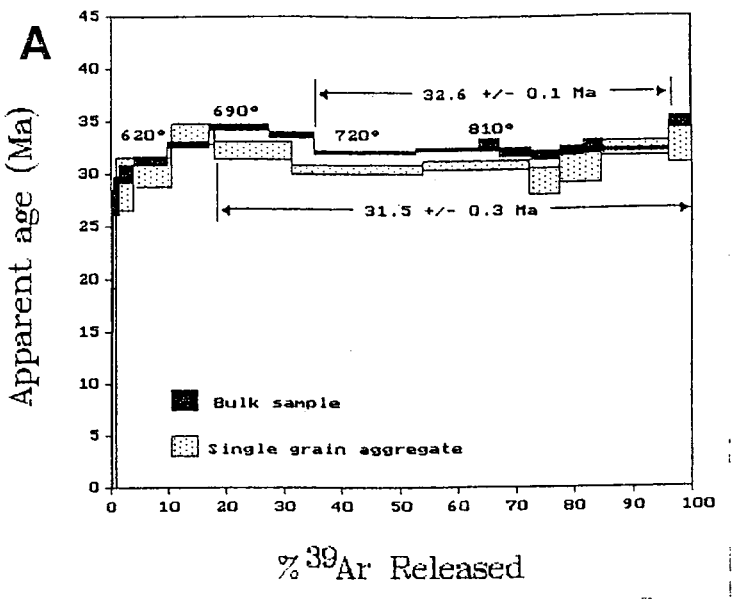
(ii) Dans la zone occidentale à émeraude, le gisement de Coscuez s'est formé à 35-38 Ma et celui de Muzo à 31,5-32,6 Ma. Ces âges s'étalent autour de la limite Eocène-Oligocène.

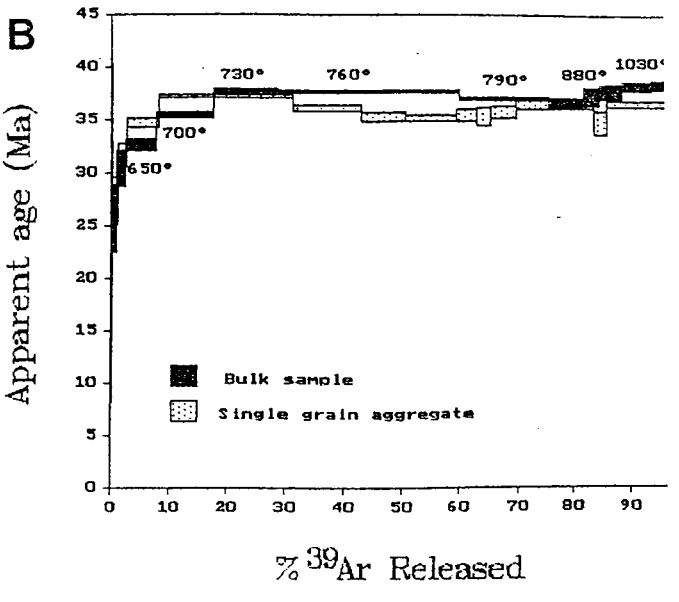
Ainsi, bien que les gisements des deux zones à émeraude, distantes de 80 km présentent les mêmes caractéristiques minéralogiques et pétrographiques et les mêmes processus géochimiques, ceux de la zone orientale se sont formés 30 Ma avant ceux de la zone occidentale.

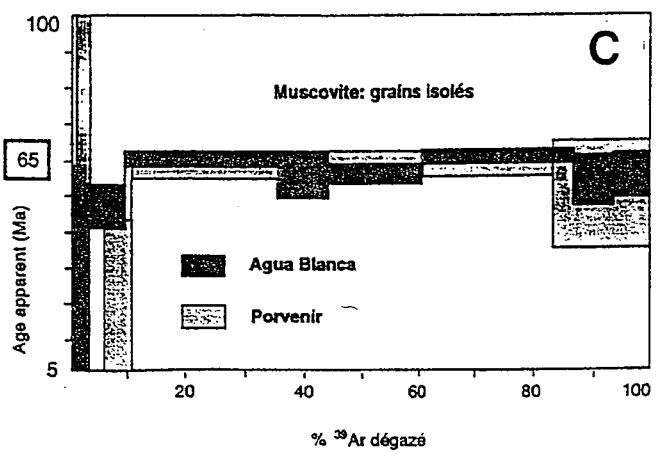
I.2.3.6. *Le modèle métallogénique « mésothermal-sédimentaire » à deux stades*

Ce modèle présenté par Cheilletz et Giuliani (1996) intègre les données précédentes dans un cadre tectonique relatif à la déformation observée dans les gisements d'émeraude des deux zones. Ces auteurs stipulent que ce modèle (Fig. I. 14) est valable pour les gisements des deux zones à émeraude.

Le stade I : Il correspond au développement dans un contexte compressif de plans de décollement le long desquels les fluides hydrothermaux vont circuler. Ces fluides sont des eaux de bassin chaudes expulsées des sédiments et qui ont dissout des formations évaporitiques pendant leur migration. Ces fluides sont donc enrichis en sodium, calcium et sulfates.







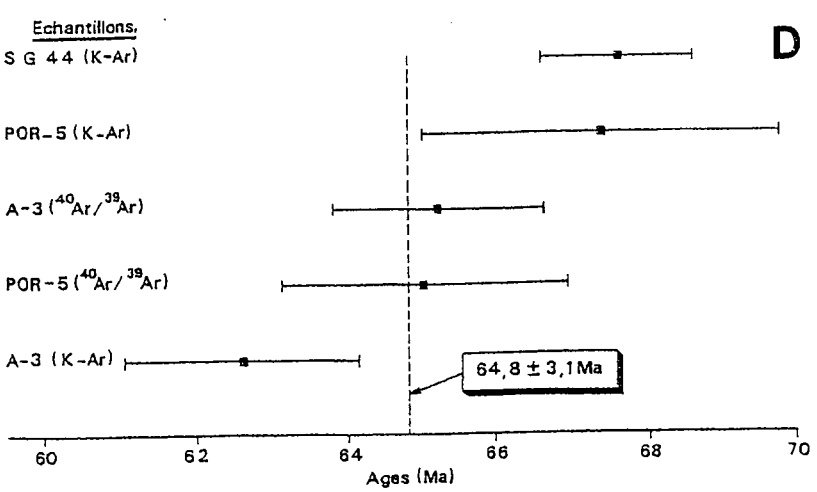


Figure I. 13 : A: Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des muscovites de la mine de Quipama, Muzo. L'âge de la minéralisation est compris entre 31,5 et 32,6 Ma. **B:** Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des muscovites du gisement de Coscuez. L'âge de la minéralisation est compris entre 35 et 38 Ma. (A, B d'après Cheilletz *et al.*, 1994). **C:** Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des muscovites provenant de la zone orientale (mines de Porvenir et d'Agua Blanca, district de Chivor). L'âge de 65 Ma est le même pour les deux mines. **D:** Graphique des âges K/Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ pour les mines de San Gregorio, Porvenir et Agua Blanca du districy de Chivor. L'âge moyen correpond à la limite Crétacé-Paléocène. (C, D d'après Cheilletz *et al.*, 1997)

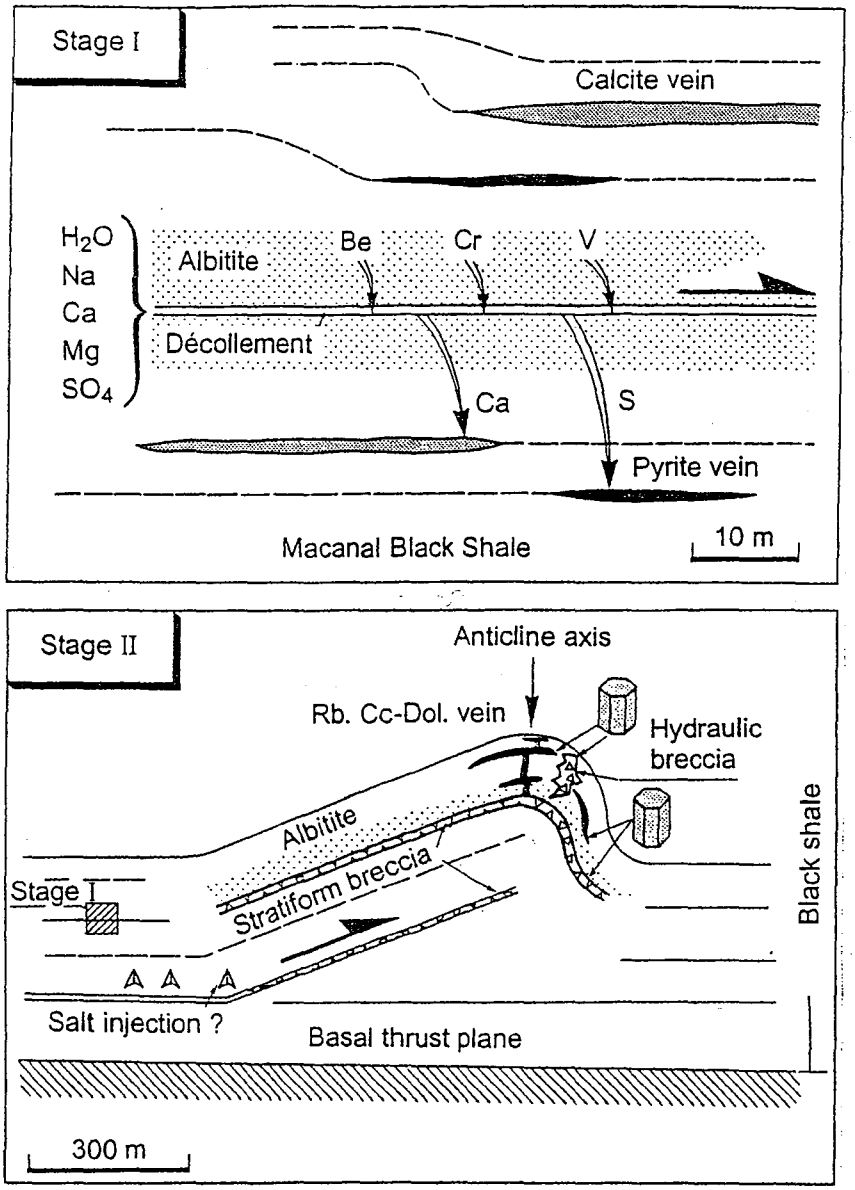


Fig. 3. The two-stage model of formation of the Colombian emeralds. Stage I is characterized by decollement plane within the black shale series, hydrothermal fluid infiltration and wall-rock metasomatic alteration. Albitite and fibrous calcite and pyrite veins are illustrated in Fig. 2a, e. Stratiform albitite layers of stage I are well preserved in the eastern mining districts (Chivor). Stage II corresponds to the mineralizing episode. Thrust-related folds synchronous to emerald deposition (Fig. 2b, d) characterize the western emerald districts whereas stage I structures are better preserved in the eastern districts

Figure I. 14: Modèle métallogénique mésothermal-sédimentaire des gisements d'émeraude colombiens (d'après Cheilletz & Giuliani, 1996).

Drainé par ces plans de décollement, ils vont interagir avec les shales noirs encaissants lors d'une importante métasomatose alcaline : les shales sont albitisés et carbonatisés alors que Be, Al, Si, Cr, V et les REE sont lixiviés de ces shales et se concentrent dans le fluide résiduel. Les veines stériles à calcite et pyrite fibreuses se développent pendant ce stade parallèlement au plan de stratification.

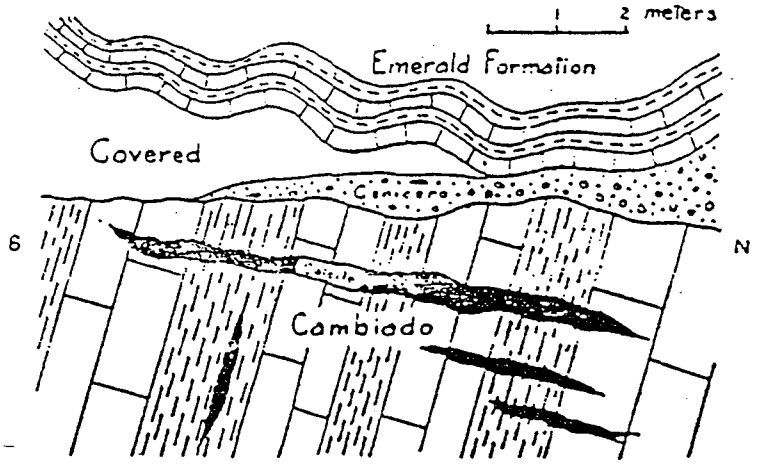
Le stade II : La compression continue se traduisant par le développement de chevauchements et de plis au sein desquels les structures et les roches métasomatiques du stage I sont reprises et bréchifiées. L'augmentation de la pression fluide dans les charnières des plis se traduit par une bréchification hydraulique. Les veines et brèches hydrothermales qui se forment alors reçoivent la minéralisation à émeraude associée à des remplissages rhomboédriques de carbonates.

I.3. Etat des connaissances sur la structure des gisements colombiens en 1995

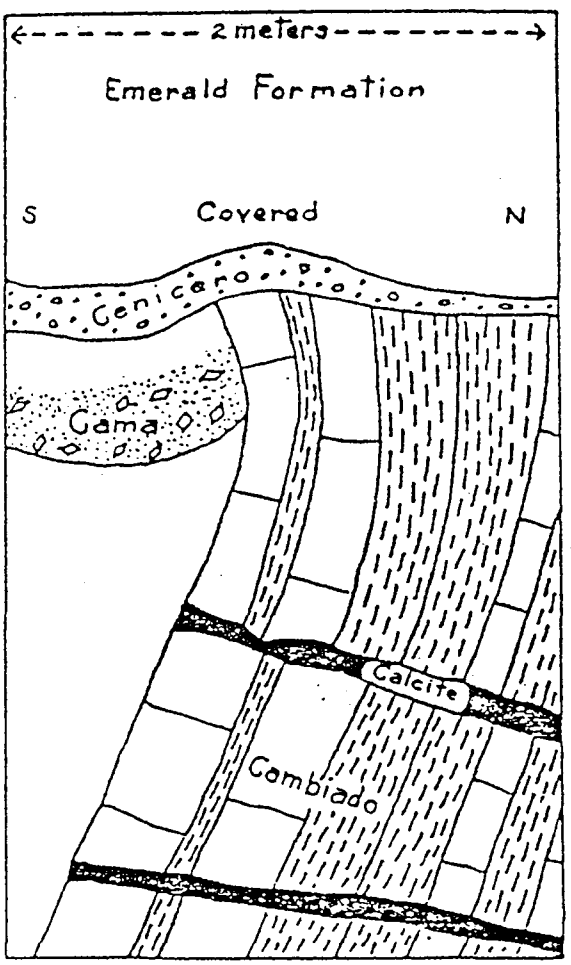
En 1995 les deux zones à émeraude étaient quasiment vierges de toute étude géologique systématique prenant en compte l'objet gisement dans sa globalité. La première raison est que bien souvent les études structurales n'étaient qu'un contrat sur un tunnel ou un front de taille. La seconde est un choix général des géologues à carter toute la zone à émeraude en se focalisant ensuite sur les gisements plutôt que de partir du gisement et ensuite de l'intégrer dans son contexte tectonique régional. Une troisième raison est aussi une mauvaise connaissance de la lithostratigraphie.

En conséquence, l'étude structurale de Scheibe (1916) du début du siècle reprise par Pogue et Evantson (1916) reste la plus fiable pour les mines de Muzo et fournit d'excellentes descriptions des unités tectono-stratigraphiques ainsi que des contacts entre elles (Fig. I. 15). Nous avons retrouvé les même coupures lithostratigraphiques (la correspondance sera précisée par la suite) ainsi que les mêmes termes bréchiques décrits par ces auteurs. Il est regrettable que ces auteurs qui avaient reconnu à Muzo des « sobrecurrimientos » (Scheibe, 1916), page 194), c'est-à-dire des chevauchements, aient été oubliés pendant près de 80 ans.

En ce qui concerne la zone orientale, la première étude structurale systématique des gisements fut réalisée par T. Arhan en 1993 au cours de son DEA à l'Université de Nancy (Arhan, 1993).



—Generalized Sketch (in Section) Showing Relations of Emerald Formation, "Cenicero" and "Cambiado."



Key-Sketch Showing the "Cenicero," "Cama," and "Cambiado," as Exposed between Banco Central and Los Chulos.
(Note drag and calcite vein in fault plane in the *Cambiado*, indicating overthrust from north to south followed by mineralization.)

Figure I. 15: Schémas d'affleurement de la mine de Qupama, Muzo (D'après Pogue & Evantson, 1916). Avec Scheibe (1916), ces auteurs avaient reconnu au début du sciècle des chevauchements entre des unités de shales noirs qu'ils avaient également bien distinguées.

I.4. Objectifs de l'étude

Le modèle de Cheilletz et Giuliani (1996) mentionne des phases de déformation synchrones du processus génétique de l'émeraude. Néanmoins, il comporte certaines lacunes importantes que cette étude sur les deux zones à émeraude vise à combler :

1) La lithostratigraphie des gisements restait mal caractérisée.

- Que représentent pétrographiquement et géochimiquement les roches encaissantes de ces gisements ?
- Quel est leur age précis et leur milieu de dépôt ?
- Que sont les évaporites lixiviées par les fluides et quel est leur âge ?

2) Les géométries et les structures des gisements n'ont jamais fait l'objet d'une étude structurale moderne et détaillée. Les phases tectoniques avancées dans le modèle métallogénique sont effectivement très peu contraintes concernant leur régime, leur cinétique et leur mécanisme de déformation.

- Que sont et comment s'organisent les « sobrecurrimientos » de Scheibe (1916) ?
- Quel est le rôle des fluides dans les déformations et comment migrent-ils ?
- Les structures et les mécanismes de déformation sont-ils similaires dans les deux zones à émeraude formées à 30 Ma d'intervalle mais suivant un processus géochimique identique ?

3) D'après le modèle, du fait du synchronisme déformation-minéralisation, les datations absolues des minéralisations sont aussi les ages des phases tectoniques enregistrées dans les gisements. Cette démarche est originale en contexte sédimentaire non métamorphisé et offre un véritable challenge pour la compréhension de l'évolution tectonique de la cordillère orientale de Colombie. En particulier, intégrer ces gisements dans le cadre tectono-sédimentaire de la cordillère orientale reviendrait à lever une partie du voile sur les épisodes de déformation pré-andines.

4) Enfin, quels sont les meilleurs guides structuraux ou géochimiques à suivre lors d'une exploration visant à découvrir de nouveaux gisements d'émeraude ?

Chapitre II :

La place de la cordillère orientale de Colombie au sein des Andes septentrionales

Avant d'entamer l'étude détaillée de ces singularités géologiques que sont les gisements d'émeraude de Colombie, il est fondamental d'avoir un aperçu de leur contexte géologique global à savoir la cordillère orientale de Colombie et plus largement les Andes septentrionales. Ce chapitre est donc une synthèse bibliographique nullement exhaustive mais largement orientée vers l'intégration spatio-temporelle des gisements d'émeraude dans leur cadre tectono-sédimentaire.

II.1. Contexte tectonique général et morphologie des Andes

II.1.1. Contexte tectonique général

Il y a encore 20 ans, la marge active des Andes était considérée comme un archétype relativement simple et continu d'un cas de convergence entre lithosphères océanique et continentale. Pourtant depuis les deux dernières décennies des études de sismologie, de volcanologie, de flux mantellique, d'anomalies magnétiques et bien entendu de terrain ont altéré sérieusement ce concept simple de « marge andine » pour faire naître une pléthore d'histoires et d'évolutions différentes dont la réunification est loin d'être évidente.

L'évolution des Andes depuis la fin du Tertiaire affiche sur près de 9000 km un motif structural et physiographique d'une remarquable continuité le long de la bordure occidentale du continent Sud-américain (Fig. II. 1). Cette chaîne de montagne résulte de la subduction de plaques océaniques sous la plaque continentale Sud-américaine depuis au moins 200 Ma. Le dernier grand événement orogénique qu'ont connu les Andes est la phase andine qui a commencé au Miocène et continue de nos jours. Cette phase est caractérisée par le chevauchement général vers l'Est des Andes sur ses bassins d'avant-pays péricratoniques.

En se basant uniquement sur la morphologie, il est naturel de subdiviser les Andes depuis l'arc des Caraïbes (12°N) jusqu'à la Terre de Feu (55°N) en trois tronçons. Cependant cette subdivision n'a de sens qu'à condition de prendre en compte les différences géologiques, géophysiques et géodynamiques que sont les coupures entre ces trois domaines.

Les Andes septentrionales (12°N-7°S) se développent dans un contexte cinématique complexe impliquant l'isthme de Panama et la plaque Cocos et les subductions au Nord de la plaque Caraïbes et à l'Ouest de la plaque Nazca sous la plaque Sud-américaine. La limite Sud correspond à la déflexion de Guayaquil (environ 4° de latitude au Sud de la ville de Guayaquil) (Fig. II. 1).

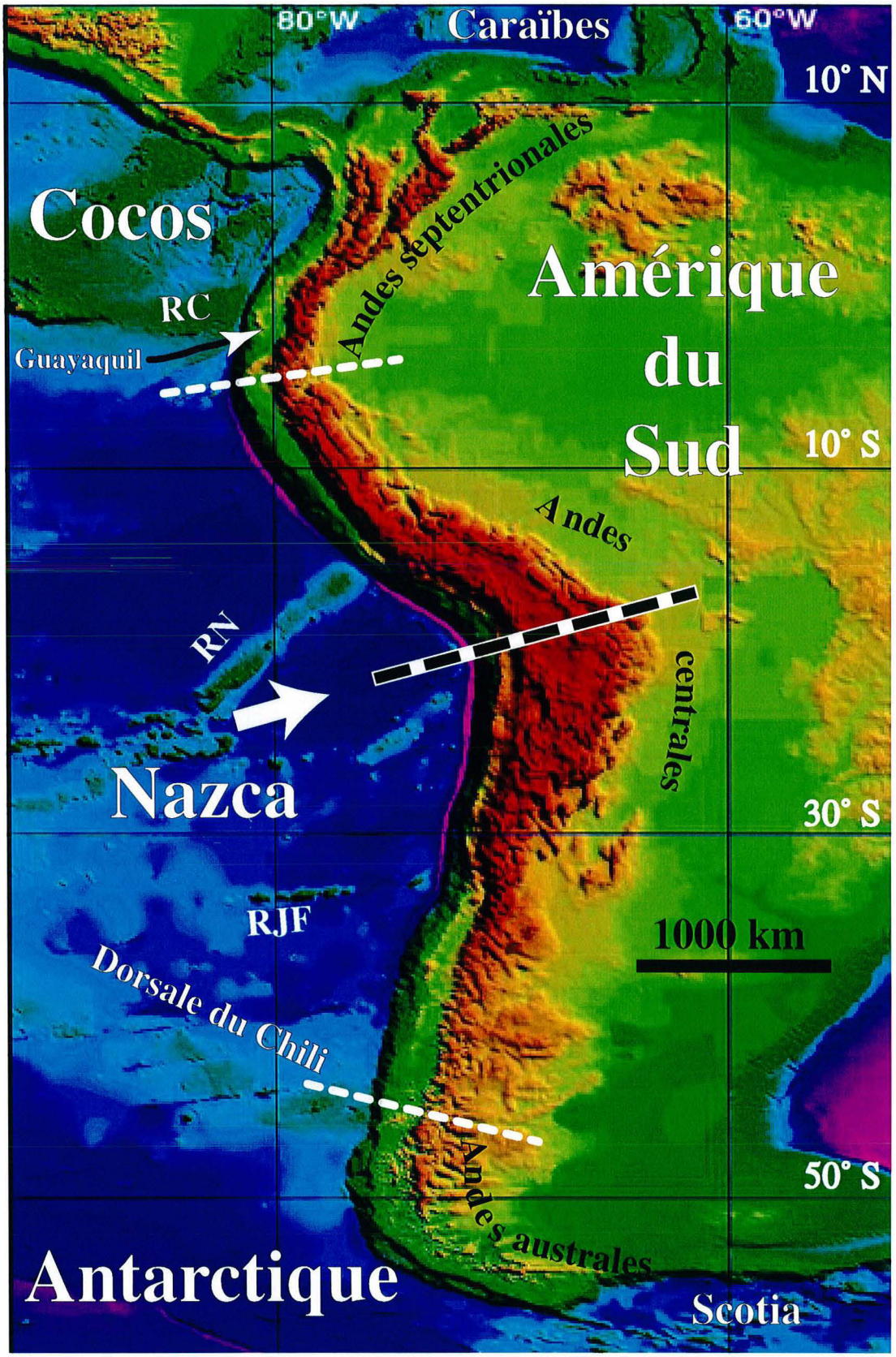


Figure II. 1 : Topographie de la partie occidentale de la plaque Sud-américaine et bathymétrie des plaques océaniques limitrophes (d'après les données numériques du Geophysical Exploration Technology-University of Leeds Innovations). Les lignes pointillées blanches limitent les Andes septentrionales, centrales et australes. La direction de convergence (flèche blanche) est parallèle à l'axe de symétrie du coude d'Arica (ligne pointillée noire). RC (ride de Carnegie, RN (ride de Nazca) et RJF (ride de Juan Fernandez) sont des rides asismiques de la plaque Nazca. Modifié et compilé de De Urreiztieta, 1995 et de Diraison, 1997.

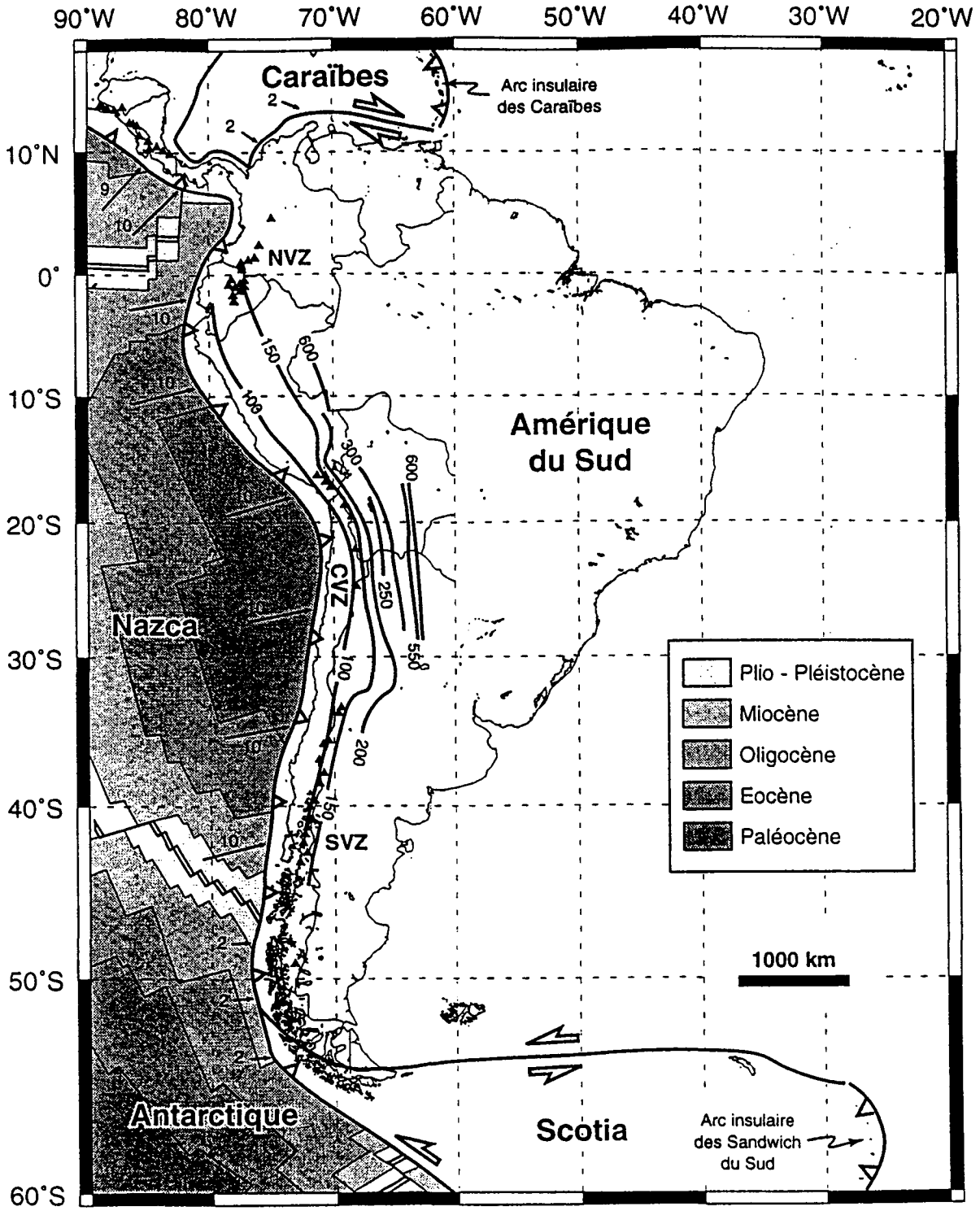


Figure II. 2 : Carte des conditions aux limites de la plaque Sud-américaine d'après (Diraison, 1997), références herein. Les flèches noires et les chiffres (en cm/an) sont les vecteurs de mouvement et les taux de convergence relative entre les plaques océaniques et l'Amérique du Sud. Les niveaux de gris indiquent l'âge de la croûte océanique subductée. Les triangles noirs représentent les principaux volcans actuels (NVZ : zone volcanique Nord, CVZ : zone volcanique centrale, SVZ : zone volcanique Sud). Les courbes sont les isobathes (km) de la plaque Nazca sous l'Amérique du Sud.

Les Andes centrales (7°S-46°S) se développent à l'aplomb de la subduction de la plaque Nazca. Ce domaine est le plus élevé et le plus épaissi des Andes et montre une symétrie générale axée sur une ligne Arica-Santa Cruz passant par le centre de l'orocline bolivien (coude d'Arica à 18°S). Cet axe est parallèle à la direction de convergence relative (N75°E) entre Nazca et Amérique du Sud (Fig. II. 1). A cette symétrie morphologique des Andes centrales viennent se juxtaposer des symétries concernant la sismicité actuelle (Barazangi et Isacks, 1976), le volcanisme (Walker *et al.*, 1991) ainsi que le flux mantellique (Russo et Silver, 1994; Russo et Silver, 1996). Les Andes centrales sont séparées des Andes australes par le point triple du Chili entre les plaques Nazca, Sud-américaine et Antarctique situé actuellement à 46°30S où la dorsale océanique du Chili subducte sous la plaque Sud-américaine. Ce point triple marque un changement drastique latitudinal dans la morphologie, dans la nature des unités impliquées et dans l'activité volcanique et sismique (réduites dans les Andes australes) (Diraison, 1997) (Fig. II. 2).

Au Sud, les Andes australes (46°S-55°S) forment l'orocline patagonien et résultent de la subduction de la plaque Antarctique sous le continent Sud-américain ainsi que des interactions complexes avec la péninsule Antarctique et la plaque de Scotia.

L'âge de la croûte océanique de la plaque Nazca (Fig. II. 2), symétrique autour de l'axe du coude d'Arica, suggère une symétrie générale de l'ensemble des Andes. Cette symétrie globale est renforcée au Nord et au Sud du continent par l'existence de grandes zones décrochantes, respectivement dextre et senestre, à l'interface Caraïbes-Amérique du Sud et Scotia-Amérique du Sud. En extrapolant largement, l'arc insulaire des Caraïbes serait alors le symétrique de l'arc insulaire des Sandwich du Sud...

Néanmoins cette symétrie à des limites : les Andes septentrionales ont beau afficher une virgation dextre, elles sont loin de montrer la continuité structurale de l'orocline patagonien. La cinématique de la plaque Caraïbe, l'isthme de Panama mais aussi et surtout l'histoire pré-andine en sont certainement responsables.

II.1.2. Les Andes septentrionales (12°N-7°S)

La tectonique des plaques des Andes septentrionales apparaît comme un véritable nœud de convergence entre plaques Nazca, Caraïbes, isthme de Panama et continent Sud-américain (Figs. II. 3, 4). En première lecture, dans la configuration actuelle, la subduction de la plaque Nazca est loin d'expliquer à elle seule les morphologies observées.

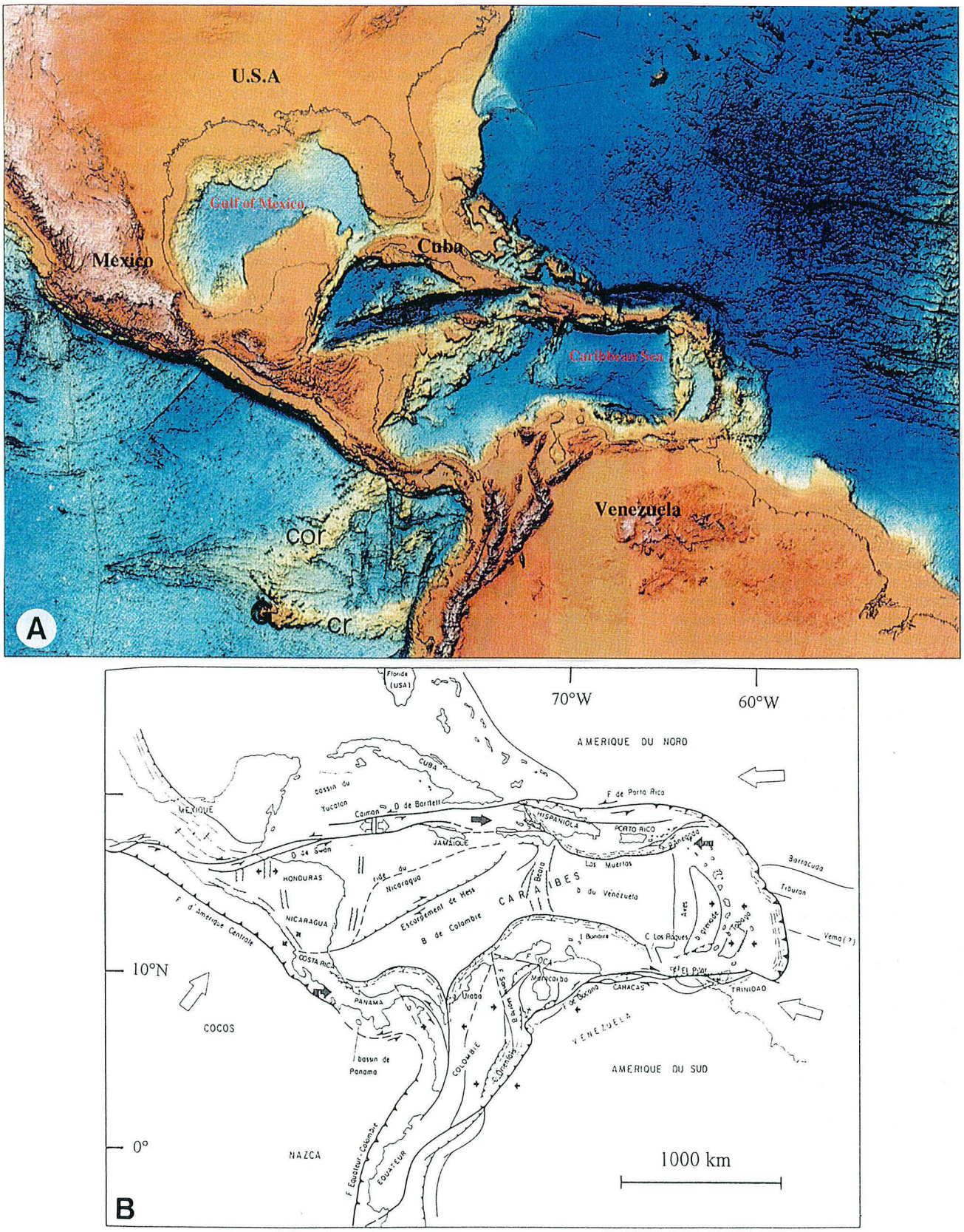


Figure II. 3 : A) Carte bathymétrique de l'Amérique centrale et du Nord de l'Amérique du Sud (d'après les données Seasat/Geosat/ERS satellite compilées par Conoco dans Shirley, 1998). Les rides asismiques (cor: Cocos ridge, cr: Carnegie ridge) générées par le passage des plaques Nazca et Cocos au-dessus du point chaud des Galapagos (G) montrent la différence des directions de déplacement de ces deux plaques. B) Grands traits géodynamiques de la plaque Caraïbes (d'après Stephan *et al.*, 1986). L'avancée vers l'Est de la plaque Caraïbes occasionne de grands coulissages dextres au Nord de la plaque Sud-américaine produisant au Nord de 6°N une rupture du trend général NNE-SSO des Andes septentrionales.

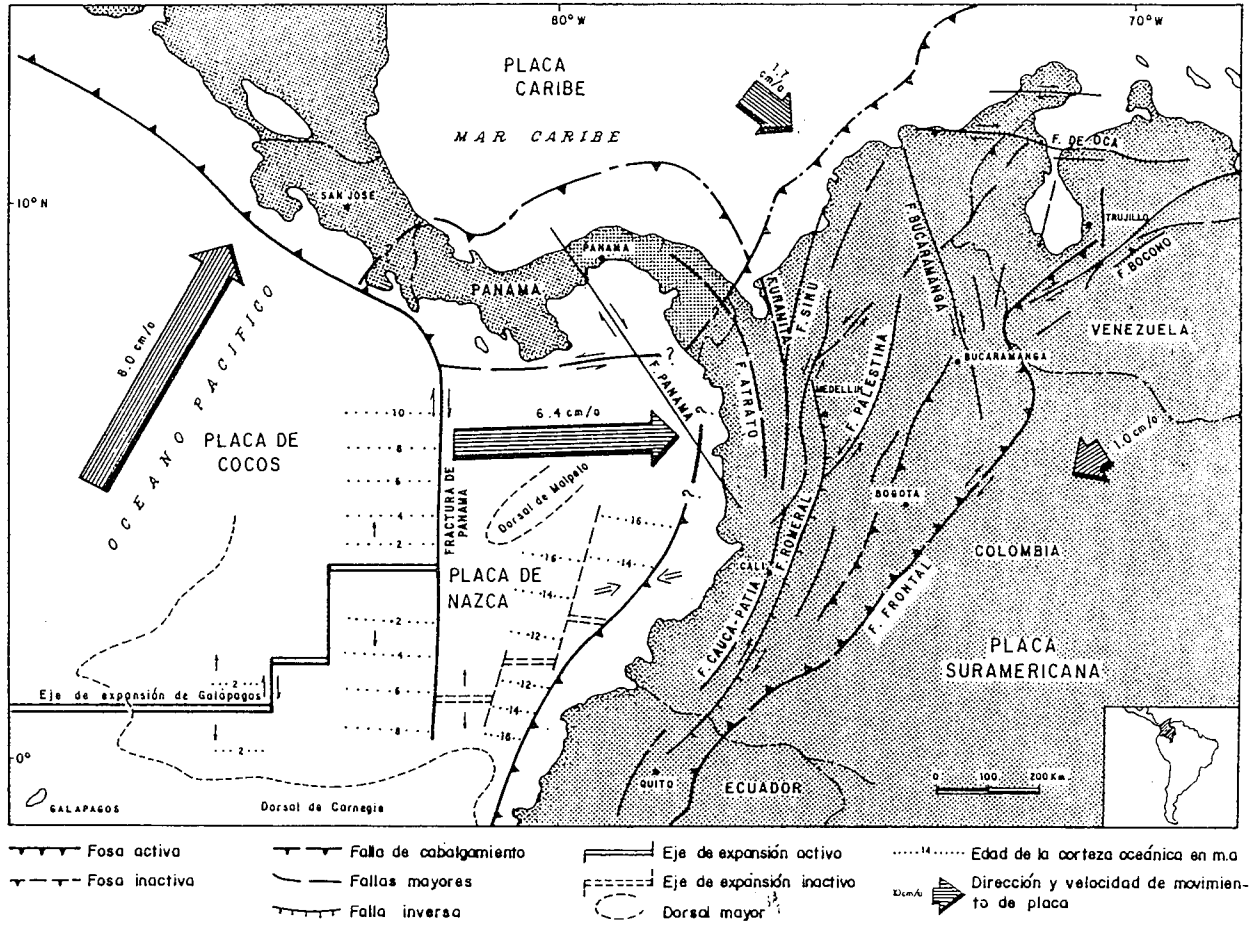
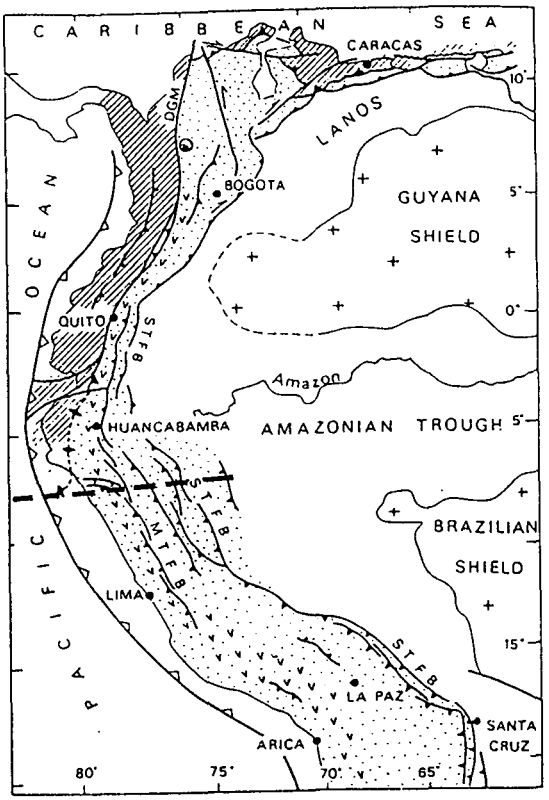


Figure II. 4 : Cadre géotectonique de la Colombie (d'après Gonzalez *et al.*, 1988). Les flèches hachurées et les nombres associés indiquent la direction et la vitesse des plaques. L'activité des subductions de la plaque Caraïbes sous Panama et la Colombie est relativement controversée malgré la présence de volcans de boue et de prismes d'accrétion.



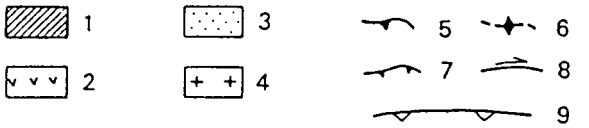


Fig. 1. Major structural units of northwestern South America. DGM=Dolores-Guayaquil megashear, MTFB=Maranon thrust and fold belt, STFB=Subandean thrust and fold belt. 1) accreted terranes; 2) Andean volcanic belt of Cenozoic age; 3) integral Andes; 4) Precambrian shields; 5) sutures between SOAM and accreted terranes; 6) sutures, when concealed and/or uncertain; 7) intra-continental overthrusts; 8) strike-slip faults; 9) oceanic trenches.

Figure II. 5 : Carte des provinces tectoniques majeures du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud (d'après Mégard, 1987). La ligne pointillée noire sépare les Andes septentrionales des Andes centrales. L'accrétion des terrains océaniques (hachurés) le long de la mégazone décrochante de Dolores-Guayaquil (DGM) caractérise les Andes septentrionales.

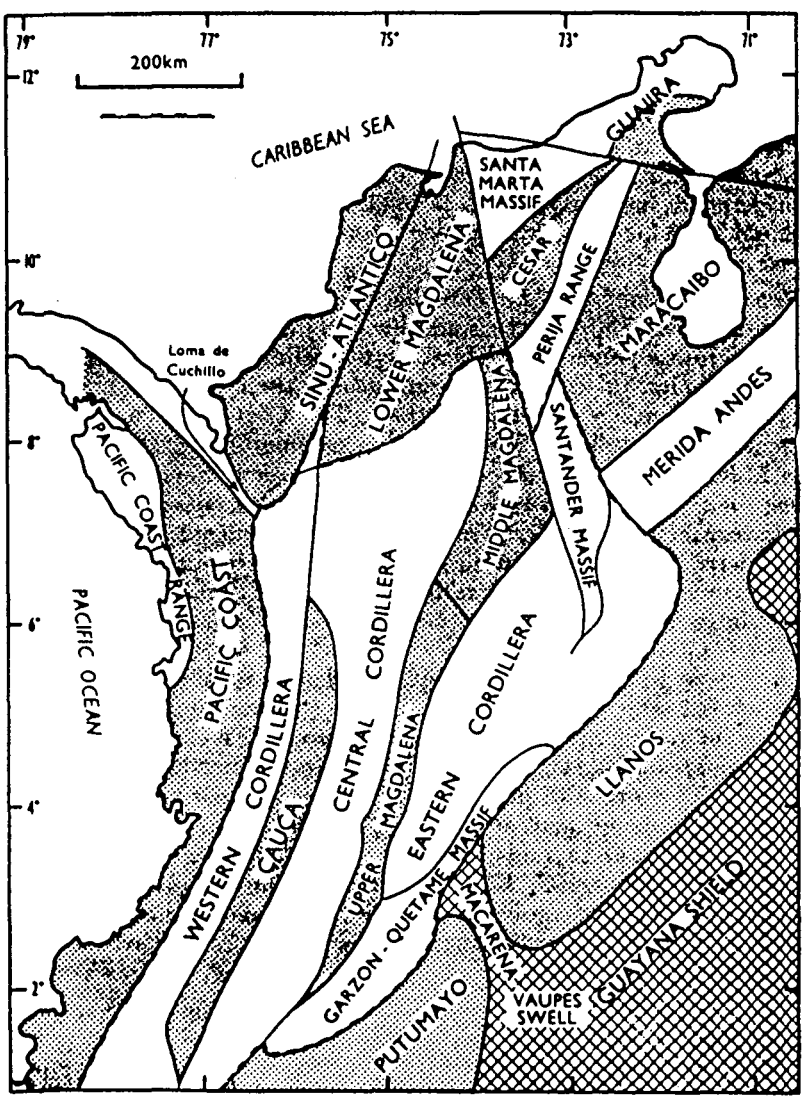


Figure II. 6 : Majeures provinces géologiques de Colombie et de l'Ouest du Venezuela (d'après Campbell, 1974). Les chaînes et les massifs sont représentés en blanc, les bassins en gris. Vers 6°N le trend général N30°E des Andes est interrompu par une tectonique décrochante tardive.

Les failles majeures de ce domaine montrent pour la plupart un important jeu décrochant en particulier au Nord où la convergence entre plaques Caraïbes et Amérique du Sud est très oblique. Ainsi la déformation de la façade septentrionale du continent Sud-américain résulte d'une transpression responsable de la disposition en échelon ou en sigmoïde des chaînes et des bassins (Stephan, 1982; Stephan *et al.*, 1986; Passalacqua *et al.*, 1995) (Fig. II. 3). Cette tectonique transpressive tardi-tertiaire est responsable de la rupture de la linéarité globale N30°E et de l'apparente « désorganisation » des Andes au Nord de 6°N.

La caractéristique structurale majeure des Andes septentrionales est la présence sur leur façade occidentale de terrains accrétés d'origine océanique ou hérités d'arcs insulaires (Fig. II. 5). Ce trait singulier confère aux Andes septentrionales un style tectonique radicalement différent des Andes centrales (Aubouin, 1972; Ganseer, 1973; Mégard, 1984). La limite Sud (7°S) de ces terrains exotiques correspond à la déflexion de la baie de Guayaquil prolongée à l'Est par les « Andes de Huancabamba » et la vallée intercratonique de l'Amazone. La zone de suture entre le bord occidental (post-Paléozoïque) du continent Sud-américain (bords Ouest de la cordillère centrale en Colombie et de la vallée inter-andine en Equateur) et ces terrains d'affinité océanique accrétés correspond à la mégazone décrochante de Dolores-Guayaquil dont une des principales failles est celle de Roméral en Colombie (Figs II. 4, 5).

Au Sud de 6°N, les Andes sont constituées d'une alternance ONO-ESE de chaînes séparées par des bassins longitudinaux (Fig. II. 6). En Colombie, 3 cordillères principales (occidentale, centrale et orientale) et une chaîne côtière (Serrania de Baudó) sont séparées et bordées par les bassins de l'Atrato (plaine côtière), du Cauca, de la Magdalena et des Llanos-Putumayo à l'Est. En Equateur et au Nord Pérou seulement deux cordillères (occidentale et orientale) sont séparées et bordées par une plaine côtière, une vallée inter-andine et le bassin Amazonien. La cordillère orientale équatorienne est la prolongation au Sud de la cordillère centrale colombienne (Feininger, 1982) (Fig. II. 7). La zone sub-andine (foothills) correspond à la transition orientale entre cordillères orientales et bassins d'avant pays (Lanos-Putumayo, Amazone). Les Andes se rétrécissent considérablement du Nord (6°N), où elles atteignent 1000 km de large en Colombie, à l'Equateur, où elles ne dépassent pas 400 km. Ceci s'explique par la présence de la cordillère orientale en Colombie qui n'a pas d'homologue au Sud.

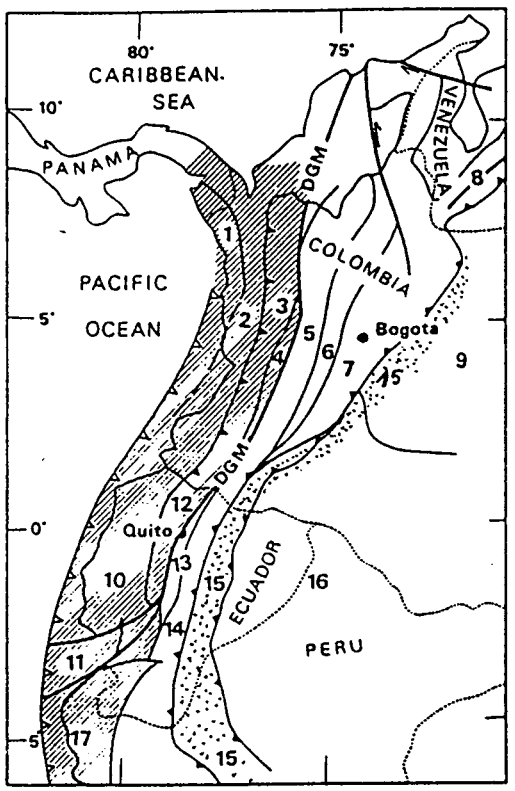


Fig. 2. Principal physiographic and structural provinces of northwestern South America. Colombia, eastern Panama and northwestern Venezuela: (1) Serranía de Baudó, (2) Atrato-San Juan basin/coastal lowlands, (3) Western Cordillera, (4) Cauca-Patía graben, (5) Central Cordillera, (6) Magdalena valley, (7) Eastern Cordillera, (8) Cordillera de Mérida, (9) Llanos. 1+2+3+4 = "Occidente" of Colombia; 5+6+7+9 = "Oriente" of Colombia. Ecuador and northern Peru: (10) coastal lowlands, (11) Gulf of Guayaquil pull-apart basin, (12) Western Cordillera, (13) inter-Andean graben, (14) Eastern Cordillera, (15) Subandean hills, (16) Amazonian lowlands, (17) Amotape-Tahuin probable accreted terrane. 15+16 correspond to the Ecuadorian and Peruvian "Oriente". Hachured pattern denotes accreted terranes. Line with open triangles indicates the oceanic trench and lines with full triangles indicate overthrusts. DGM=Dolores-Guayaquil megashear zone.

Figure II. 7 : Corrélations géologiques latitudinales entre les différentes cordillères et bassins de la Colombie jusqu'au Nord du Pérou (modifié de Mégard, 1987). La cordillère orientale de Colombie n'a pas d'homologue au Sud. Les cordillères centrale en Colombie et orientale en Equateur-Pérou sont des analogues géologiques (arc magmatique). En pointillé: zone sub-andine ou de "foothills".

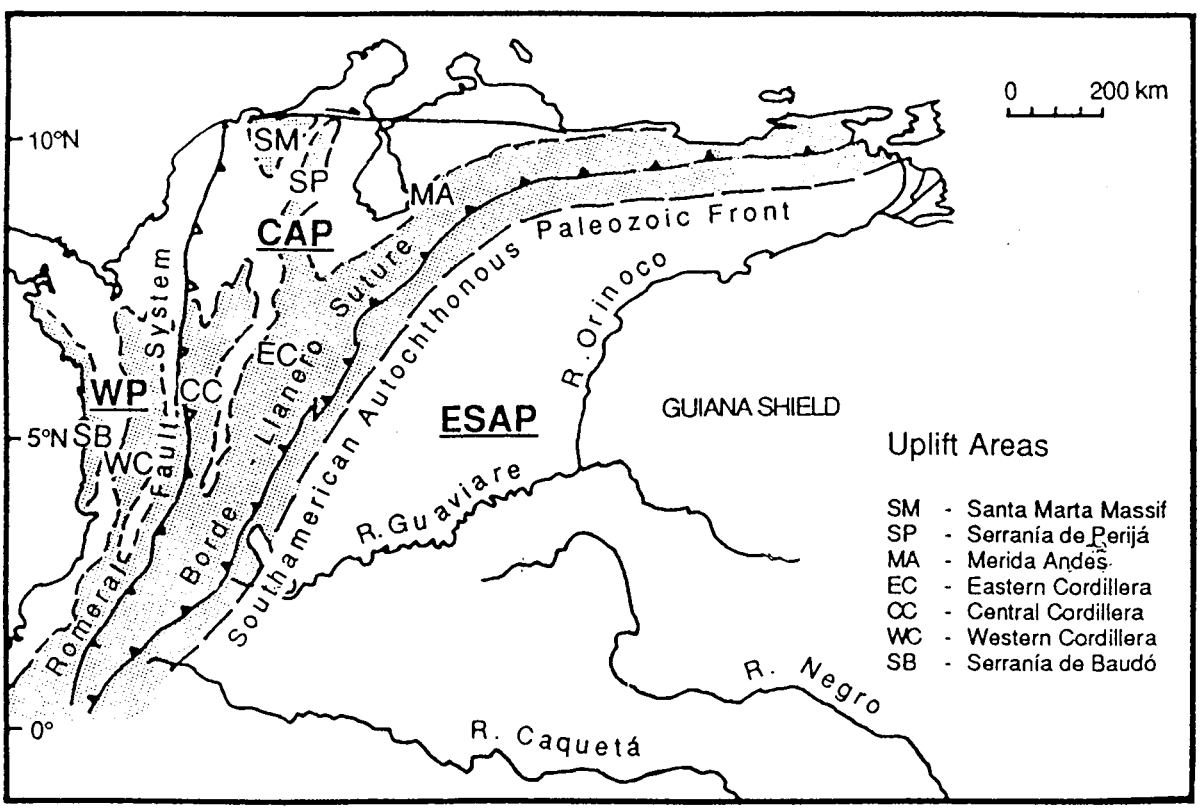


Figure II. 8 : Provinces de socle et zones de suture au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud (d'après Suarez, 1990). ESAP: autochtone du bouclier guyanais; CAP: province centrale allochtone accrétée au bouclier guyanais au Silurien-Dévonien le long de la zone de suture du Borde Llanero; WP: province occidentale composée de materiel océanique accrété à la province centrale le long de la faille de Romeral (appartenant à la mégazone décrochante de Dolores-Guayaquil).

Au Nord de 6°N, la direction générale N30°E est interrompue et laisse la place à une série de chaînes (Perija, Merida, Guajira), de massifs (Santander, Santa Marta) et de bassins (Maracaibo, Cesar, Barinas) d'orientation variable et sans grande continuité (Fig II. 6).

II.2. Structure et géologie des Andes de Colombie

II.2.1. Socle et zones de sutures

En Colombie la structure du socle constitue un héritage qui a fortement influencé l'orogène andin et les morphologies (les trois cordillères) observées aujourd'hui. D'après les travaux de Suarez (1990) le socle du Nord-Ouest de l'Amérique du Sud est composé de trois provinces principales (Fig. II. 8).

La province orientale représente l'autochtone du bouclier guyanais composé de gneiss et de migmatites précambriens datés de 2100 à 1450 Ma (Kroonenberg, 1982; Priem, 1982).

La province centrale constitue le socle des cordillères centrale et orientale. Elle est composée de terrains métamorphiques précambriens de haut degré (gneiss granulitiques « grenvilliens » et de migmatites datés de 1180 à 680 Ma (Goldsmith, 1971; Alvarez, 1981)), de sédiments paléozoïques inférieur de bas degré (quartzite et phyllades de type schistes verts) et de sédiments devono-carbonifères non métamorphisés. Ces terrains sont intrudés par de nombreux plutons d'ages différents. La province centrale est séparée de l'autochtone guyanais par la zone de suture de Borde Llanero qui correspond approximativement aujourd'hui à la limite orientale décro-chevauchante de la cordillère orientale. D'après Suarez (1990), la province centrale correspond à des terrains allochtones, appartenant originellement à la plaque continentale d'Amérique du Nord et qui se sont accrétés lors d'une collision Amérique du Nord-Gondwana à la limite Silurien-Dévonien. La zone de suture du Borde llanero a une importance considérable car en tant que zone de faiblesse de la croûte elle sera réactivée et réutilisée lors du « rifting » et de l'orogène andin (i. e. faille de Guaicaramo). Il s'agit donc d'une limite structurale importante qui influencera fortement la géométrie de la cordillère orientale.

La province occidentale est composée de terrains océaniques (croûte océanique et couvertures sédimentaire et volcanique associées) qui se sont accrétés à la bordure Ouest de la province centrale le long de la zone de suture de Romeral.

II.2.2. Chaînes et cordillères

Afin de suivre les descriptions qui suivent il convient de se référer aux cartes géologiques et coupes des figures II. 9, II. 10 et II. 11.

II.2.2.1. *La cordillère orientale*

La structure et la géologie de cette cordillère dans laquelle sont encaissés les gisements d'émeraude sera plus amplement détaillée par la suite. Elle correspond a un bassin sédimentaire d'arrière-arc très subsident du Jurassique au Crétacé qui a été inversé durant les tectoniques andines tardi-tertiaires. Le bassin est rempli par des sédiments jurassiques continentaux recouverts par une épaisse séquence marine crétacée. Au Nord, ces séries forment deux dépocentres (Tablazo-Magdalena à l'Ouest et Cocuy à l'Est) de part et d'autre du paléorelief que forme le massif de Santander (Fabre, 1987). Au Sud, le plongement du massif de Santander provoque la jonction des deux dépocentres dans un bassin profond et étroit qui correspond aujourd'hui à la Sabana de Bogotá (De Freitas *et al.*, 1997). Au Tertiaire, la sédimentation devient continentale et des sédiments synorogéniques se déposent, aujourd'hui affleurants au cœur des principaux synclinaux de la zone axiale de la cordillère.

II.2.2.2. *La cordillère centrale*

Suite à la collision-accrétion à la limite Silurien-Devonien, la cordillère centrale représente le bord occidental de la plaque Sud-américaine. Relativement aux épisodes de subduction qui vont suivre, cette chaîne correspond donc à l'arc magmatique classiquement défini dans les Andes. Les terrains métamorphiques précambriens et paléozoïques sont recouverts localement par des « red beds » triassiques-jurassiques inférieur « synrift ». Ce socle est intrudé par des batholites et des plutons granitiques lors de trois principaux épisodes de plutonisme qui ont eu lieu au Paléozoïque moyen, au Jurassique et dans la dernière moitié du Crétacé. Depuis la fin du Tertiaire la cordillère centrale est le siège d'un volcanisme andésitique encore actif de nos jours (Fig. II. 12).

Le bord Est de la chaîne correspond à un front plissé et chevauchant vers l'Est sur le bassin de la haute Magdalena (sous bassins de Girardot et Neiva). A l'opposé, au niveau de la moyenne Magdalena, le bord oriental de la cordillère centrale est marqué par des failles normales en échelon associées à du décrochement dextre (Schamel, 1991). Ces failles normales affectent les séries tertiaires du bassin de la moyenne Magdalena.

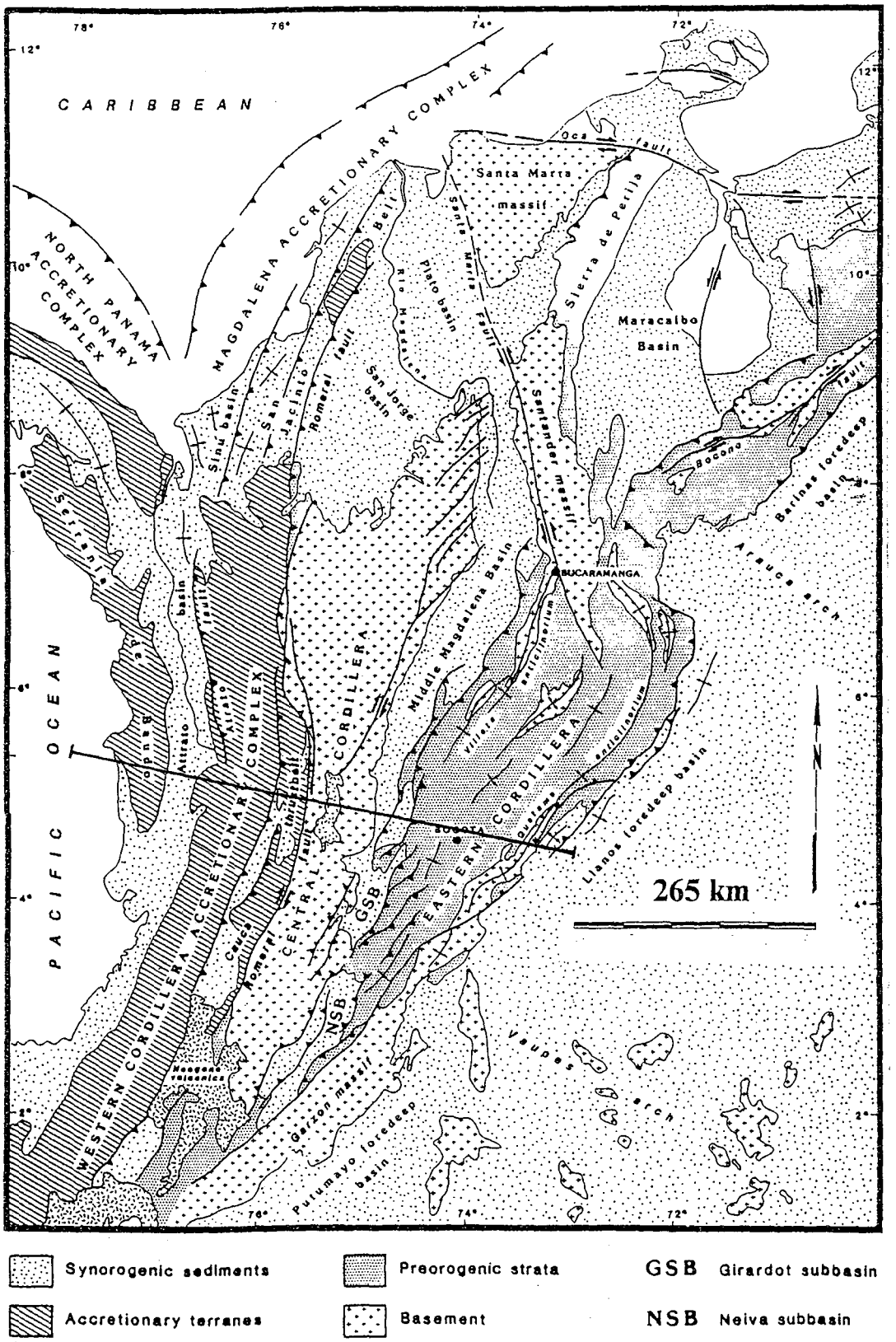


Figure II. 9 : Carte tectonique simplifiée du Nord-Ouest de la Colombie et de l'Ouest du Venezuela (d'après Schamel, 1991; corrigé de l'erreur d'échelle). Le trait de coupe localise la Fig. I. 10.

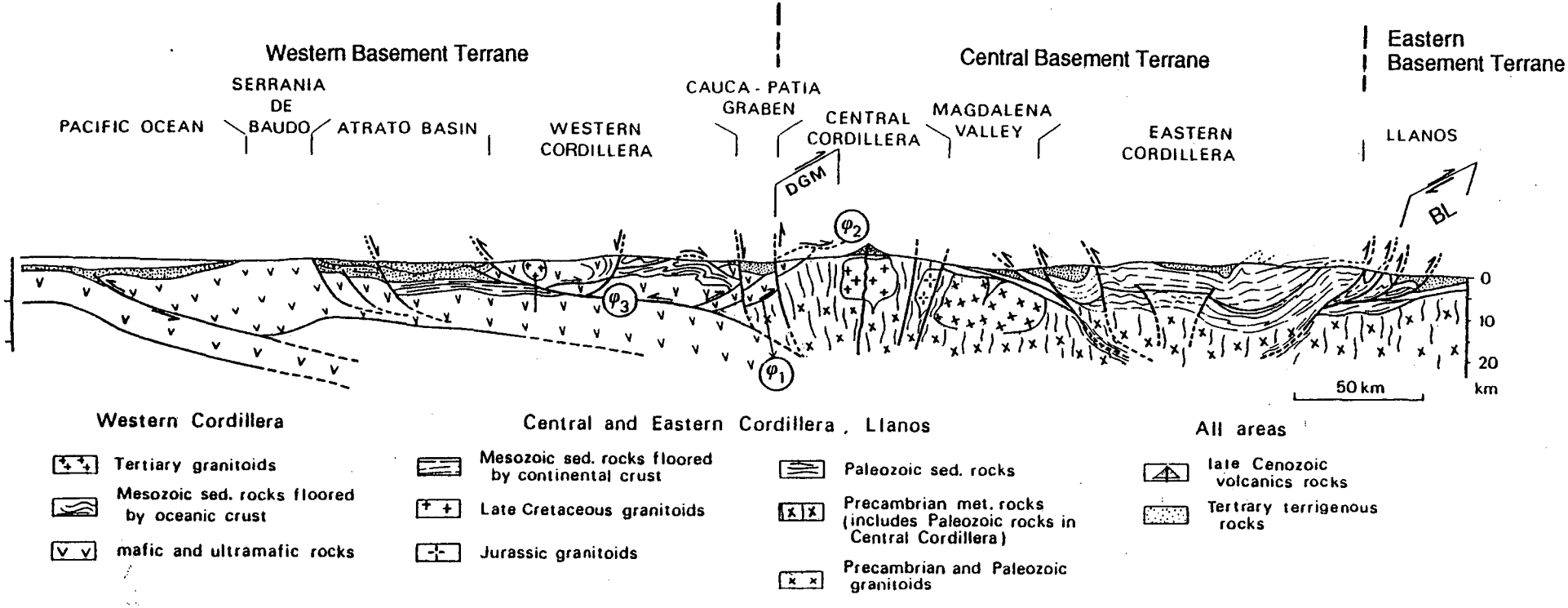


Figure II. 10 : Coupe à travers les Andes colombiennes (d'après Megard, 1987). Cet auteur propose un modèle de formation de la province de socle occidentale en trois phases d'accrétion de matériel océanique: (i) obduction crétacé inf. (chevauchement $\phi 1$); (ii) obduction crétacé sup. (chevauchement $\phi 2$); (iii) une obduction-collision Paleogène inf. (chevauchement $\phi 3$). La mégazone décrochante de Dolores-Guayaquil (DGM) et le Borde Llanero (BL) sont les deux principales sutures en Colombie.

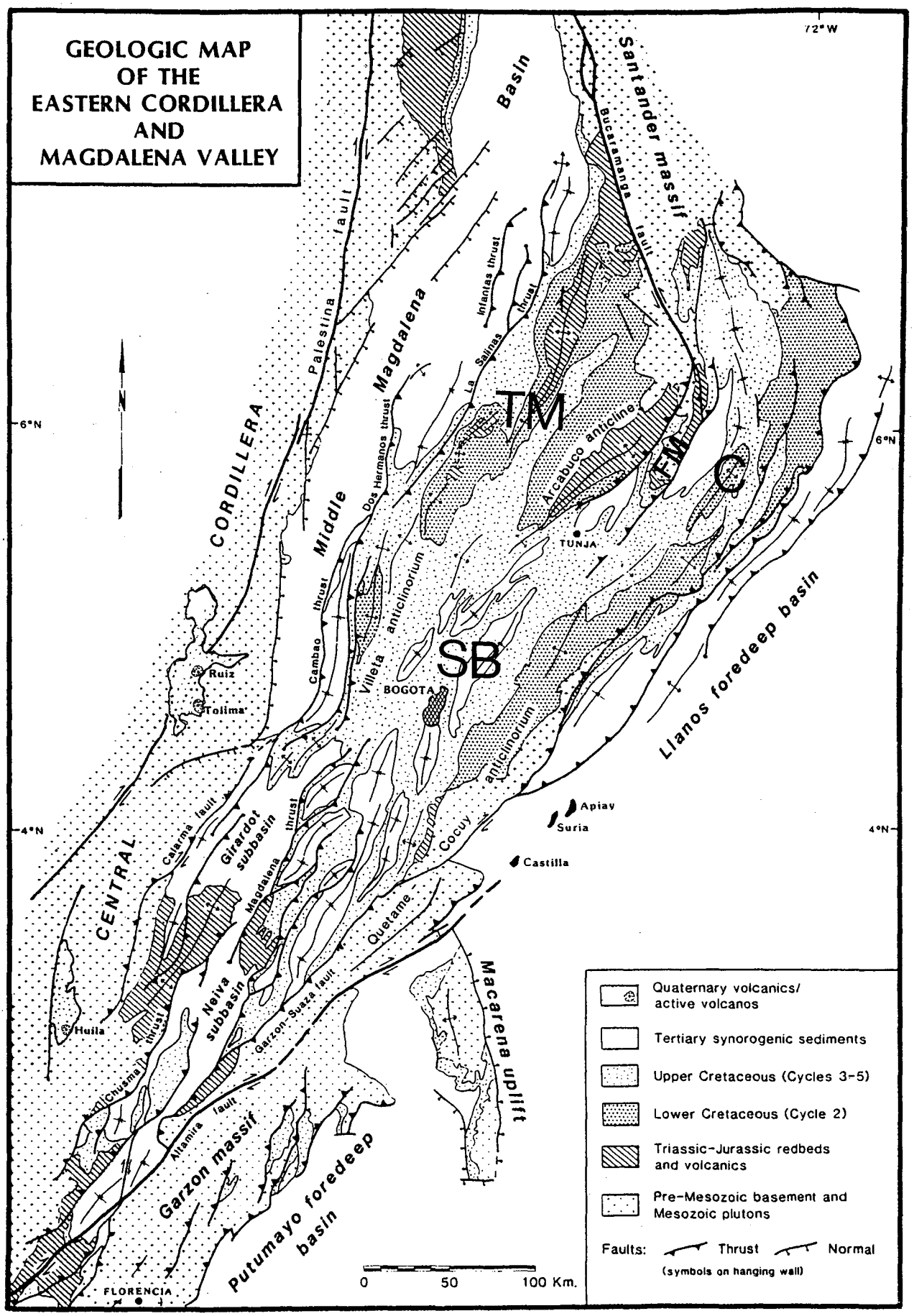


Figure II. 11 : Carte géologique de la cordillère orientale de Colombie (d'après Schamel, 1991). FM: massif de Floresta; TM: dépocentre de Tablazo-Magdalena; C: dépocentre de Cocuy; SB: dépocentre de la Sabana de Bogotá.

La cordillère centrale est limitée à l'Ouest par la faille de Roméral. L'attitude de cette zone de suture est controversée. Par exemple McCourt *et al.* (1984) lui donnent un pendage vers l'Est alors que Ogujiofor et Kellogg (1984) un pendage vers l'Ouest. Quoiqu'il en soit, même si l'attitude en profondeur de cette zone de suture de Roméral n'est pas contrainte les travaux de Bourgois *et al.* (1982; 1985; 1987) ont montré la vergence Est de nappes d'ophiolites qui ont chevauché le Paléozoïque du bord ouest de la cordillère centrale pendant une phase d'obduction au Crétacé inférieur. Aujourd'hui il demeure quelques klippes de ce matériel océanique métamorphisé (faciès schiste vert) à l'Ouest de la cordillère centrale. Le long de la faille de Roméral on trouve également des écailles de roches métamorphiques de haute pression de type schiste à glaucophane (Feininger, 1982; McCourt *et al.*, 1984) (Fig. II. 12). Leurs protolithes sont les séries paléozoïques de la cordillère centrale (Bourgois *et al.*, 1985) et le métamorphisme haute pression est daté en roche totale par K-Ar à 125±15 Ma (Orrego *et al.*, 1980).

II.2.2.3. *la cordillère occidentale et la Serrania de Baudó*

La cordillère occidentale et la Serrania de Baudó correspondent à la province occidentale accrétée, déformée et soulevée au cours de plusieurs phases accrétion-obduction successives depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Tertiaire (e.g. Mégard, 1987). La cordillère occidentale s.s. est composée de basaltes (MORB) intrudés par des corps doléritiques et gabbroïques ; dans les basaltes sont interstratifiés des tuffs et des brèches volcanoclastiques, le tout étant recouvert par des séquences de sédiments marins profonds de type flysch d'âge Crétacé supérieur (Bourgois *et al.*, 1982; 1985).

La Serrania de Baudó qui forme la chaîne côtière du Nord-Ouest Colombien est composée également de matériel océanique mais d'âge tertiaire (Bourgois *et al.*, 1982). Cet assemblage représente la continuation au sud de l'arc de Panama. Plus au Sud, il est enfoui sous les sédiments Néogène du bassin côtier de l'Atrato. Bien que Bourgois *et al.* (1985) considère la Serrania de Baudó comme un arc insulaire sur de la croûte continentale, l'interprétation adoptée par la plupart des auteurs est que la chaîne est un fragment de croûte océanique avec ou sans arc insulaire et qui se prolonge actuellement sous la mer.

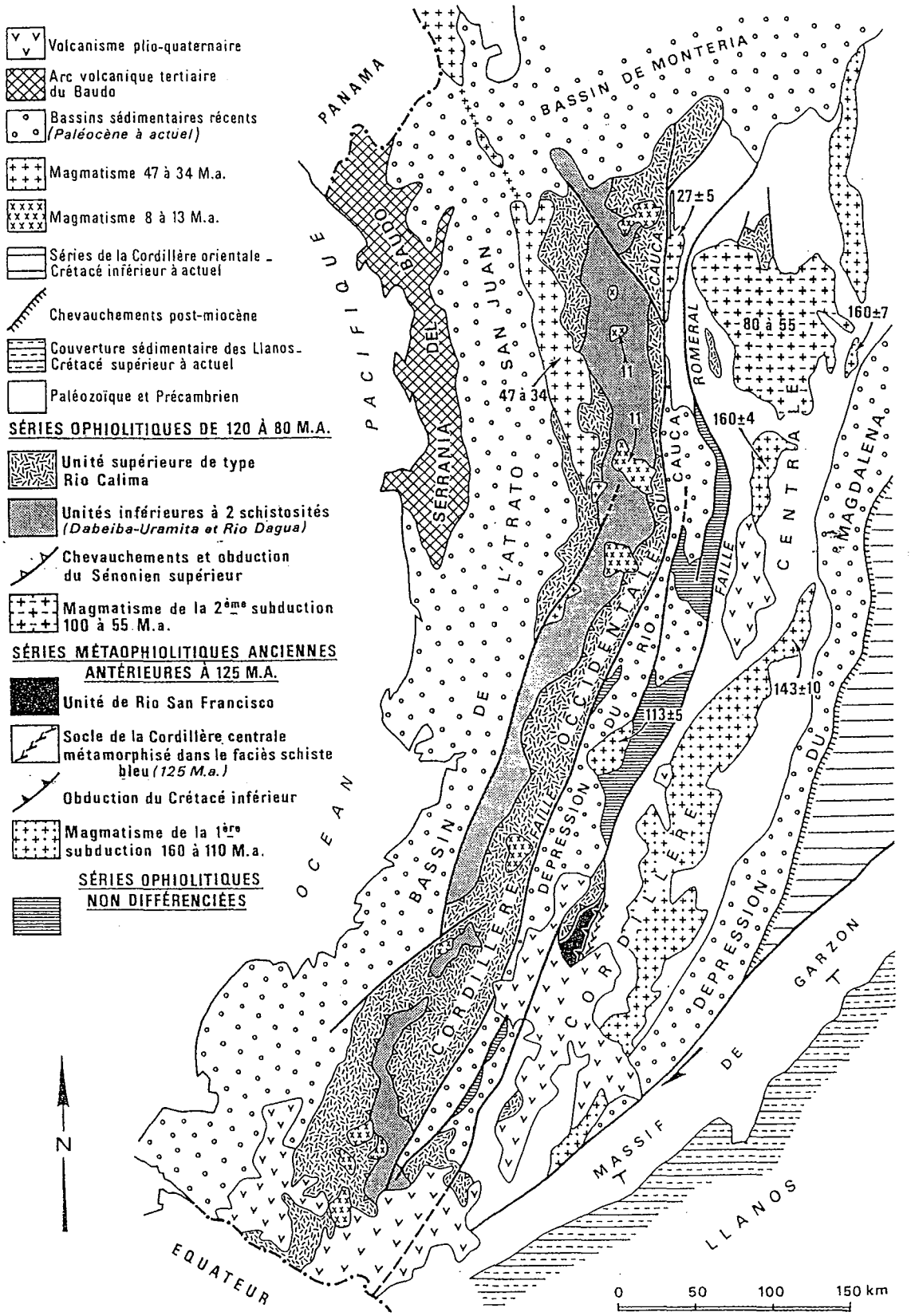


Figure II. 12 : Carte géologique des cordillères centrale et occidentale illustrant les accrétions successives des trois séries ophiolitiques (en tenant compte des terrains de Baudo) ainsi que l'âge des plutons qui les intrudent (d'après Bourgois *et al.*, 1985) . En conséquence de ces accrétions séquentielles, le magmatisme s'est déplacé vers l'Ouest au cours du temps. (NB: les séries métaophiolitiques anciennes correspondent aux "ophiolites du Cauca")

Les phases d'accrétion-obduction sont loin d'être parfaitement calées dans le temps et dans l'espace. Les changements dans les milieux de dépôt et surtout les âges radiométriques des intrusions plutoniques et des roches basiques sont les principaux moyens de datation de ces événements orogéniques (Fig. II. 12). Il semble néanmoins que l'on peut distinguer trois phases d'accrétion-obduction pendant lesquelles l'arc magmatique va se déplacer progressivement d'Est en Ouest.

Une première obduction a lieu le long de la zone de suture de Roméral. Durant cet épisode une unité d'ophiolites fortement tectonisée et métamorphisée est alors accrétée à l'Ouest de la faille de Roméral (« ophiolites du Cauca », (Restrepo et Toussaint, 1973)). Cette unité est datée de façon incertaine au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Dans cette unité ophiolitique, la formation Amaime représente au Sud les termes basaltiques tholéitiques à rattacher à une ancienne dorsale medio-océanique (McCourt *et al.*, 1984). Les charriages de ce matériel océanique sur la cordillère centrale sont de faible extension pendant cette obduction. Les datations K-Ar réalisées sur les écailles de schistes à glaucophane (cf. ci-dessus) ainsi que sur le plus vieux pluton recoupant la formation d'Amaime (batholite de Buga, 113±5 Ma, Toussaint *et al.*, 1978) attesteraient un âge Crétacé inférieur pour cette première obduction (Bourgois *et al.*, 1987).

Un second événement d'accrétion-obduction ajoute aux ophiolites du Cauca et à la cordillère centrale des séries ophiolitiques non métamorphisées dont l'age s'étend sur tout le Crétacé (e.g. formations du Rio Calima, Rio Dagua, Bourgois *et al.*, 1985). La zone de suture de cette seconde unité d'ophiolites avec la première correspond à la faille du Cauca (ou Cauca-Patia) (Fig. II. 12) qui borde à l'Ouest la dépression du Rio Cauca. Comme la faille de Roméral cette faille montre des écailles de roches métamorphiques haute pression de type schistes bleus (McCourt *et al.*, 1984). Pendant l'obduction, cette unité d'ophiolites est transportée sur la cordillère centrale pendant une importante phase de charriage vers l'Est (e.g. complexe de Yarumal). Au regard de l'âge K-Ar du batholite d'Antioquia (80-60 Ma) qui intrude la klippe ophiolitique de Yarumal ainsi que d'autres arguments structuraux, l'âge de cette seconde obduction est considéré Senonien supérieur (fin du Crétacé) (Bourgois *et al.*, 1985).

La Serrania de Baudó résulte de la dernière phase d'accrétion qui a lieu au Tertiaire. A cette époque le plutonisme se déplace vers l'Ouest et de nombreux plutons tertiaires viennent intruder le matériel ophiolitique accrété durant les deux obductions précédentes. A l'exception

de Mégard (1987) qui considère l'accrétion de Baudó à l'Eocène moyen, tous les auteurs sont maintenant d'accord pour dire que la Serrania de Baudó est un morceau de plaque océanique (ou d'arc insulaire sur une plaque océanique) ajouté à l'Amérique du Sud lors de la collision avec l'arc de Panama au Miocène (e.g. Burke, 1988). Cette collision miocène est responsable de la phase andine qui a provoqué le principal soulèvement de la cordillère orientale de Colombie. Ce matériel océanique tertiaire est supposé plonger sous la cordillère occidentale au niveau du bord Est du bassin de l'Atrato.

Remarques :

(1) Pindell et Tabbutt (1995) donnent une interprétation différente de la première obduction qui sera en partie exposée dans la partie B.

(2) En Equateur la seule zone de suture existante est datée à la limite Crétacé-Tertiaire. Il semble donc que la zone de suture de Roméral d'âge Crétacé inférieur n'ait pas d'équivalent plus au Sud.

(3) La mégazone décrochante de Dolores-Guayaquil inclue les sutures de Roméral et du Cauca-Patia.

II.2.3. Massifs de roches paléozoïques

II.2.3.1. *Les Massifs de Santa Marta et de Santander (massif de Floresta inclus)*

Ces massifs, comparables, présentent une géologie complexe qui ne sera pas détaillée. Ils sont composés de terrains précambriens, de roches métamorphiques paléozoïques, sur lesquelles se sont déposées des séquences volcano-sédimentaires jurassiques ainsi que très localement des sédiments crétacés. Cet ensemble est intrudé par de nombreux batholites acides à intermédiaires d'ages triassiques pour les deux massifs et paléocène-éocène pour Santa Marta. Ces massifs font partie de la province centrale et sont des homologues de la cordillère centrale. Leur soulèvement et leur coulissage le long de la faille de Bucaramanga est tardif (Miocène) et correspond à la phase andine induite par la collision oblique de l'arc de Panama (Burke, 1988).

II.2.3.2. *Massifs de Garzon et de Quetame*

Ces deux massifs bordent à l'Est et « biseautent » la terminaison Sud de la cordillère orientale. Le massif de Garzon est composé de roches métamorphiques de haut degré de type granulite datées du Précambrien (1180 Ma par Rb/Sr, Alvarez, 1981). Des sédiments crétacés

se sont déposés directement sur le Précambrien. Il faut noter que la géologie de ce massif reste incertaine : sur la carte géologique de Colombie (Gonzalez *et al.*, 1988) le massif de Garzon est composé uniquement de roches précambriennes alors que la carte de Casero *et al.* (1997) indique que le massif comprend des roches métamorphiques et sédimentaires paléozoïques. De même à quelle province centrale ou orientale appartient ce massif ? Appartient-il à la cordillère centrale ? Où passe la zone de suture de Borde Llanero ? A première vue cette région est affectée par des mégafailles décrochantes dextres N30E en échelon qui affectent et décalent le massif de Garzon et le bloc voisin de la Macarena. Ces failles ont une origine profonde et leur jeu dextre est andin et même actuel (Pennington, 1981; Casero *et al.*, 1997). Cette région est sans doute une clé pour la compréhension des orogènes anciens en Colombie ainsi que de la zone de suture du Borde Llanero.

Une de ces failles décrochantes dextre (faille d'Algeciras) met en contact les séries paléozoïques faiblement métamorphiques du massif de Quetame avec le Précambrien de massif de Garzon au Sud. Dans le massif de Quetame, le Paléozoïque inférieur est représenté par les quartzites et schistes cambro-ordoviciens de la formation Quetame, dont le degré métamorphique atteint le début du faciès « schistes verts ». Le Paléozoïque supérieur (Dévonien et Carbonifère) qui repose en discordance sur la formation Quetame est composé d'argilites, de phyllades et de calcaires très peu métamorphisés. Ces faciès sédimentaires sont regroupés sous le nom de formation Farallones dans le massif de Quetame. Il faut noter l'absence du Silurien. Quelques rares plutons basiques d'age paléozoïque intrudent ces séries.

II.2.4. Bassins

Les bassins des Llanos/Putumayo et de la Magdalena représentent depuis l'andin les bassins de « foredeep » de la cordillère orientale. Ils seront décrits plus précisément avec cette cordillère dans la partie C.

II.2.4.1. *Bassins de « foredeep » des Llanos/Putumayo*

Ces bassins « sub-andins » qui bordent à l'Est la cordillère orientale ne sont pas individualisés avant le soulèvement andin miocène de la cordillère. Sans rentrer dans le détail, le socle de ces bassins représente le bord Ouest de la province autochtone orientale. Avant la phase andine ils représentent le rivage oriental du bassin de la cordillère orientale. Ces bassins ont un énorme potentiel pétrolier (e.g. Cusiana, Cooper *et al.*, 1995). L'huile commence à être expulsée de la roche mère turonienne-coniacienne (formation Gachetá) juste avant la

déformation fini-miocène qui va générer des anticlinaux de propagation de faille où seront piégés les hydrocarbures (Cazier *et al.*, 1995).

II.2.4.2. *Bassins de « foredeep » de la Magdalena moyenne et supérieure*

Le bassin de la Magdalena moyenne est bien individualisé entre les cordillères centrale et orientale alors qu'au niveau de son cours supérieur le fleuve traverse une succession de provinces géologiques en échelon dans lesquelles les sous bassins de Girardot et de Neiva sont distinguables. Du fait de la proximité de la cordillère centrale l'histoire tectono-sédimentaire de ces bassins apparaît plus complexe que celle des Llanos/Putumayo. Des phases intenses de déformations anté-andines génèrent par exemple une discordance généralisée paléocène-éocène (cf. références dans Schamel, 1991). Comme les Llanos/Putumayo, les bassins de la Magdalena présentent d'importantes réserves d'hydrocarbures. La roche mère est du même âge que dans les Llanos (formations Villeta et La Luna) mais aux anticlinaux se rajoutent des pièges de failles normales ainsi que des pièges stratigraphiques dans les molasses.

II.2.4.3. *Dépression du rio Cauca*

Ce « graben » est compris entre la faille du Cauca à l'Ouest et la limite Ouest des ophiolites du Cauca (Faille de Pradera-Guabas) (McCourt *et al.*, 1984). Son socle est composé d'un mélange tectonique d'ophiolites crétacé-éocène. Cette dépression intermontagneuse est comblée par une épaisse séquence néogène molassique(~ 2 km). Elle se termine au Sud et au Nord et n'est en aucun cas la prolongation Nord de la vallée inter-andine en Equateur qui a un socle paléozoïque continental. La subsidence néogène n'est pas détaillée dans la littérature mais ce fossé pourrait correspondre à un « foredeep » transtensif de la cordillère centrale à l'andin.

II.2.4.4. *Bassin de l'Atrato*

Ce bassin représente la plaine côtière en Colombie qui se prolonge jusqu'au Nord du Pérou. Son socle est de la croûte océanique tertiaire qui forme également la Serrania de Baudó. Durant le Tertiaire, le bassin a été rempli rapidement par environ 5 km de séquences continentales et marines dont des turbidites basales. Les sédiments provenant de l'érosion de la cordillère occidentale, le bassin de l'Atrato peut s'interpréter comme un bassin d'avant-arc pendant la progression vers l'Est des terrains de Baudó entre le Paléocène et la collision

miocène de Panama. La prolongation du bassin de l'Atrato au Sud du plongement de la Serrania de Baudó peut être considérée comme un bassin d'avant-arc actuel.

II.2.4.5. *Bassins de la basse Magdalena*

Il n'y a pas beaucoup d'information sur ces bassins car les pétroliers commencent juste à s'y intéresser. La chaîne de San Jacinto qui s'adosse contre la faille de Roméral est la prolongation au Nord de la cordillère occidentale. Ainsi les sous-bassins de San Jorge et de Plato ont un socle continental alors que celui de Sinú repose sur de la croûte océanique. Les sédiments crétacés et tertiaires y atteignent 12 km d'épaisseur.

II.3. Déplacements et déformations des plaques corrélés à l'évolution tectono-sédimentaire de la Cordillère orientale

La plus ancienne anomalie magnétique enregistrée dans le plancher océanique date de 84 Ma (Pardo-Casas et Molnar, 1987) pour le Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, les interprétations de tectonique des plaques ne deviennent donc fiables qu'à partir du Crétacé supérieur. Pourtant des événements importants déroulés auparavant ont été enregistrés dans les bassins et les chaînes de cette partie du globe.

II.3.1. Orogènes anciens (Paléozoïque)

II.3.1.1. *Ordovicien supérieur (440 Ma) : collision et accrétion de la province centrale*

Le long de la zone de suture du Borde Llanero la microplaque continentale de la province centrale est accrétée au bouclier Guyanais (Suarez, 1990). Au regard des reconstitutions de tectonique des plaques au début du Cambrien (Fig. II. 13) et de l'âge « grenvillien » (i.e., ~1 Ga) des granulites précambriennes de la province centrale, il est fort probable que celle-ci corresponde à un fragment de la plaque Nord américaine (Laurentia) qui est entrée en collision avec l'Amérique du Sud vers la limite Ordovicien-Silurien. A l'Ouest du Borde Llanero, le Cambro-Ordovicien est métamorphisé (début schistes verts) en Colombie et en Equateur alors qu'au Pérou à partir de la limite sud des Andes septentrionales (7°S) quasiment aucun métamorphisme n'affecte les séries sédimentaires de l'Ordovicien.

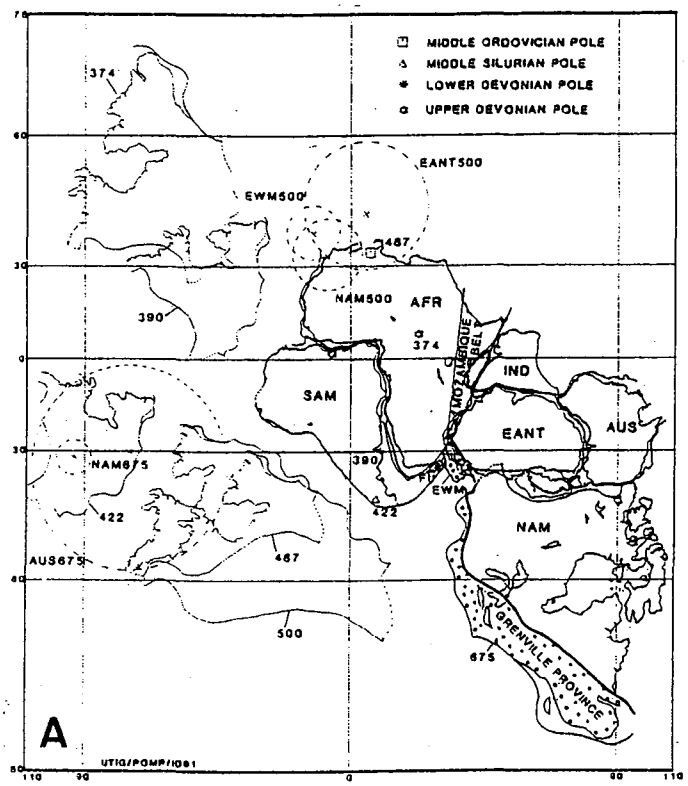


Figure 2. Elliptical mercator projection (Africa in present-day position, Gondwana as in Lawver et al. [1991] and fixed) showing positions of Laurentia relative to Gondwana that are compatible with paleopoles (α_{95} circles of confidence) of Giddings (1976) and Fahrig et al. (1971) for Late Proterozoic, and of McQueen et al. (1972), Grunow et al. (1987), and Van der Voo (1988) for Late Cambrian. Also shown are Paleozoic positions for Laurentia based on poles of Van der Voo (1988). Late Proterozoic position of Laurentia relative to East Antarctica–Australia is controlled by apparent continuation of Grenville front into East Antarctica (see text). Terranes regarded as nonexistent or exotic are excluded (i.e., western North America, New Zealand, Antarctic Peninsula, Thurston Island, southwesternmost South America). Marie Byrd Land and Ellsworth-Whitmore mountains (EWM) and Falkland Islands (FI) are shown in positions relative to EANT (East Antarctica) and SAM (South America), respectively, interpreted from geologic and paleomagnetic data (Grindley and Oliver, 1983; Grunow et al., 1987; Taylor and Shaw, 1989). AFR—Africa; AUS—Australia; IND—India; NAM—Laurentia. Paleoceanographic Map Project of Institute for Geophysics, University of Texas at Austin.

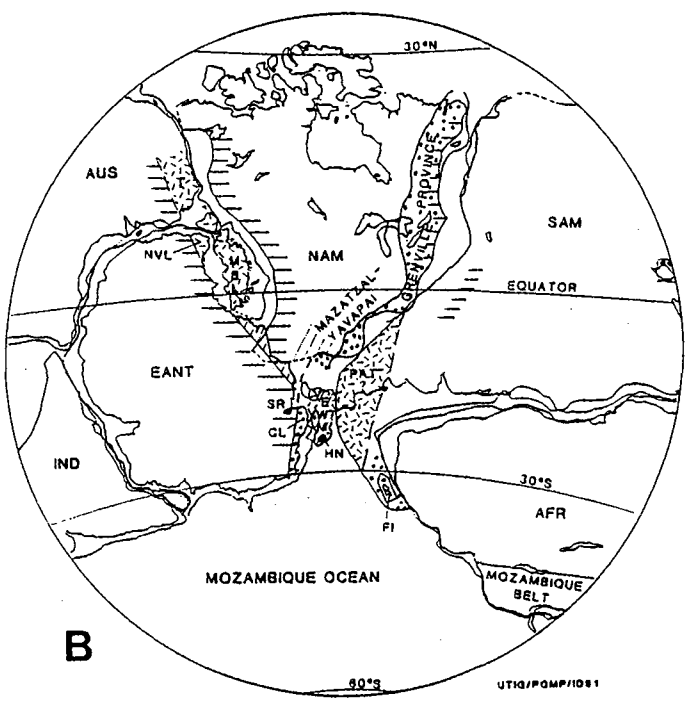


Figure 3. Computer reconstruction of Gondwana and Laurentia cratons at start of Cambrian (~570 Ma). SAM-AFR and EANT-AUS-IND reconstructions are based on sea-floor data as in Lawver et al. (1991); relative positions of east and west Gondwana and lines of paleolatitude are compatible with latest Precambrian–earliest Cambrian paleomagnetic data in McWilliams (1981; poles K1 and N2) as described in text, with position of Laurentia relative to Gondwana controlled by apparent continuation of Grenville front into present-day East Antarctica. Abbreviations and patterns as in Figures 1 and 2, plus P—Patagonia terrane, and T—Tasman orogen. Paleoceanographic Map Project (POMP) of Institute for Geophysics, University of Texas at Austin.

Figure II. 13 : Positions de la plaque Nord-américaine par rapport au Gondwana au cours du Précambrien et du Paléozoïque (d'après Dalziel, 1991). A) le modèle est basé sur les similitudes géologiques existant au Précambrien entre l'Amérique du Nord et l'Est Antarctique ("grenville province"). L'Amérique du Nord subit une rotation de 180°. B) Au Paléozoïque inf. l'Amérique du Nord est sans doute entrée en collision avec le bouclier guyanais accretant au passage à celui-ci la province centrale le long de l'actuel Borde Llanero.

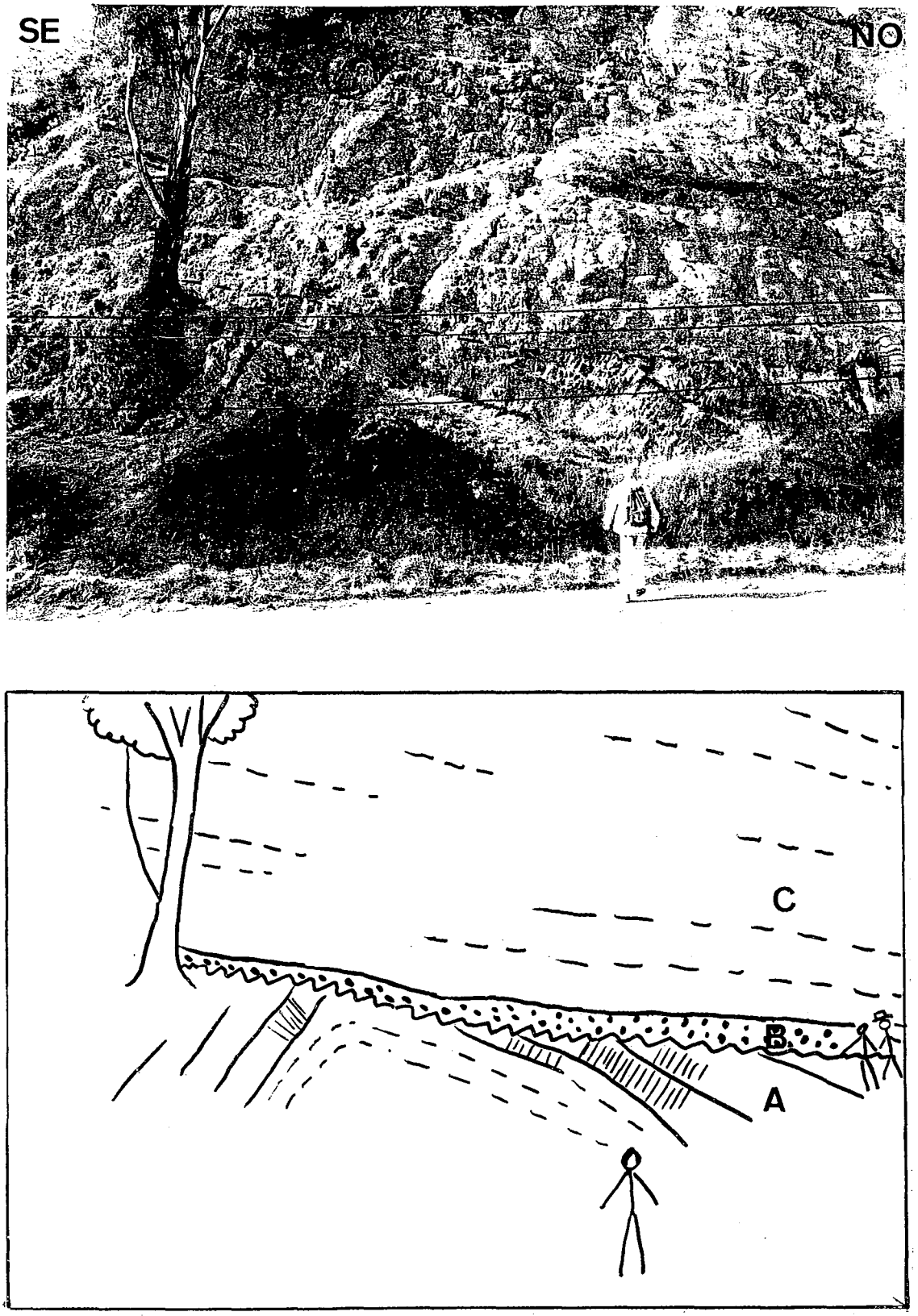


Figure II. 14 : Discordance angulaire entre la formation Cuche carbonifère (A: grès rose) et la formation Tibasosa crétacé inf. (C: grès marins) (route Duitama-Sogamoso, Sud du massif de Floresta). La discordance tronque un pli dans le Carbonifère où une schistosité est bien développée. Un conglomérat basal polygénique (B: galets de granite précambrien et de grès carbonifère) initie la sédimentation crétacé inf.

Ceci montrerait, (i) que la coupure Andes centrales-septentrionales est profonde et beaucoup plus ancienne que l'accrétion du matériel océanique de la cordillère occidentale ; l'héritage paléozoïque serait donc déterminant, (ii) que la province centrale n'existe plus au Sud de 7°S, c'est-à-dire qu'il n'y a pas eu de collision Laurentia-Amérique du Sud au niveau de la partie Nord des Andes centrales. Si on considère les travaux de Thery (1985) en Colombie, l'Ordovicien qui correspond à des dépôts marins côtiers transgresse assez loin vers l'est sous les Llanos. Il n'est pas métamorphisé à l'est du Borde Llanero. Ainsi, la formation Quetame cambro-ordovicienne du massif de Quetame correspondrait à des sédiments déposés dans une mer séparant la Laurentia et l'Amérique du Sud. Le rapprochement des deux plaques va fermer cette mer jusqu'au stade de collision à la fin de l'Ordivicien. L'absence de Silurien et d'une partie de l'Ordovicien prouve que la province centrale était durant le Silurien une zone haute de chaîne soumise à l'érosion. La signature thermique de cet orogène « calédonien » est marquée par un plutonisme Ordovicien-Silurien qui intrude la formation Quetame sans affecter les séries dévoniennes (Gonzalez *et al.*, 1988).

II.3.1.2. *Fin du Paléozoïque*

La sédimentation recommence au Dévonien et continue au Carbonifère avec le dépôt de sédiments marins clastiques et carbonatés peu profonds et non métamophisés. Dans le massif de Quetame sur le bord Est de la cordillère orientale, ces séries forment la formation Farallones qui repose en discordance sur la formation Quetame cambro-ordovicienne.

La paléogéographie de la période allant du Dévonien jusqu'au Trias moyen n'est pas bien contrainte. (McCourt *et al.*, 1984) suggère une subduction fini-dévonienne suivie d'un orogène alors corrélable avec une discordance signalée entre le Dévonien et le Carbonifère (Gonzalez *et al.*, 1988).

Par contre, au Sud du massif de Floresta, la discordance entre l'unité supérieure de la formation Cuche (Carbonifère) et le Néocomien (Fig. II. 14) atteste sans discussion d'un événement orogénique entre ces deux époques. Cette discordance existe également entre le Carbonifère et le Jurassique et même entre le Carbonifère et le Trias (Cobbold, comm. pers.). Le Permien est absent. Cette déformation est ainsi datée entre la fin du Carbonifère et le début du Trias.

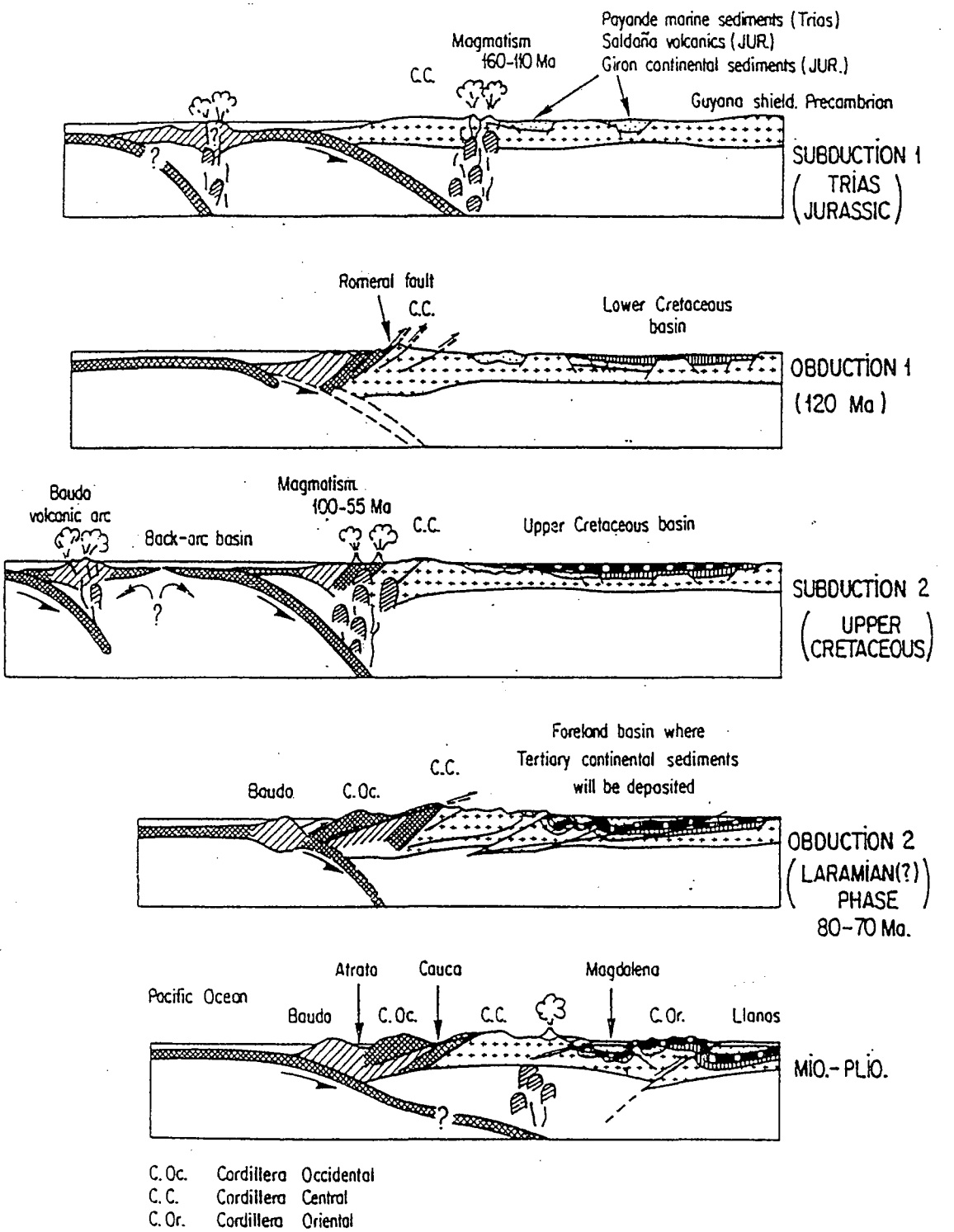
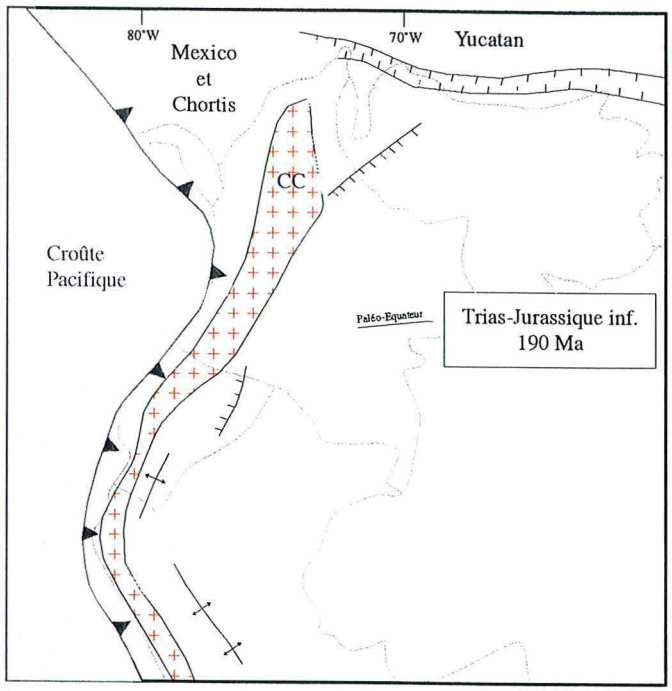
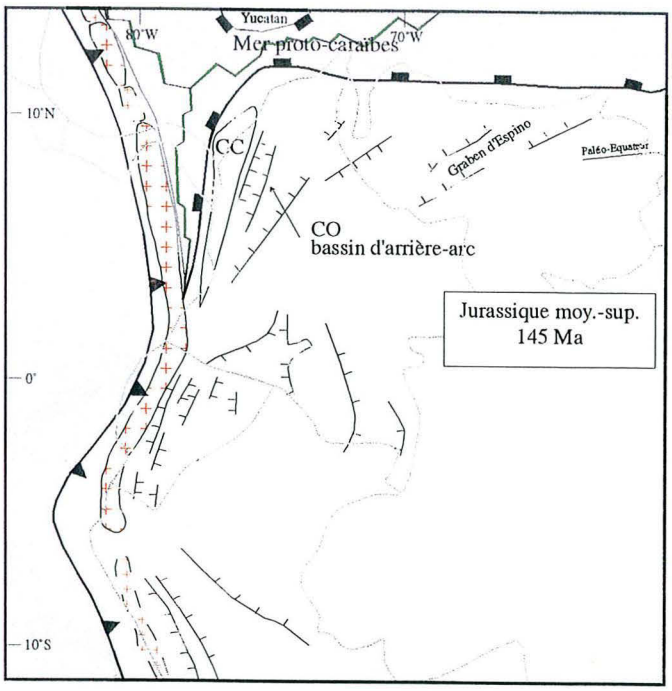
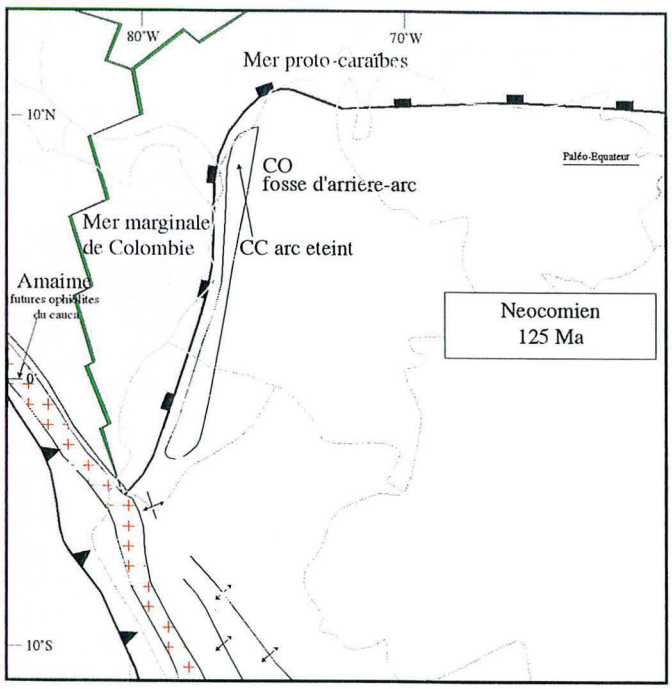
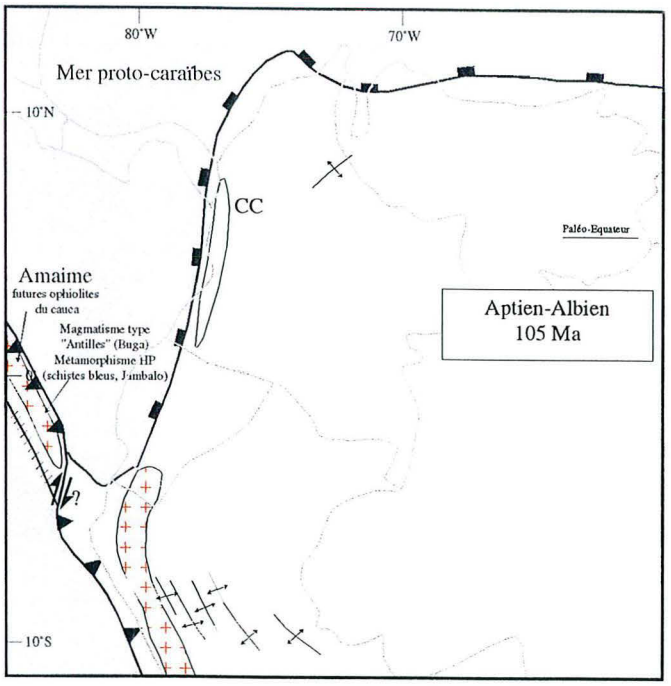


Figure II. 15 : Modèle d'évolution géodynamique des Andes colombiennes (d'après Colletta *et al.*, 1990).









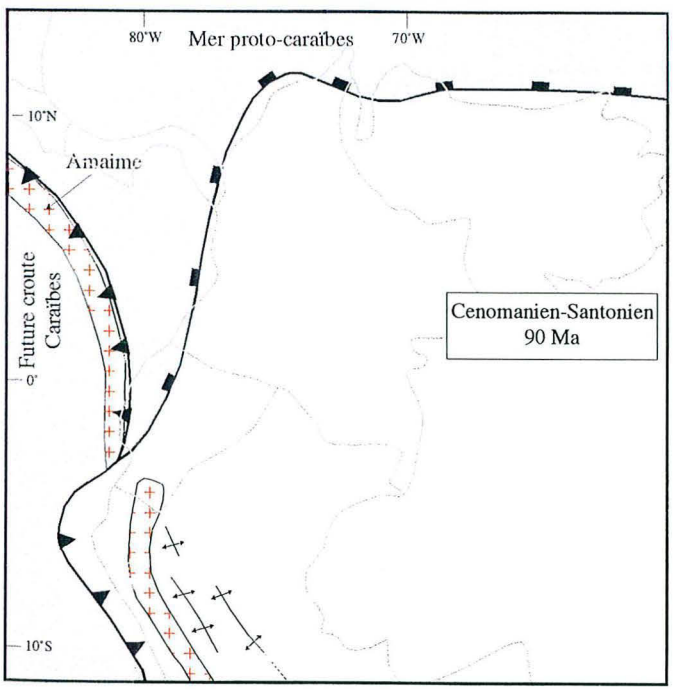
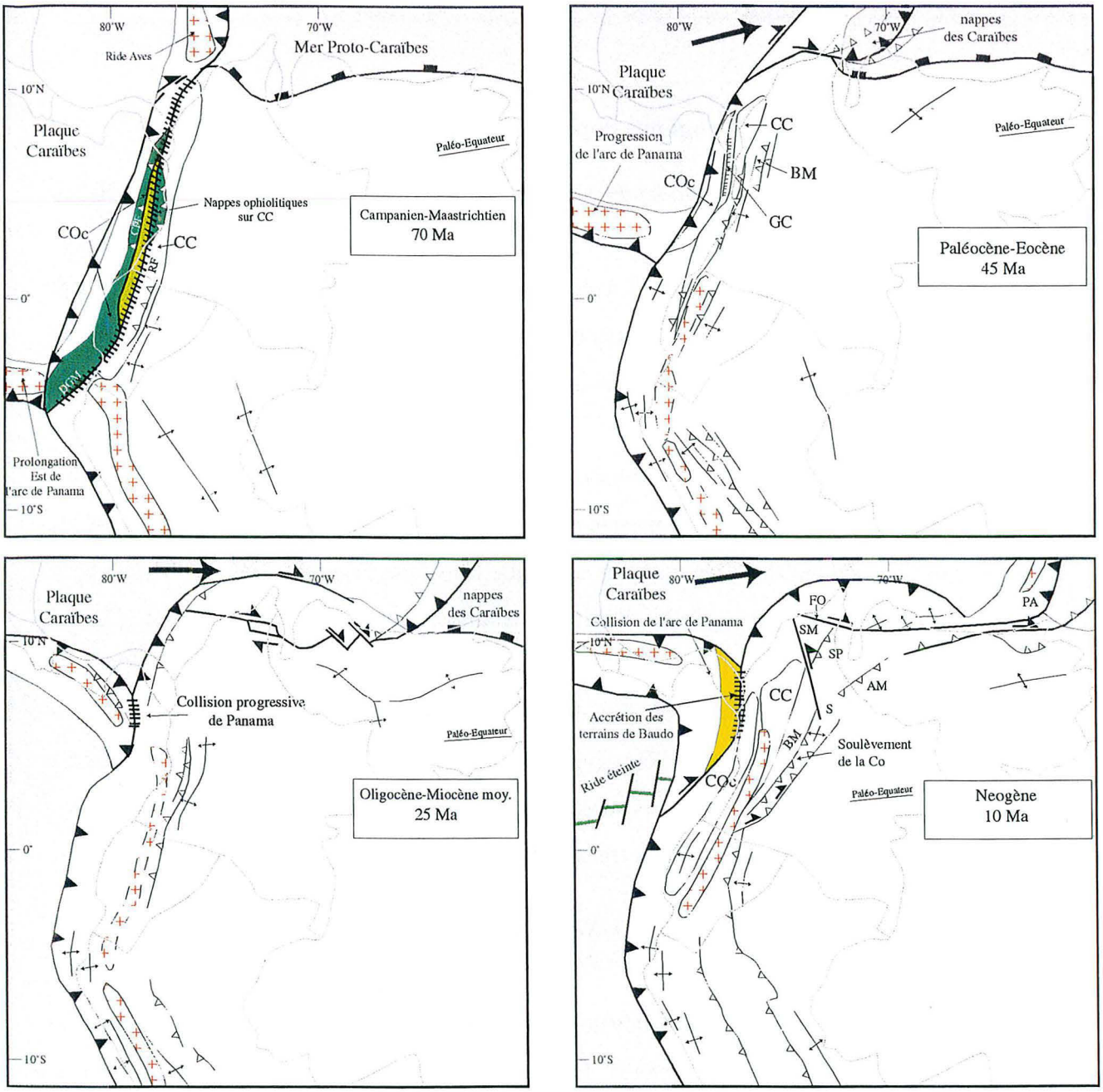


Figure II. 16 : voir légende page suivante.



Arc magmatique

Domaine continental et marin peu profond

Domaine océanique

Marge active et subduction

Marge passive type Atlantique

Déformation

Graben, failles normales

Suture

Accrétion-obduction

Ophiolites du Cauca (Amaime)

Ophiolites mésozoïques de la COc

Accrétion du matériel océanique tertiaire (Baudo-Choco)

CO	cordillère orientale
CC	cordillère centrale
Coc	cordillère occidentale
BM	bassin de la Magdalena
SM	massif de Santa Marta
SP	sierra de Perija
AM	andes de Merida
S	massif de Santander
PA	petites antilles
FO	faille Oca
GC	graben du Cauca
CPF	faille du Cauca
RF	faille de Romeral
DGM	mégazone décrochante de Dolores-Guayaquil

Figure II. 16 : Reconstitution en carte des évènements géodynamiques depuis le Trias (d'après Pindell & Tabbutt, 1995).

II.3.2. Bassins et orogènes depuis le Trias supérieur

Le bassin de la cordillère orientale s'individualise à partir du Trias supérieur. Si les mégaséquences sédimentaires de ce bassin jusqu'à l'actuel sont relativement bien identifiées et unifiées, il n'en est pas de même avec les événements géodynamiques contrôlant ces dépôts. En effet, les interprétations séquentielles de la tectonique des plaques, en particulier l'histoire de la faille de Roméral, varient dans le temps et surtout dans l'espace suivant les auteurs.

Ici sont présentées deux reconstitutions tectoniques : (i) celle de Colletta *et al.* (1990) (Fig. II. 15) montre les différents épisodes d'accrétion de matériel océanique en intégrant les âges des différents épisodes magmatiques ainsi que l'histoire du remplissage du bassin de la cordillère orientale ; (ii) Bien qu'elle ne soit pas détaillée, la reconstitution en carte de Pindell et Tabbutt (1995) (Fig. II. 16) a le mérite d'illustrer l'obliquité des subductions et des collisions et donne une autre interprétation de la faille de Roméral vers 120 Ma.

Les mégaséquences de la cordillère orientale correspondant aux cycles tectoniques définis par Cooper *et al.* (1995) sont détaillées sur la charte chronostratigraphique (Fig. II. 17).

Ce qui suit est une synthèse de ces travaux ainsi que de ceux de Montgomery (1992).

II.3.2.1. *Trias supérieur-Néocomien supérieur (230-120 Ma) : subduction et mégaséquence « synrift »*

Cette époque est marquée par le développement d'une zone de subduction à l'Ouest de la province centrale dernièrement accrétée. En conséquence un arc magmatique important se développe dans la partie orientale de l'actuelle cordillère centrale (Fig. II. 15). Suivant le modèle de Nürnberg et Müller (1991) l'Atlantique Sud et Nord n'est pas ouvert ce qui impliquerait que le taux de convergence relative entre les plaques est inférieur au taux de subduction. Ces conditions aux limites des plaques induisent un « rifting » important en arrière de l'arc magmatique conduisant à la formation d'un bassin d'arrière-arc au niveau de la cordillère orientale (Fig. II. 18). La province centrale et le bord occidental du bouclier Guyanais sont affectés par des failles normales profondes séparant des horsts et des demi-grabens.

Comme le font remarquer De Freitas *et al.* (1997), le motif structural de ce bassin d'arrière-arc n'est pas si simple que le laissent supposer par exemple Fabre (1987) et Cooper *et al.* (1995) (Fig. 7, p. 1428).

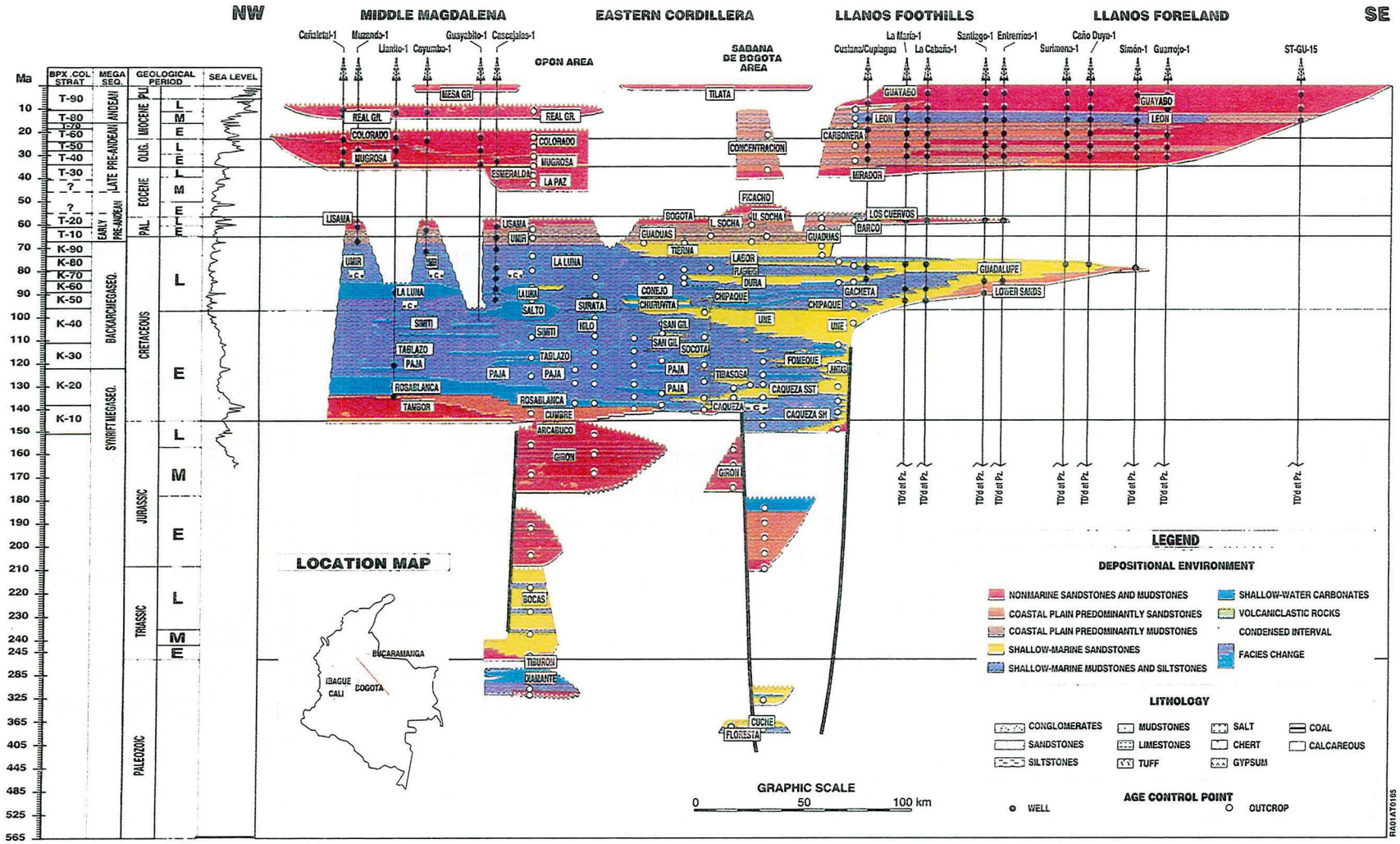


Figure II. 17 : Charte chronostratigraphique sur une coupe NO-SE de la cordillère orientale de Colombie et de ses bassins de foredeep (Magdalena moyenne et Llanos) (d'après Cooper *et al.*, 1995). Les noms des formations sont indiqués avec exactitude dans l'espace et dans le temps. L'é chelle des temps change à 245 Ma. Les mégaséquences correspondent aux cycles tectoniques enregistrés par le bassin de la cordillère orientale et sont détaillées dans le texte.

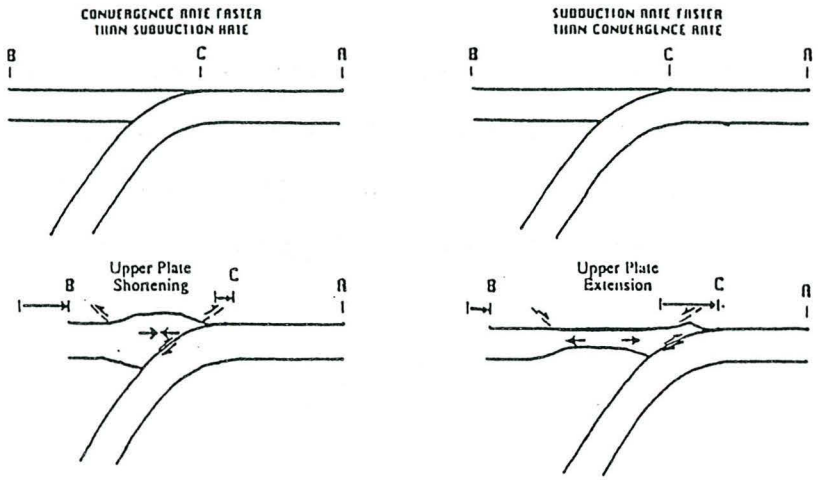


Figure II. 18 : Relations entre la déformation de la plaque chevauchante et le rapport des taux de convergence relative (AB) et de subduction (AC) (d'après Royden, 1993). A gauche, AB>AC: la plaque continentale se déforme par raccourcissement horizontal. A droite, AB<AC: un bassin d'arrière-arc se développe.

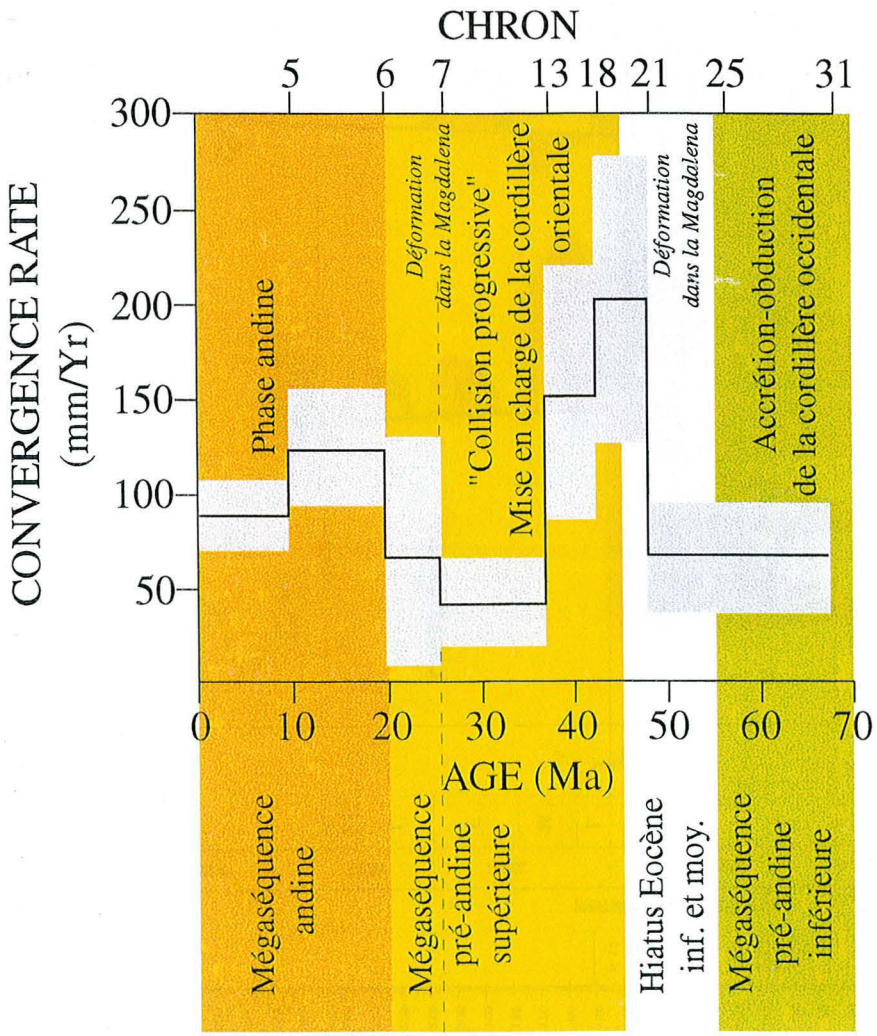


Figure II. 19 : Graphique des taux estimés de convergence relative entre les plaques Farallon (future Nazca) et Amérique du Sud (d'après Daly, 1989). Les zones grisées indiquent l'incertitude sur ces taux. L'habillage en barres verticales de couleur correspond aux cycles tectoniques et aux mégaséquences de la cordillère orientale de Colombie.

Certes les massifs de Santander et de Floresta (qui restent émergés jusqu'au Barrémien environ) séparent la partie Nord de ce bassin d'arrière-arc en deux grabens (dépocentres de Tablazo-Magdalena et de Cocuy) (Fig. II. 11). Le plongement vers le Sud de ces deux massifs provoque la jonction des deux grabens en un seul graben profond et étroit correspondant actuellement à la Sabaná de Bogotá. C'est précisément au niveau de cette jonction que l'architecture du bassin se complique avec des failles de transfert NO-SE et E-O relayant un système de failles normales en échelon. Ce motif structural acquis lors du « rifting » dans le bassin d'arrière-arc de la cordillère orientale est un héritage important qui aura son influence lors des phases andines.

Il convient donc déjà de diviser la cordillère orientale en un domaine Nord, incluant les massifs de Santander et de Floresta et un domaine Sud (De Freitas *et al.*, 1997).

A cette phase de subsidence tectonique du bassin correspond le dépôt d'une mégaséquence « synrift » (Fig. II. 17) principalement composée de « red beds » continentaux (à l'exception de la formation triassique Payande marine) recouverts par des sédiments marins peu profonds. La sédimentation marine commence dès le Jurassique supérieur dans le bassin de Cocuy alors qu'elle s'initie seulement au Valanginien dans celui de Tablazo-Magdalena. Du fait de l'émergence au Sud de la Colombie de la cordillère centrale, les dépôts restent continentaux dans le bassin de la Magdalena supérieure. Les évaporites qui aujourd'hui forment les corps salifères du domaine Sud de la cordillère orientale (e.g. Zipaquira dans la sabana de Bogotá) se sont déposées au début de cette sédimentation marine durant le Néocomien.

II.3.2.2. *Barrémien-Aptien (~120 Ma) : obduction*

Pour la plupart des auteurs cette obduction est responsable de l'accrétion de matériel océanique jurassique (formation Amaime) le long de la faille de Romeral (Fig. II. 15) sur le bord Ouest de la province centrale. Ce matériel océanique est métamorphisé et correspond aux « ophiolites du cauca ». Le métamorphisme haute pression type schistes bleus ainsi que l'arrêt du magmatisme en cordillère centrale (Aspden et Mc Court, 1986) s'intègrent bien dans une dynamique d'obduction. Néanmoins, il est remarquable que cet événement d'accrétion ne cause aucune discordance dans le bassin de la cordillère orientale (Fig. II. 17). L'hypothèse de Pindell et Tabbutt (1995) (Fig. II. 16) devient alors intéressante même s'il est difficile dans cette reconstitution d'envisager le bassin de la cordillère orientale entre 145 et 125 Ma comme un bassin d'arrière-arc alors qu'il est séparé de l'arc magmatique par une dorsale océanique !

Au niveau de la cordillère orientale, cette obduction marque le passage d'une subsidence tectonique (mégaséquence « synrift ») à une subsidence thermique d'arrière-arc (mégaséquence d'arrière-arc).

II.3.2.3. *Aptien-Maestrichtien inférieur (115-70 Ma) : subduction et mégaséquence d'arrière-arc*

La subduction recommence à l'Ouest ainsi que le magmatisme qui se déplace vers l'Ouest sur le flanc occidental de la cordillère centrale (Mégard, 1987). Dans l'interprétation de Pindell et Tabbutt (1995) (Fig. II. 16), la mer marginale de Colombie se referme et les terrains « Amaime » se rapprochent du bord Ouest de la province centrale. La cordillère centrale reste immergée jusqu'au Maestrichtien.

Dans le bassin subsident d'arrière-arc de la cordillère orientale des séquences marines peu profondes de shales, de grès et de carbonates vont se déposer pendant toute cette période (Fig. II. 17). Ces séquences constituent une épaisse mégaséquence d'arrière-arc (5 à 6 km d'épaisseur sous Bogotá). La source des sédiments est le bouclier guyanais, les séquences progradant vers l'Ouest et rétrogradant vers le bouclier. Le Maestrichtien inférieur de la Magdalena et de la zone axiale de la cordillère orientale se corrèle avec un hiatus au toit du Campanien (formation Guadalupe) dans les Llanos.

II.3.2.4. *Maestrichtien supérieur-Paléocène supérieur(70-55 Ma) : obduction, mégaséquence pré-andine inférieure*

La figure II. 19 résume les différentes étapes de 70 Ma à l'actuel.

Pendant cette période du matériel océanique crétacé va s'accréter aux ophiolites du Cauca le long de la faille de Cauca-Patia. Cette obduction correspond à la formation de la cordillère occidentale. Des nappes ophiolitiques vont chevaucher la cordillère centrale qui se déforme et se soulève. (Pindell et Tabbutt, 1995) (Fig. II. 16) proposent que les ophiolites du Cauca (« Amaime », déjà métamorphisées) et le matériel océanique crétacé de la cordillère occidentale soient ajoutés simultanément à la province centrale lors d'une même phase de collision-obduction. Cette obduction est également marquée par une interruption du magmatisme.

La cordillère orientale devient par conséquent un bassin d'avant-pays. Le milieu de dépôt du bassin passe de marin à continental avec le dépôt de la formation Guaduas en contexte paralique. Le hiatus sédimentaire dans les Llanos (14 Ma) s'interrompt à la fin du Paléocène avec le dépôt de la formation Barco (Fig. II. 17) qui existe sur tout le bassin. Depuis un peu

moins d'une décennie jusqu'à aujourd'hui, de multiples événements tectoniques recouvrant la période 70-55 Ma ont été mis en évidence récemment dans la cordillère orientale et les Llanos (e.g. Casero *et al.*, 1997; Fabre, 1987). Afin d'intégrer les gisements d'émeraude de la façade Est à l'histoire tectonique de la cordillère orientale, ces déformations anté-andines seront détaillées et discutées par la suite.

Le toit de cette mégaséquence pré-andine inférieure est marquée par un hiatus sédimentaire pendant lequel à peu près aucun sédiment éocène inférieur et moyen ne se déposera en cordillère orientale de Colombie. Les causes possibles sont la brusque augmentation de la convergence relative entre l'Amérique du Sud et la plaque Farallon (future Nazca) vers 49 Ma (Daly, 1989) (Fig. II. 19) ainsi que la migration de la déformation vers l'Est qui induit à l'Eocène moyen des chevauchements et des plis dans la vallée de la Magdalena (Schamel, 1991).

II.3.2.5. *Eocène supérieur-Miocène moyen (45-20 Ma) : Remontée et collision progressive de Panama, mégaséquence pré-andine supérieure*

Pendant cette période les directions et les taux de convergence relative entre les plaques connaissent d'importantes variations (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Daly, 1989). En Colombie, cette période est moins contrainte et, dans tous les cas, plus complexe qu'en Bolivie par exemple.

➔ 45-25 Ma : la plupart des auteurs (e.g. Schamel, 1991) pensent qu'à cette époque la Colombie était le siège d'une déformation purement compressive due aux taux élevés de convergence relative entre les plaques. En fait, ces taux de convergence sont objectivement valables pour décrire la cinématique des plaques au niveau des Andes centrales. Ainsi, certains auteurs suggèrent qu'au niveau de la Colombie la convergence pourrait avoir un taux relativement faible et une composante décrochante dextre importante. Ceci expliquerait la transtension décrite par Daly (1989) en Equateur. Le graben du cauca peut s'expliquer dans ce contexte. (Pindell et Tabbutt, 1995) (Fig. II. 16) adhèrent à cette hypothèse de subduction oblique et font remonter l'arc de Panama le long de la cordillère occidentale lors d'une « collision progressive ». Il faut noter que l'existence de l'arc de Panama au niveau de la déflexion de Guayaquil dès le Campanien-Maestrichtien est très controversée (cf. Montgomery, 1992). Ces conditions aux limites des plaques seront à prendre en compte lorsque sera abordée l'étude des gisements d'émeraude de la zone occidentale.

➔ 25-20 Ma : La plaque Farallon est scindée en deux plaques (Nazca et Cocos) séparées par la ride des Galapagos (Pennington, 1981). Ce changement influe sur les directions de convergence. Simultanément, le taux de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud augmente sensiblement (Fig. II. 19). En conséquence, à la limite Oligocène-Miocène, une déformation importante affecte le graben du Cauca, la cordillère centrale et le bassin de la Magdalena (Schamel, 1991). Cette déformation est compressive sans qu'une composante décrochante ne soit exclue.

De 45 à 20 Ma le bassin d'avant-pays de la cordillère orientale est rempli par des sédiments provenant de la cordillère centrale, du bouclier Guyanais et du massif de Santander sans doute émergé dans le domaine Nord (Fabre, 1987). La mégaséquence pré-andine supérieure (Fig. II. 17) qui se dépose alors est caractéristique de la mise en charge et de la subsidence flexurale que subit le bassin d'avant-pays par la déformation migrant vers l'Est : elle est typiquement continentale et molassique dans la Magdalena alors qu'elle montre des influences marines (cycles régressifs et transgressifs de la formation Carbonera) dans la zone axiale et les Llanos. Suite au hiatus éocène inférieur et moyen généralisé, cette mégaséquence repose en discordance angulaire sur la mégaséquence précédente dans la Magdalena alors qu'elle lui est quasiment concordante au niveau des Llanos.

II.3.2.6. *Miocène supérieur-à l'actuel : collision, soulèvement de la cordillère orientale, mégaséquence andine*

Cette période correspond à un soulèvement général très rapide des Andes en Colombie correspondant à l'orogène andin s.s. (ou phase andine) (Fig. II. 15). La collision avec l'arc de Panama, les forts taux de convergence relative (Fig. II. 19) entre les plaques et la collision de l'Amérique du sud avec un système de rides asismiques (e.g. la ride de Carnegie) sont les principales causes de ce raccourcissement crustal important. Les terrains océaniques tertiaires du Choco et de la Serrania de Baudó s'accrètent lors de cette collision. Le domaine Caraïbes est le siège de grands coulissages dextres.

La phase andine s'exprime dans le bassin d'avant-pays de la cordillère orientale par l'inversion complète du bassin. Les dépocentres crétacés de Cocuy et de Tablazo-Magdalena se soulèvent et chevauchent vers l'Est et vers l'Ouest sur les « foothills » des Llanos et de la moyenne Magdalena. Les deux bassins de « foredeep » correspondants s'individualisent et se remplissent de sédiments molassiques provenant du démantèlement de la cordillère orientale.

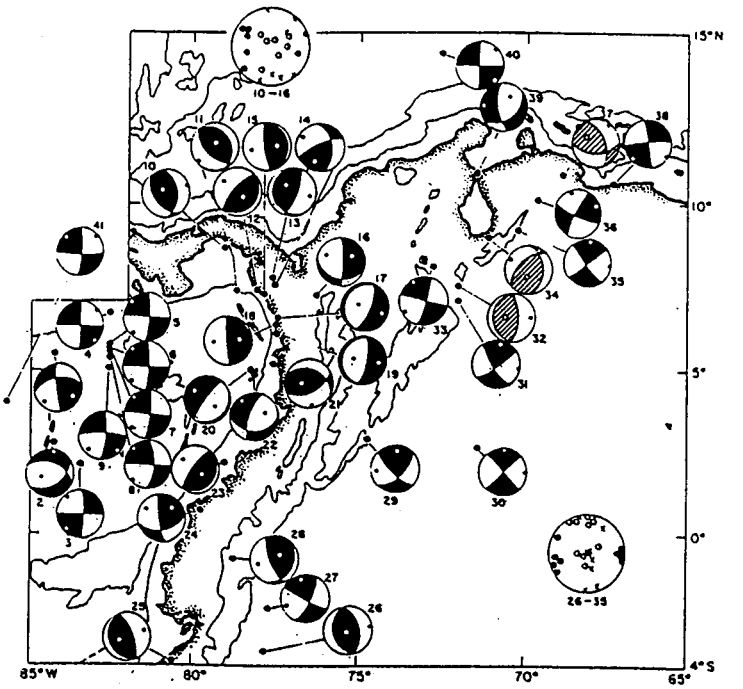


Fig. 4. Focal mechanism solutions of shallow-focus earthquakes, depths less than or equal to 80 km. Shaded quadrants represent compressional seismic wave arrivals; open quadrants represent dilatational arrivals. Hachured quadrants are compressional, for poorly constrained solutions. The *T* axes are indicated by white dots, and *P* axes by black dots. The insets show *P*, *T*, and *B* axes (small crosses) for selected subgroups of events. The focal mechanisms and insets are lower hemisphere projection equal-area plots.

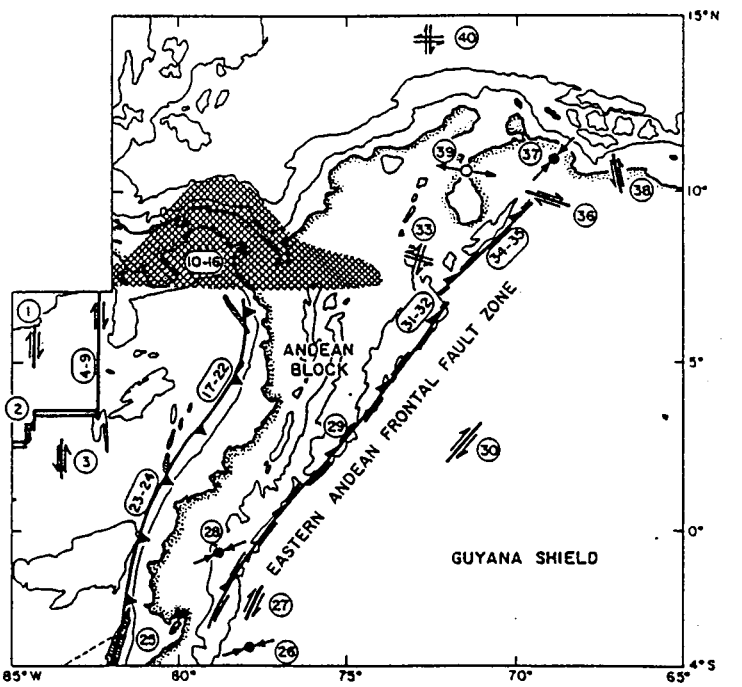


Fig. 5. Summary diagram of the seismotectonics of northwestern South America. All of the focal mechanism solutions for events less than 80 km deep occur along one of the major features shown here or are individually represented by faulting symbols. Normal faulting is shown by an open circle and arrows pointing outward along the axis of tension; thrust faulting is shown by a solid circle and arrows pointing inward along the axis of pressure; strike slip faulting is shown by a single couple where the fault plane has been assumed, otherwise both couples are shown. Individual events are numbered. The broken double lines straddling the strike slip and thrusting symbol of the Eastern Andean Frontal Fault Zone are intended to convey that motion is accommodated over a zone of faults, not a single fault.

Figure II. 20 : Solutions des mécanismes au foyer pour les séismes peu profonds (moins de 80 km) (d'après Pennington, 1981). Actuellement la zone de suture du Borde Llanero ("eastern andean frontal fault zone") joue en décro-chevauchement dextre.

Ces sédiments constituent une épaisse mégaséquence andine même si le caractère « synorogénique » (discordances, variations importantes d'épaisseur...) n'est pas toujours évident dans les Llanos.

Actuellement, cette phase andine continue marquée par une activité volcanique importante en cordillère centrale. En cordillère orientale, le magmatisme acide de Païpa n'est quasiment jamais traité dans les principaux travaux sur la phase andine (excepté Fabre, 1987). L'étude des mécanismes au foyer des tremblements de terre peu profonds (épicentres à moins de 80 km de profondeur) est riche d'information dans cette partie de l'Amérique du Sud (Fig. II. 20). En effet, il apparaît clairement que la zone de suture paléozoïque du Borde Llanero joue actuellement en décro-chevauchement dextre (Pennington, 1981). Ceci est d'ailleurs confirmé par les tracés en « Baïonnette » des cours d'eau de cette zone. La profondeur des séismes montre qu'il s'agit d'une tectonique de socle sur laquelle vient s'ancrer une tectonique de couverture « thin-skinned » dans la couverture sédimentaire.

II.4. Structure de la cordillère orientale et de ses bassins de « foredeep »

La structure générale de la cordillère orientale a été décrite au moyen de coupes NO-SE qui font l'objet de cinq principaux travaux publiés (Campbell et Burgl, 1965; Julivert, 1970; Colletta *et al.*, 1990; Dengo et Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995). Ces coupes relient les provinces pétrolifères des « foothills » de la moyenne Magdalena à ceux des Llanos (Fig. II. 21).

Cette chaîne de trend général N30°E est classiquement considérée comme une « fold and thrust belt » bivergente dont les limites occidentale et orientale chevauchent les bassins d'avant-pays des Llanos et de la Magdalena. Le long de ces bords chevauchants se développent les vastes anticlinoria de Villeta et de Quetame Cocuy où affleurent les séries crétacées inférieur encaissant les gisements d'émeraude (Fig. II. 11). La direction de transport principale est du NO vers le SE ce qui induit une structure en éventail asymétrique de la chaîne avec la prédominance des chevauchements à vergence SE. La tectonique de socle fut mise en évidence sur les premières coupes publiées (Campbell et Burgl, 1965; Julivert, 1970). L'inversion des anciennes failles normales « synrift » caractérisant cette tectonique de socle ainsi que l'importance de la tectonique de couverture furent reconnues bien après (Colletta *et al.*, 1990; Dengo et Covey, 1993).

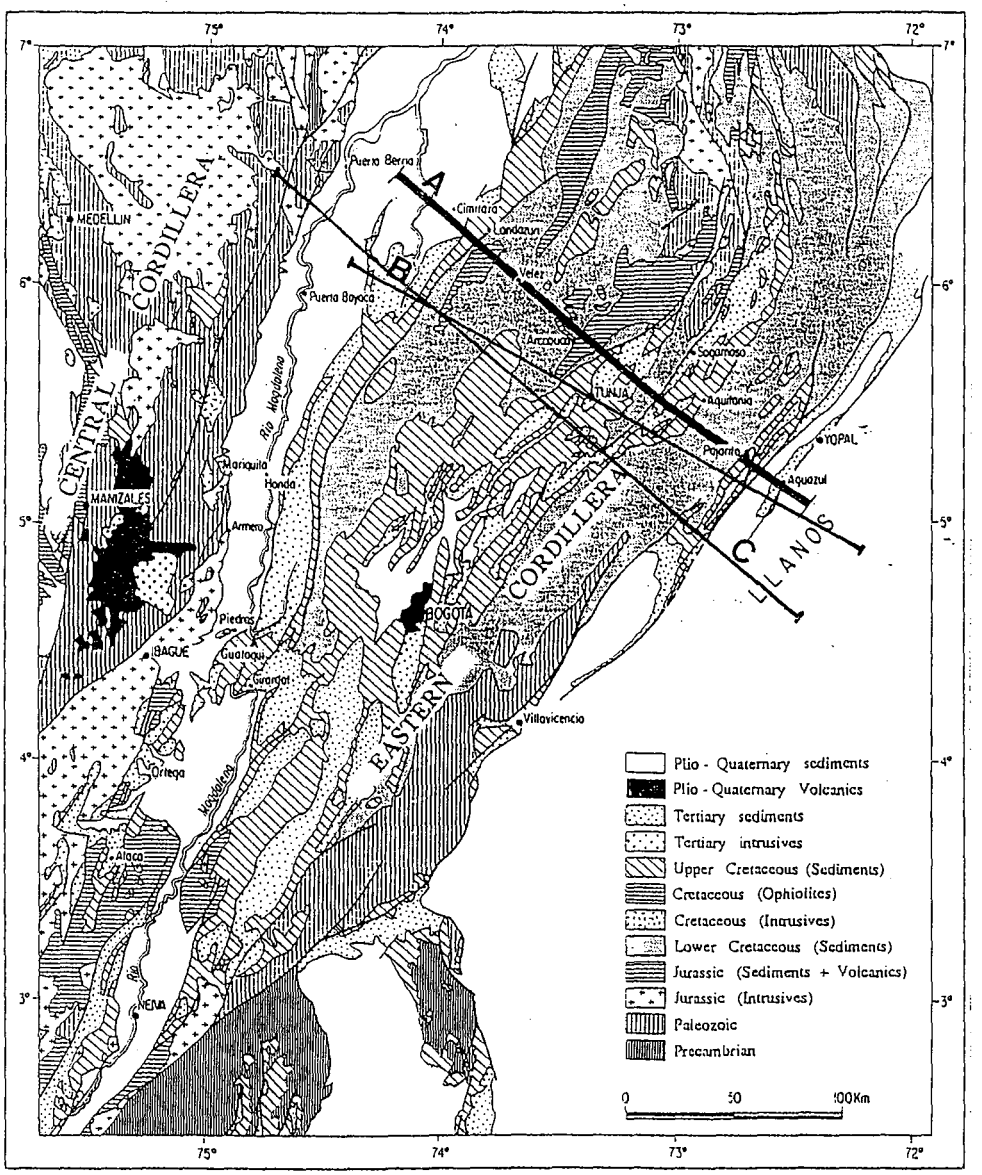


Figure II. 21 : Coupes de la cordillère orientale de Colombie (suite page suivante).

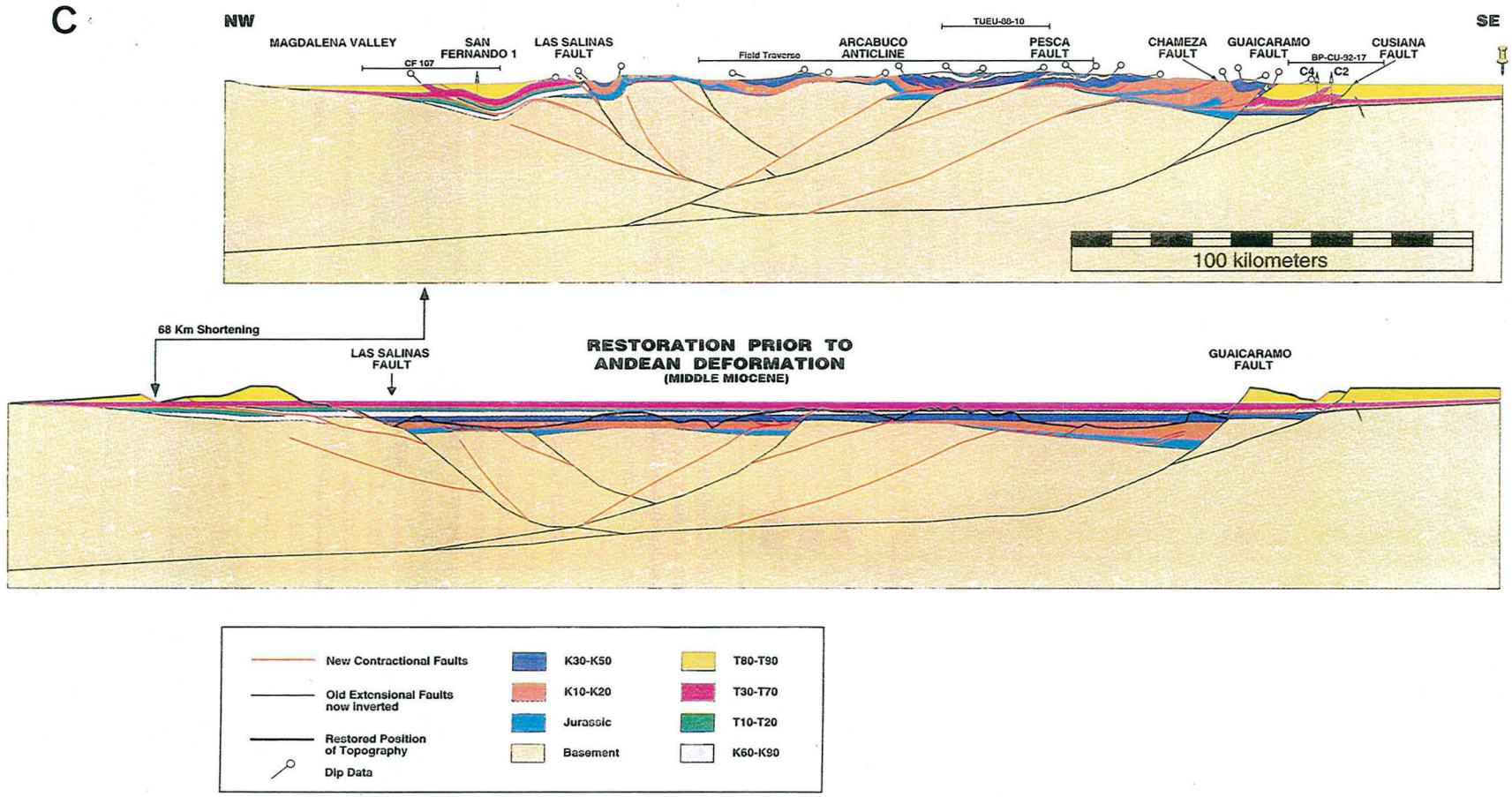


Figure II. 21 : Coupes de la cordillère orientale de Colombie (suite). La carte (d'après Colletta *et al.*, 1990) montre la localisation des coupes A (Colletta *et al.*, 1990), B (Dengo & Covey, 1993) et C (Cooper *et al.*, 1995). A et B sont présentées telles que modifiées par Roeder & Chamberlain (1995): formations crétacés inf.-paléogènes en noir, formations jurassiques en blanc, socle et croûte supérieure en gris. Se référer à la Fig. I. 17 pour la légende de C.

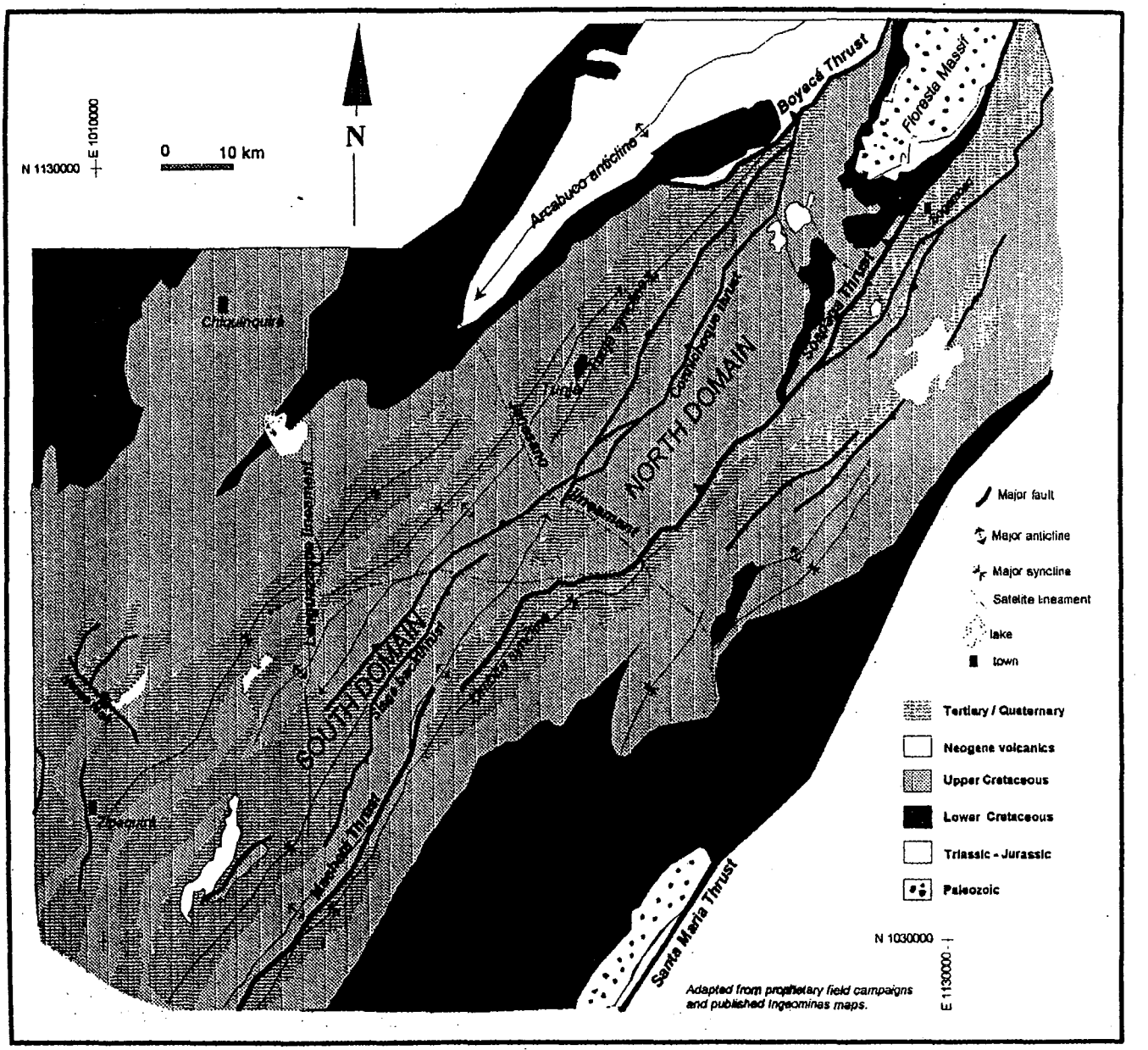


Figure II. 22 : Carte tectonique de la zone axiale de la cordillère orientale de Colombie (d'après De Freitas *et al.*, 1997). Le domaine Nord est en compression avec un transport vers le SE (cf. les coupes présentées Fig. I. 21). Le domaine Sud montre de la transpression, E-O et dextre dans sa partie orientale, N-S et senestre dans sa partie occidentale.

La tectonique décrochante en cordillère orientale a reçu peu d'intérêt jusqu'à maintenant. La principale raison en est que toutes les coupes (excepté celle de Campbell et Burgl, 1965) passent au Nord de la cordillère, précisément où la déformation est compressive avec des transports perpendiculaires aux structures suivant une direction NO-SE.

Ces conditions rendent alors possible l'équilibrage des coupes. Se focalisant sur la zone axiale de la chaîne, De Freitas *et al.* (1997) mettent en évidence une différence de style tectonique entre un domaine Nord et un domaine Sud héritée de l'architecture en « Y » du bassin crétacé extensif (i.e. le plongement vers le Sud du massif de Santander, cf. ci-dessus) (Fig. II. 22). Ces deux domaines sont séparés par le linéament satellite de Jenesano qui est interprété par ces auteurs comme une mégazone décrochante.

➔ Domaine Nord : Décrit par les coupes citées ci-dessus (e.g. Fig. II. 21), ce domaine correspond à l'inversion des dépocentres de Tablazo-Magdalena et de Cocuy séparés par le paléo-relief de Santander. Les failles inverses de Boyacá et de Soapaga sont les accidents de socle majeurs du domaine. La faille de Boyacá est une ancienne faille normale inversée en chevauchement qui bordait à l'Est un graben trias-jurassique formant aujourd'hui l'anticlinal d'Arcabuco. La faille de Soapaga est responsable du soulèvement du massif de Floresta. Ce domaine Nord apparaît donc fortement compressif avec un transport important vers le SE. Suivant les coupes le taux de raccourcissement varie du simple au double en fonction de l'importance accordée à la tectonique tégumentaire : (i) Dengo et Covey (1993) obtiennent un raccourcissement total de 150 km. La couverture étant raccourcie en « thin-skinned » bien plus que le socle, ces auteurs accommodent ce décalage par un mégachevauchement crustal passant sous la cordillère centrale et le bassin de la Magdalena et qui décapite un graben jurassique (Fig. II. 21) ; (ii) Colletta *et al.* (1990) et Cooper *et al.* (1995) mesurent un raccourcissement de 105 km et de 68 km respectivement. Ces deux coupes sont relativement similaires et illustrent l'inversion d'un rift asymétrique avec ses deux dépocentres crétacés (Fig. II. 21). La transition structurale entre la cordillère s.s. et les « foothills » orientaux et occidentaux correspond à l'inversion des deux grandes failles de socle qui bordaient les dépocentres au Crétacé (Failles de Guaicaramo à l'Est et de Las Salinas à l'Ouest). Le résultat est « l'éjection » des dépocentres crétacés vers les « foothills ».

➔ Domaine Sud : De Freitas *et al.* (1997) fournissent une nouvelle interprétation du domaine Sud de la zone axiale, peu décrit auparavant. La jonction des deux

dépocentres du Nord en un seul profond et étroit bassin implique une accommodation de ce rétrécissement par un jeu de failles normales en échelon séparées par des zones de transfert décrochantes. Lors de la déformation ces zones de transfert vont contrôler l'inversion de ce domaine Sud en transpression N-S senestre à l'Ouest et E-O dextre dans la partie Est. De plus, pour ces auteurs, les évaporites crétacées inférieur qui aujourd'hui forment les corps salifères de la Sabaná de Bogotá ont constitué un niveau de détachement majeur.

Cette interprétation, fondée sur de nombreuses données pluridisciplinaires, pose donc le problème de l'inversion transpressive dans la partie Sud de cette chaîne.

La structure profonde de la cordillère orientale de Colombie est peu connue. Même si leurs démarches sont intéressantes, les interprétations de Jones (1995) et de Roeder et Chamberlain (1995) sont peu crédibles. L'interprétation de Colletta *et al.* (1990) reste la mieux fondée (Fig. II. 23). En se basant sur l'équilibrage de leur coupe et sur de la modélisation analogique, ces auteurs proposent l'existence sous la cordillère d'une subduction crustale liée à un niveau de décollement ductile à 20 km de profondeur entre croûte supérieure et inférieure. La direction de plongement de cette subduction crustale ne peut être contrainte.

NB : Aucune des interprétations proposées ne prennent en compte la zone de suture profonde et ancienne du Borde Llanero (Suarez, 1990) qui focalise pourtant actuellement la majorité des séismes intracontinentaux en Colombie.

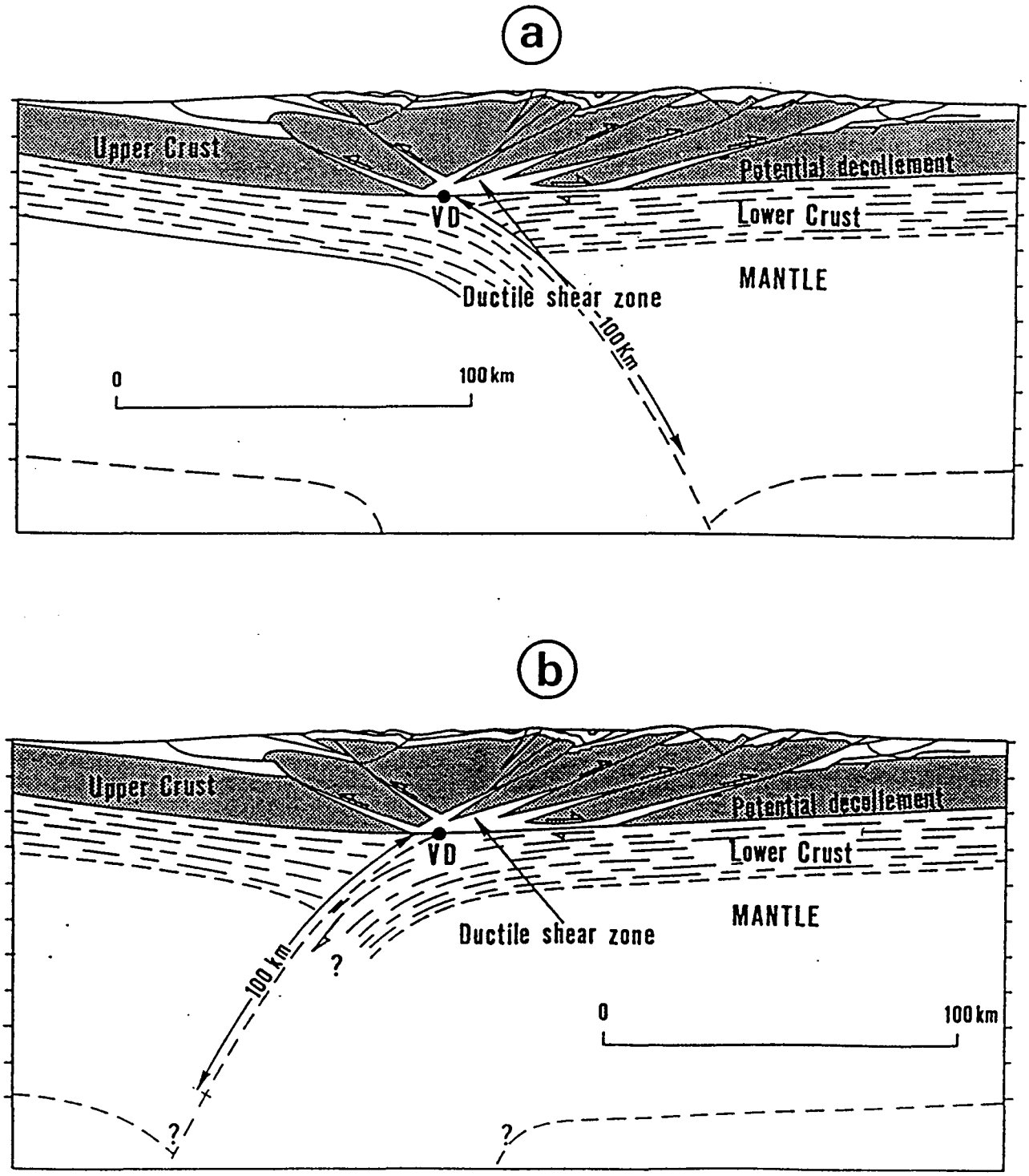


Figure II. 23 : Structure profonde de la cordillère orientale de Colombie. Modèles hypothétiques de subduction continentale qui permettent d'expliquer les 100 km de raccourcissement, le décollement à 20 km de profondeur ainsi que la structure en éventail asymétrique de la chaîne (d'après Colletta *et al.*, 1990).

Chapitre III :

Géologie et structure des gisements de la zone occidentale

Dans ce chapitre sont présentés les lithologies, les géométries ainsi que les types de déformation relatifs aux gisements d'émeraude de la zone occidentale. Ce travail, focalisé sur les deux plus grands gisements que sont Muzo et Coscuez a fait l'objet initialement de deux DEA (Branquet, 1995; Lopés, 1995) qui avaient pour objectif de cartographier ces gisements dans le détail . Par la suite, de nouveaux travaux miniers en surface et en galerie ont permis de compléter l'étude des géométries et surtout de mieux comprendre les interactions entre la déformation et les fluides responsables de la minéralisation. Finalement, en élargissant l'étude autour des gisements, il est possible de replacer ces gisements dans la structuration régionale.

III.1. Etude détaillée des gisements de Muzo et Coscuez

III.1.1. Les formations sédimentaires encaissantes

Excepté les calcaires dolomitiques de Coscuez, les formations sédimentaires du Crétacé inf. sont identiques pour les deux gisements.

III.*1.1.1.* *Lithologie, pétrographie et géochimie*

L'étude pétrographique a été effectuée à la loupe binoculaire et au microscope à lumière transmise sur lames minces.

La caractérisation géochimique consiste en l'analyse des éléments majeurs et mineurs par émission-ICP, les éléments traces et les terres rares étant mesurés par ICP-MS (service d'analyse des roches du CRPG/CNRS). Les analyses des échantillons répertoriés ci-dessous sont groupées en annexe 1.

III.1.1.1.1. Les calcaires dolomitiques de Coscuez (CD)

Ces calcaires constituent la crête du Reten dominant le gisement de Coscuez. On les retrouve également au sein du gisement intercalés dans les lutites noires.

Il s'agit d'une roche de couleur grise (Fig. III. 1A) qui acquiert une patine jaune ocre sous l'action de l'altération météorique (« roca amarilla ») également responsable de la karstification des assises carbonatées. Les affleurements de calcaires montrent un aspect plus massif que les formations de lutites.

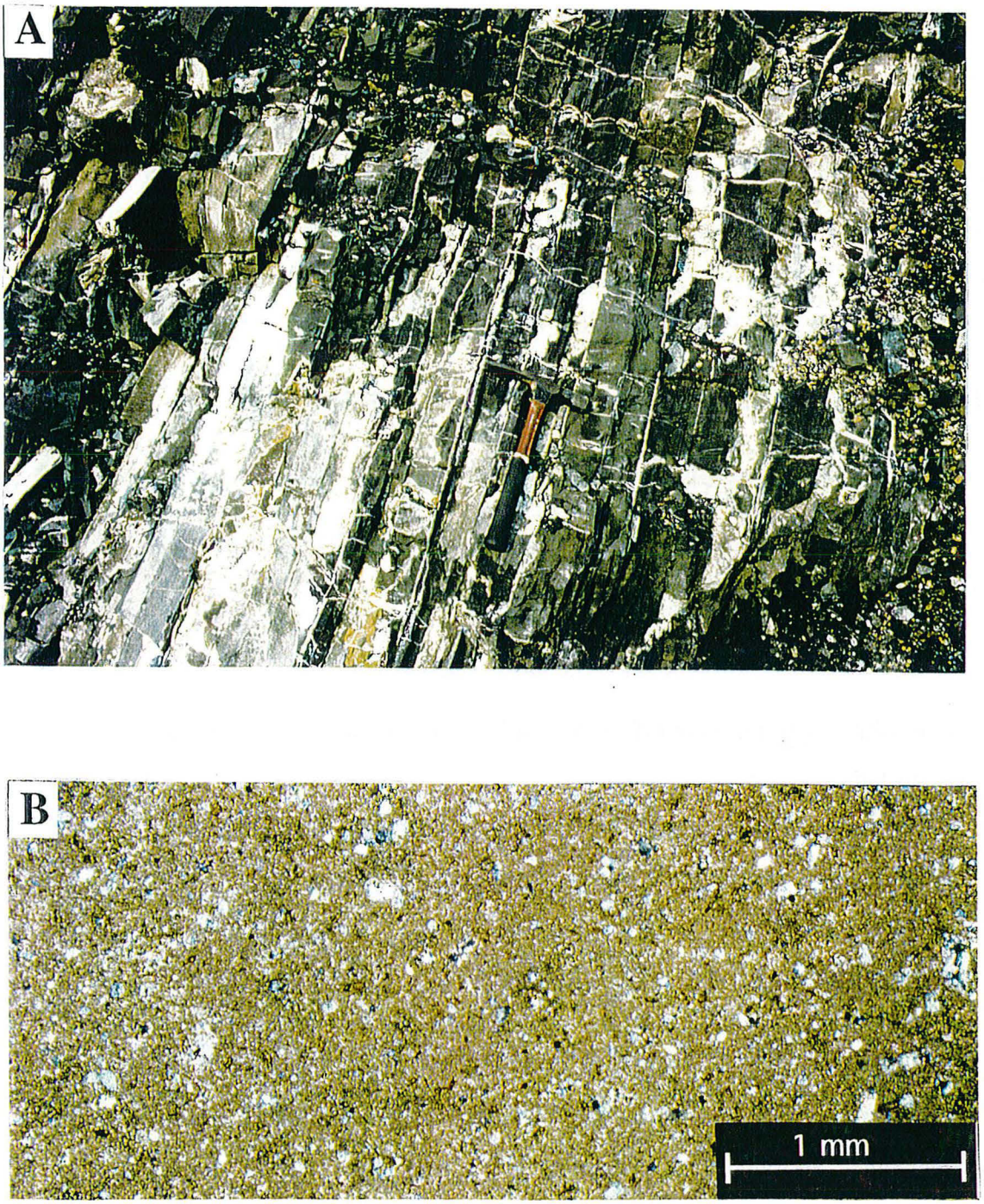


Figure III. 1: A: Affleurement caractéristique des calcaires dolomitiques (CD) de Coscuez recoupés par des veines de calcite perpendiculaires et parallèles à So. **B:** Lame mince d'un CD de Coscuez (ech. n°205-2). La matrice micritique à microsparitique contient des pellets dans lesquels ont cristallisé des cristaux d'albite.

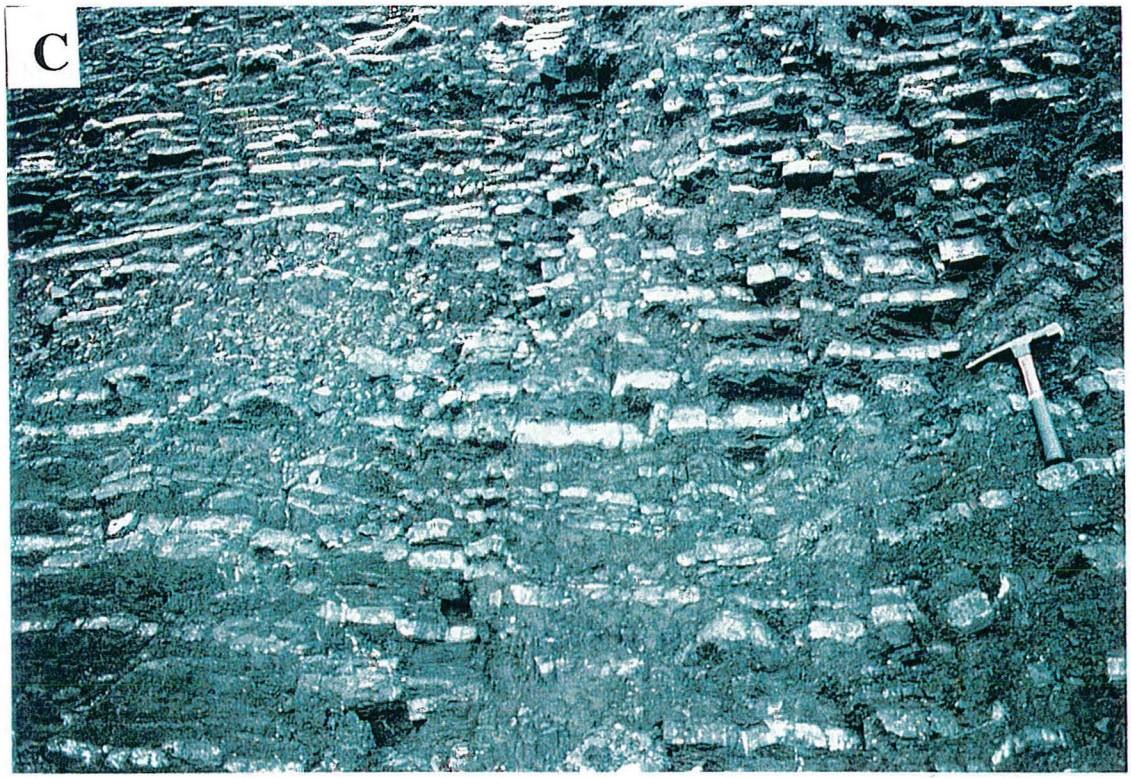
Au vu du grand nombre de micro-fractures et du faible nombre de microplis, ces calcaires sont nettement plus compétents que les lutites sus-jacentes. Les bancs présentent une épaisseur de 10 à 30 cm. Il est rare d'observer des laminations, mais quand elles apparaissent elles sont ondulées et montrent des variations d'épaisseur. Les CD sont toujours affectés par des veines et des veinules à remplissage calcitique et quartzeux.

Etude en lame mince (ech. n_205-2, Coscuez)

En lame mince (Fig. III. 1B), la matrice de la roche est de nature micrite-microsparite (90% volume). L'aspect granulaire est dû à des cristaux d'albite disséminés dans la matrice. Des carbonates remplissent également des structures circulaires pelloïdales ainsi que des cavités où ils sont souvent accompagnés d'albite. La pyrite apparaît en cristaux cubiques (1 mm), généralement oxydés. Les produits de cette oxydation (oxy-hydroxydes de fer) s'observent sous la forme d'imprégnation dans la matrice micritique. Au fort grossissement, les grains d'albite ne montrent aucune abrasion et certains parfaitement circulaires remplissent des pellets ; ils ont donc cristallisé soit en se surimposant à la matrice micritique soit en remplaçant des bioclastes (pellets, foraminifères...). En revanche, des cristaux de tourmaline montrent un caractère détritique indiscutable.

Etude géochimique (ech. n°205-2, Coscuez)

L'échantillon n°205-2 (annexe) montre un enrichissement en silice (SiO_2=12%), alumine (Al_2O_3=2,56%) et en sodium (Na_2O=1,39%). L'abondance de ces éléments est à rattacher à l'albitisation observée en lame mince. La teneur en fer (Fe2O3=3,56%) correspond à la présence de la pyrite et de ses produits d'altération météorique. La teneur importante en magnésium (MgO=15%) reflète la nature dolomitique de la micrite-microsparite (d'où la dénomination "calcaires dolomitiques"). La perte au feu (PF=38,7%) est la plus forte enregistrée pour l'ensemble des analyses effectuées sur les formations sédimentaires encaissant les gisements d'émeraude de Coscuez et Muzo.



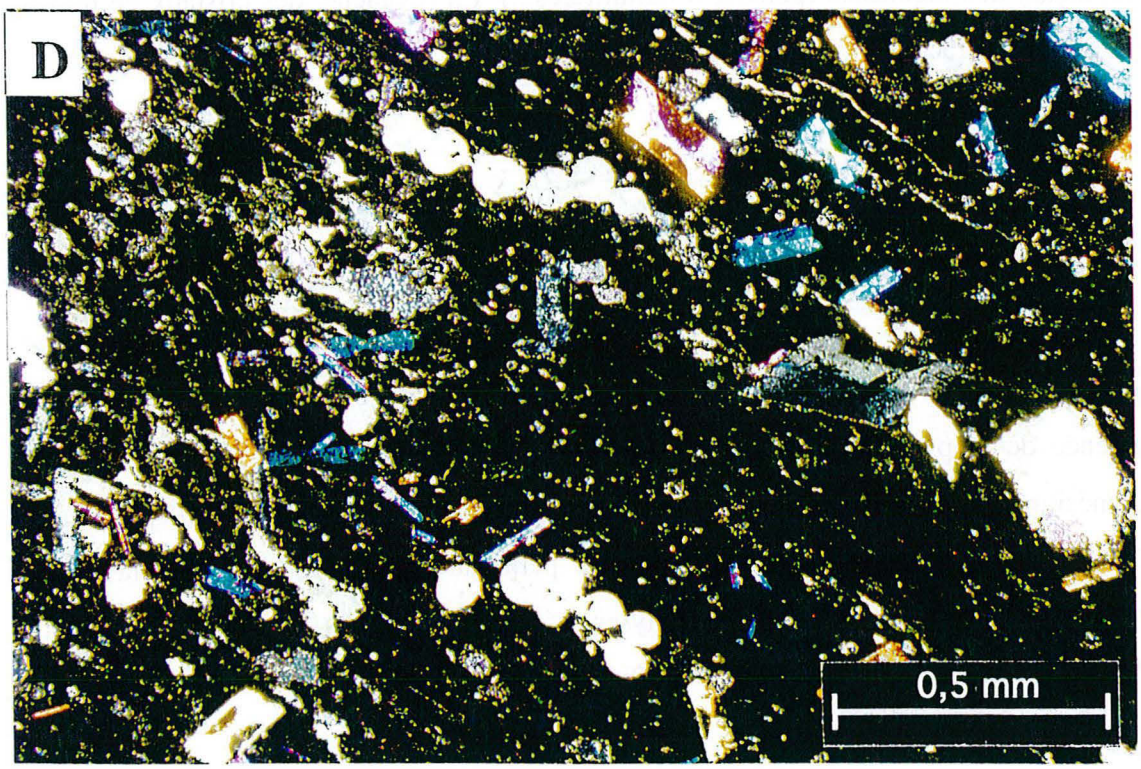


Figure III. 1 (suite): C: Affleurement typique de lutites noires carbonatées (LC), front de taille de Cincho, mine de Quipama, Muzo. Les LC sont formées d'alternance de bancs de calcaires et de lutites noires. **D:** Lame mince dans un banc de lutites noires des LC de la mine de Tequendama, Muzo (ech. n°3). Les muscovites "en sablier" sont d'origine hydrothermale.

Les mesures de $\delta^{13}C$ PDB et $\delta^{18}O$ SMOW donnent $\delta^{13}C$= +1,1‰ et $\delta^{18}O$= +22,5‰. Le $\delta^{13}C$ est caractéristique des calcaires marins (0±4‰), mais on peut noter cependant que la valeur en $\delta^{18}O$ est plus légère que celle définie pour un calcaire typique. Cette perte en ^{18}O est liée à l'interaction fluide-roche (cf. chapitre I) également responsable de l'albitisation (métasomatose alcaline) et de la pyritisation (thermoréduction des sulfates). En fait, tous les échantillons de CD étudiés sont affectés par cette altération hydrothermale, l'échantillon 205-2 étant le moins touché.

En résumé, les calcaires dolomitiques de Coscuez correspondent à des calcaires marins dolomicritiques partiellement métasomatisés.

III.1.1.1.2. Les Lutites noires carbonatées (LC)

Identiques à Muzo et à Coscuez, elles sont riches en matière organique et tâchent les doigts comme le charbon. Comme le montre la figure III. 1C, cette formation est généralement formée d'une alternance de bancs irréguliers de calcaires sombres (d'épaisseur variant entre 5 et 10 cm) avec des lutites noires. Cependant les bancs de calcaires peuvent manquer sur plus de 30 m d'épaisseur. Calcaires et lutites noires font effervescence à l'acide. Quelques nodules ovoïdes pyritisés sont disséminés. Les LC sont fortement plissées et faillées dans les gisements où elles sont également affectées par des veines et des brèches parallèles ou sécantes à So. Le contraste de compétence entre les lutites et les calcaires est marqué par le développement de veines de calcite perpendiculaires à So dans les calcaires et s'interrompant dans les lutites. Dans la terminologie de Scheibe (1916), les LC correspondent aux « capas buenas ». C'est en effet dans les LC que la grande majorité des veines et brèches minéralisées se développent.

Tout le volume de LC sans exception a subi une intense altération hydrothermale se traduisant par une carbonatisation, une pyritisation et une albitisation en masse de la roche (cf. III.1.2).

Etude en lame mince (ech. n°3, Muzo)

Les bancs calcaires sont identiques à ceux des CD de Coscuez et se composent de micrite avec cependant un caractère biodétritique plus marqué (pellets plus nombreux). Les lamines dans ces bancs calcaires sont rares.

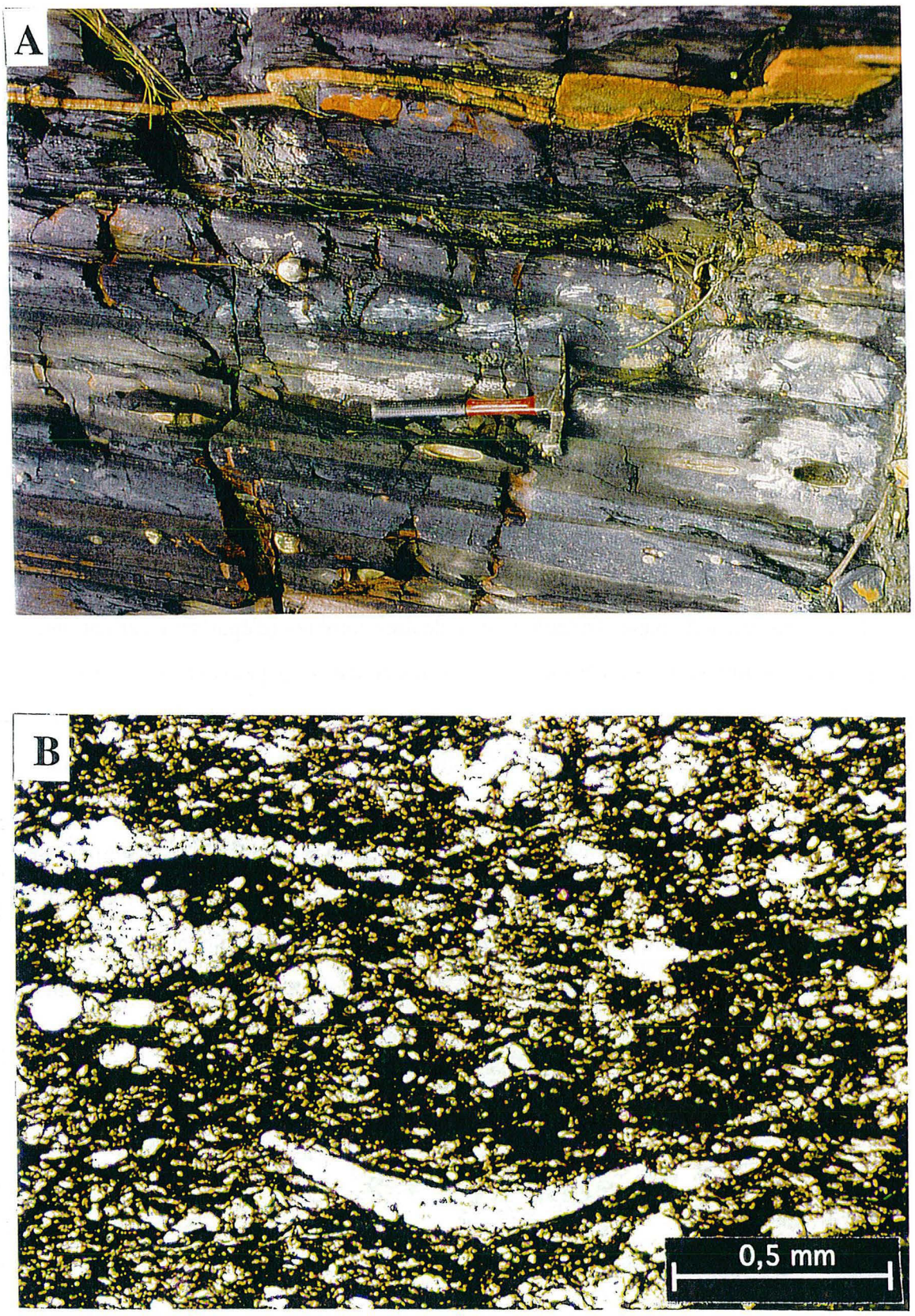


Figure III. 2: A: Lutites siliceuses compactes caractéristiques des lutites noires siliceuses (LS), Coscuez. **B:** Lame mince de LS, mine de Quipama, Muzo (ech n°6).

Les bancs de lutites noires montrent une matrice argileuse carbonée, ainsi que des passées biodétritiques (lumachelles, pellets, foraminifères) (Fig. III. 1D).

Remarque : Le terme « lutites noires carbonatées » qui est employé dans cette étude pose plusieurs problèmes : 1) par définition les lutites comme les shales ne sont pas « carbonatés » ni « calcaires » ; 2) « carbonaté » dans ce contexte hydrothermal peut porter à confusion avec « carbonatisé » ; 3) enfin, le terme décrivant une alternance de bancs de calcaires et de lutites noires, il serait préférable de le remplacer par exemple par « marno-calcaires noirs ». Néanmoins, dans le souci de rester homogène avec les articles publiés jusqu'alors qui opposent lutites carbonatées à lutites siliceuses et ainsi conserver la lisibilité du mémoire, le terme lutites noires carbonatées a été conservé.

III.1.1.1.3. Les lutites noires siliceuses (LS)

Dans cette formation les lithologies observées sont :

- des bancs décimétriques de lutites siliceuses compactes (Fig. III. 2A).
- des ensembles métriques regroupant des bancs centimétriques de lutites finement litées, noires et relativement argileuses.
- des bancs gréseux d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur, très compacts et sans continuité latérale. A proximité des zones de circulation hydrothermale, ces bancs gréseux sont massivement pyritisés et carbonatisés. Lors qu'ils ne sont pas trop affectés par la pyritisation, on distingue nettement une lamination au sein de ces bancs.

Ces lithologies alternent sans périodicité apparente.

Néanmoins, vers le sommet des LS, la couleur devient plus grise et le toucher plus soyeux.

Cette formation est aussi caractérisée par la présence de nombreux nodules pyriteux de forme ovoïde qui soulignent la stratification. Des ammonites, quelquefois cisaillées, sont nombreuses dans cette formation alors qu'elles sont absentes dans les LC. Les cassures fraîches sont toujours conchoïdales et coupantes, ce qui confirme le caractère siliceux de cette roche.

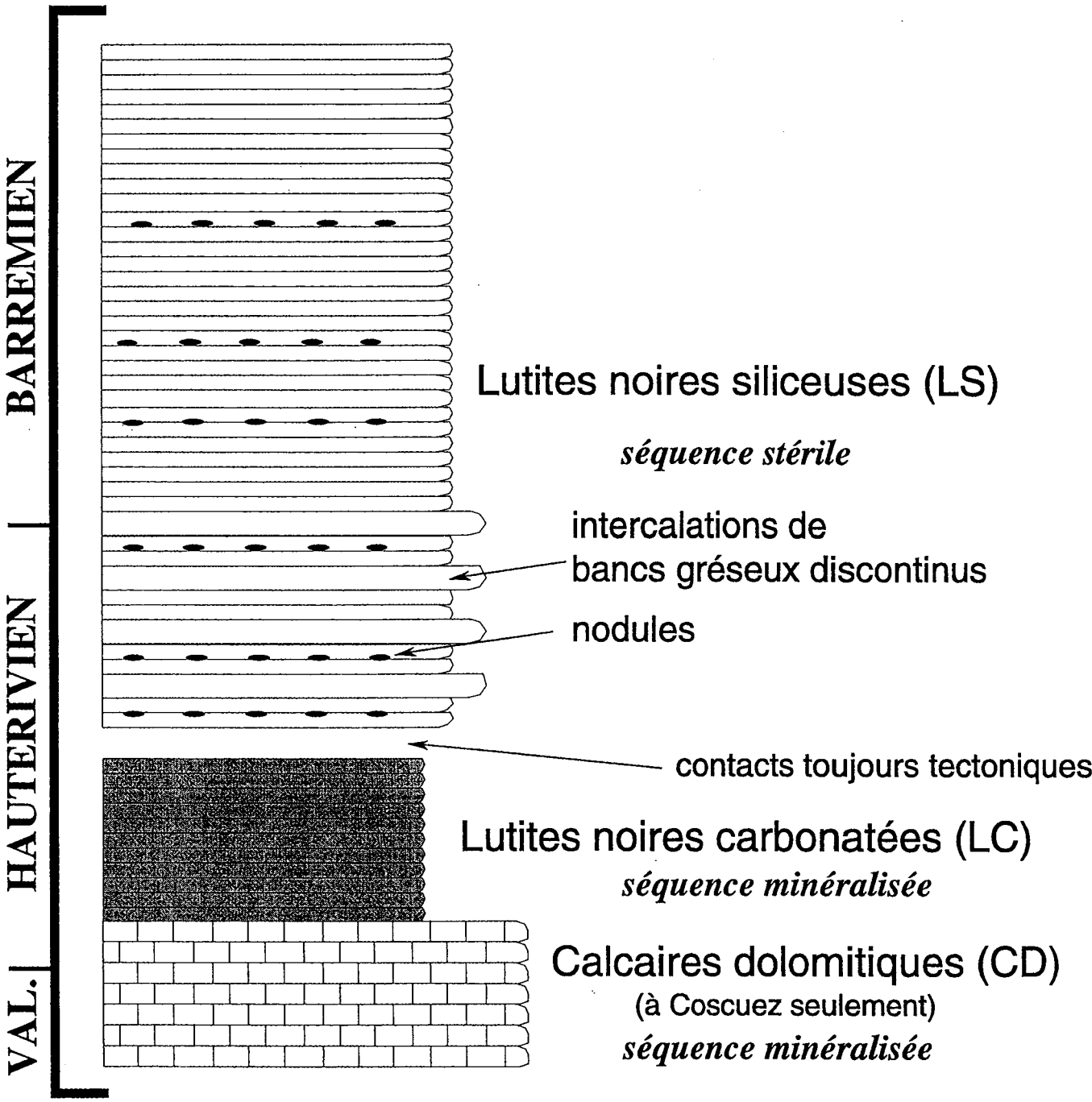


Figure III. 3: Colonne stratigraphique synthétique commune aux gisements de Coscuez et Muzo (avec exception des CD). Les épaisseurs originales de ces trois unités stratigraphiques sont indeterminées.

Le développement de fractures et diaclases et l'absence quasi permanente des microplis montrent clairement un comportement plus fragile des LCS, dû à leur teneur en silice plus élevée que celle des LC.

L'altération météorique recouvre les LS d'une patine jaunâtre très caractéristique. Les LS ne font en général pas effervescence à l'acide et ne tâchent pas les doigts comme les LC.

Dans la terminologie de Scheibe (1916) les LS correspondent au « Cambiado » et n'encaissent que très rarement les veines minéralisées à émeraude.

Etude en lame mince (ech. n°6, Muzo)

La matrice des lutites noires siliceuses est argileuse et imprégnée de matière organique (Fig. III. 2B). La proportion de grains de quartz détritiques est élevée relativement aux CD et LC. Les passées bioclastiques à coquilles et pellets sont fréquentes.

Etude géochimique (ech. n°6, Muzo)

l'échantillon n°6 (annexe) présente une composition typique d'une LS. Par rapport au LC et CD, la richesse en silice (SiO_2=62,1%) et la relative faible perte au feu (PF=8,95%) sont les principales caractéristiques des LS. Ainsi, à distance des zones de forte circulation hydrothermale mais toujours au sein des gisements, il existe des LS indemnes de toute altération hydrothermale contrairement aux CD et surtout aux LC altérés en masse.

III.*1.1.2. Stratigraphie*

III.1.1.2.1. Colonne stratigraphique synthétique de Coscuez et de Muzo

Une colonne stratigraphique synthétique commune à Muzo et Coscuez (si on excepte les CD) peut être établie. De la base au sommet la succession stratigraphique est la suivante (Fig. III. 3) :

- la série de calcaires dolomitiques (CD, à Coscuez seulement)
- la série de lutites noires carbonatées (LC)
- la série de lutites noires siliceuses (LS)

Le contact entre les LC et les LS est toujours tectonique au sein des gisements. Nous reviendrons sur la nature des contacts LC-CD plus loin.

Du fait du surépaississement occasionné par l'écaillage tectonique, l'épaisseur de ces formations est difficile, voire impossible (e.g. LC) à estimer. A titre indicatif, la pile tectonique des LC de Coscuez est épaisse d'environ 160 m.

III.1.1.2.2. Age des formations

En se référant aux travaux existants sur et autour des gisements d'émeraude de Coscuez et de Muzo, on s'aperçoit que l'âge des séries était mal connu :

1) Oppenheim (1948) considère les shales noirs des gisements comme appartenant à la formation « Villeta » du Crétacé inférieur, sans plus de détail. La formation Villeta (Albien moyen-Campanien inférieur) a par ailleurs été définie dans la haute vallée de la Magdalena (Macellari, 1988).

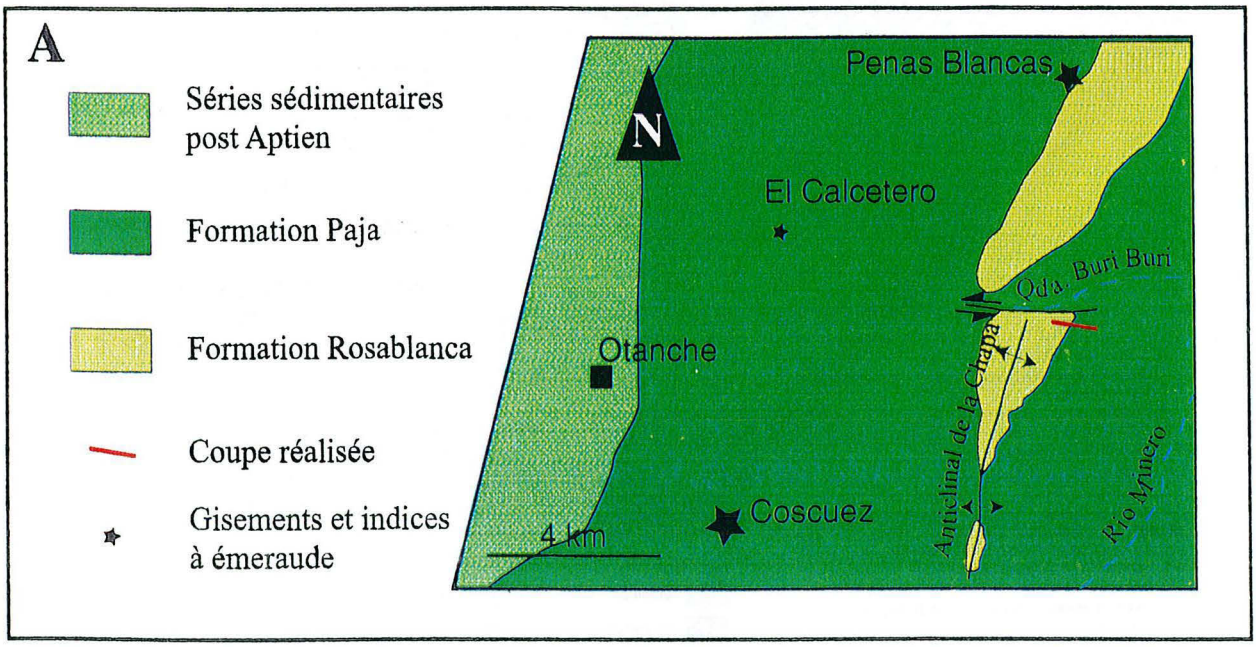
2) Burgl (1955) propose un âge Albien pour ces formations.

3) Forero (1987) et Rodriguez et Ulloa (1994) considèrent les gisements de Muzo et de Coscuez comme encaissés dans la formation Paja (Valanginien supérieur-Aptien supérieur).

En collaboration avec l'Université Nationale de Bogotá nous avons tenté de lever cette indétermination par l'étude des microfaunes (annexe 2) (Guerrero et Carrillo, 1997; Tchegliakova, 1997). Au sein des gisements, les microfaunes sont très peu préservées du fait de l'altération hydrothermale subie par les roches.

Nous nous sommes donc appuyés sur une colonne stratigraphique non déformée, ni altérée et équivalente à celle des gisements. Dans la région de Coscuez, sur le flanc normal oriental de l'anticlinal de la Chapa (Fig. III. 4A), la coupe de la quebrada « Buriburi » offre une telle opportunité, les lithologies rencontrées étant identiques à celles des gisements. La figure III. 4B présente le log réalisé le long de cette quebrada ainsi que les corrélations lithologiques avec les séries encaissants les gisements.

La base est formée par des calcaires qui affleurent dans la zone axiale de l'anticlinal de la Chapa. Le passage entre ces calcaires, très massifs à la base avec l'unité de lutites noires carbonatées est progressif et montre l'incorporation de fins niveaux de lutites noires séparant des lentilles décamétriques de calcaires massifs identiques aux CD de Coscuez. Ces lutites noires carbonatées correspondent exactement aux LC des gisements. Leur épaisseur est d'environ 40 m le long de la section de « Buriburi ».



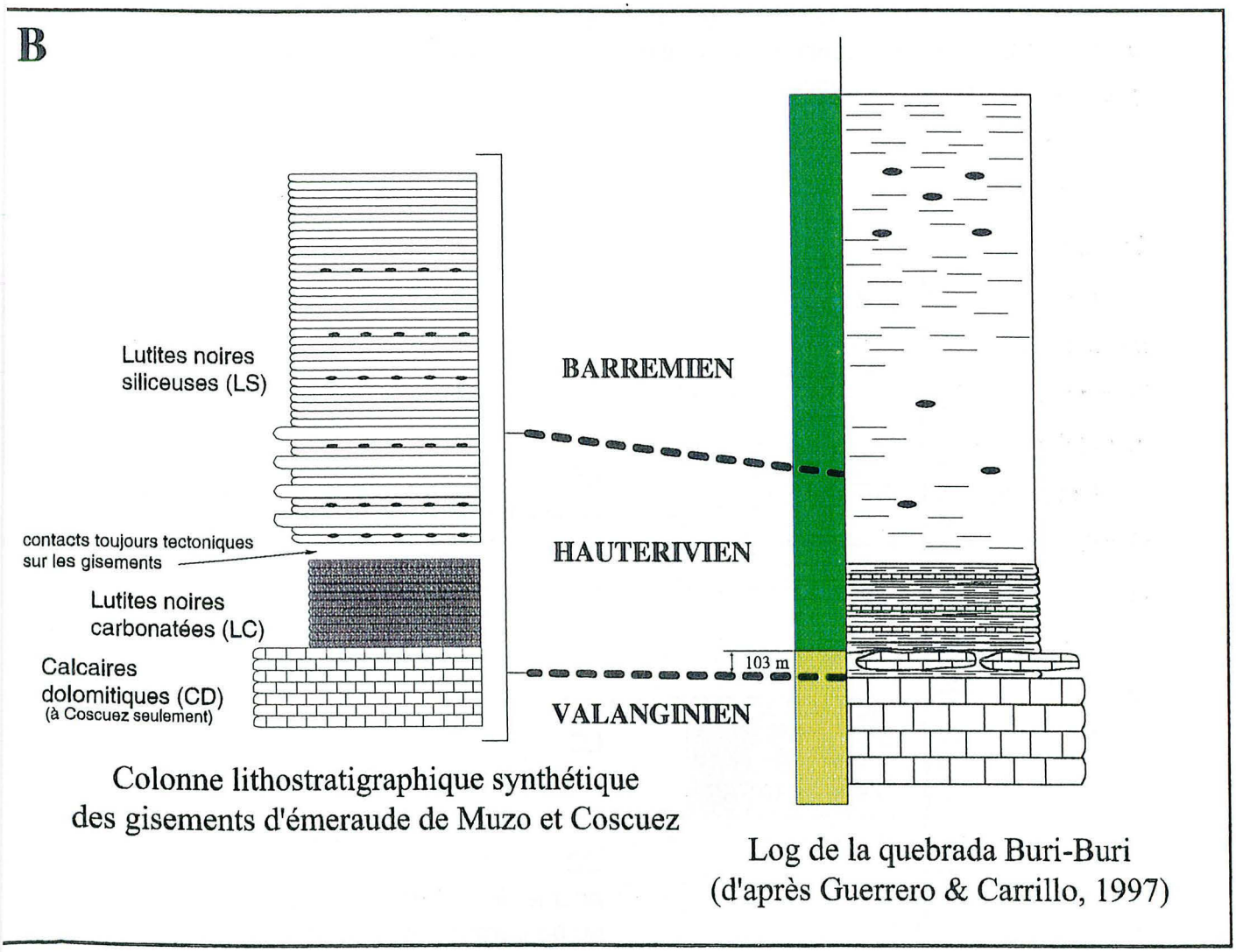


Figure III. 4: A: Carte de localisation de la coupe de la quebrada Buri-Buri, sur le flanc oriental de l'anticlinal de la Chapa (modifié d'après Guerrero & Carrillo, 1997). **B:** Corrélations lithostratigraphiques entre les unités définies dans les gisements d'émeraude et le log réalisé lors de cette coupe. Les séries de la quebrada Buri-Buri ont été datées par l'étude de la microfaune (Tchegliakova, 1997). Les couleurs représentent les mêmes formations en A et B.

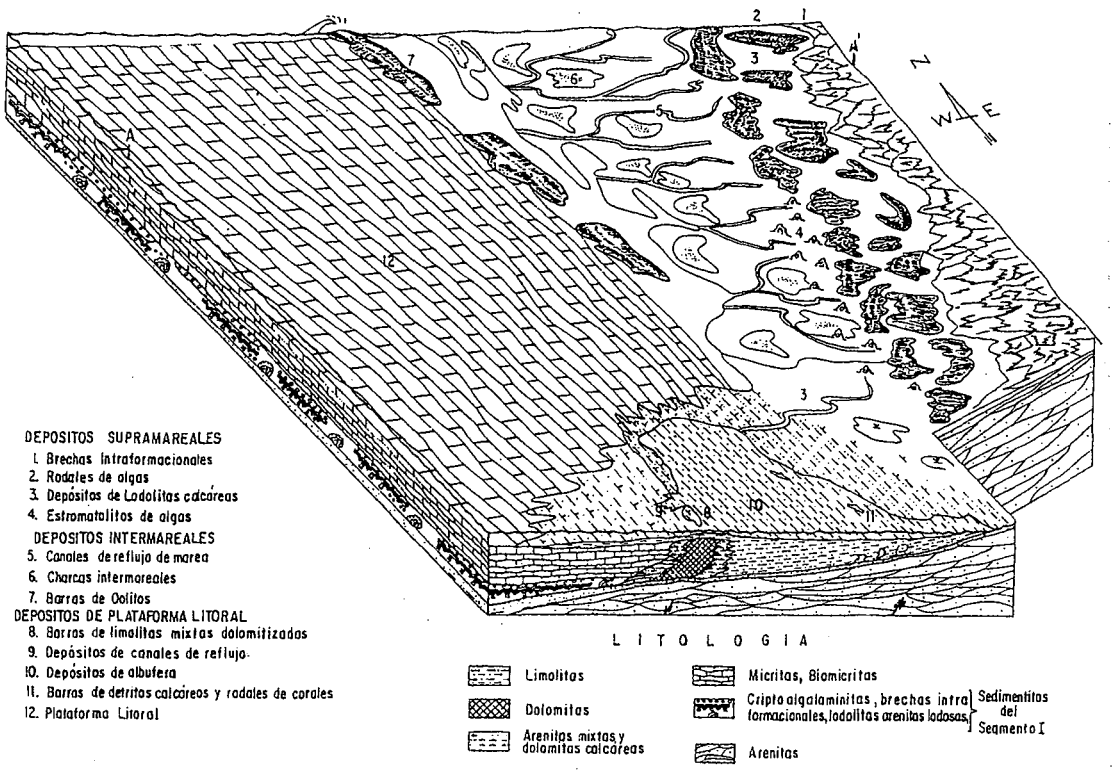


Figure III. 5: Schéma général des différents environnements de dépôt de la formation Rosablanca sur le flanc occidental de l'anticlinal d'Arcabuco près de Villa de Leiva (d'après Cardozo & Ramirez, 1985). Echelle non respectée.

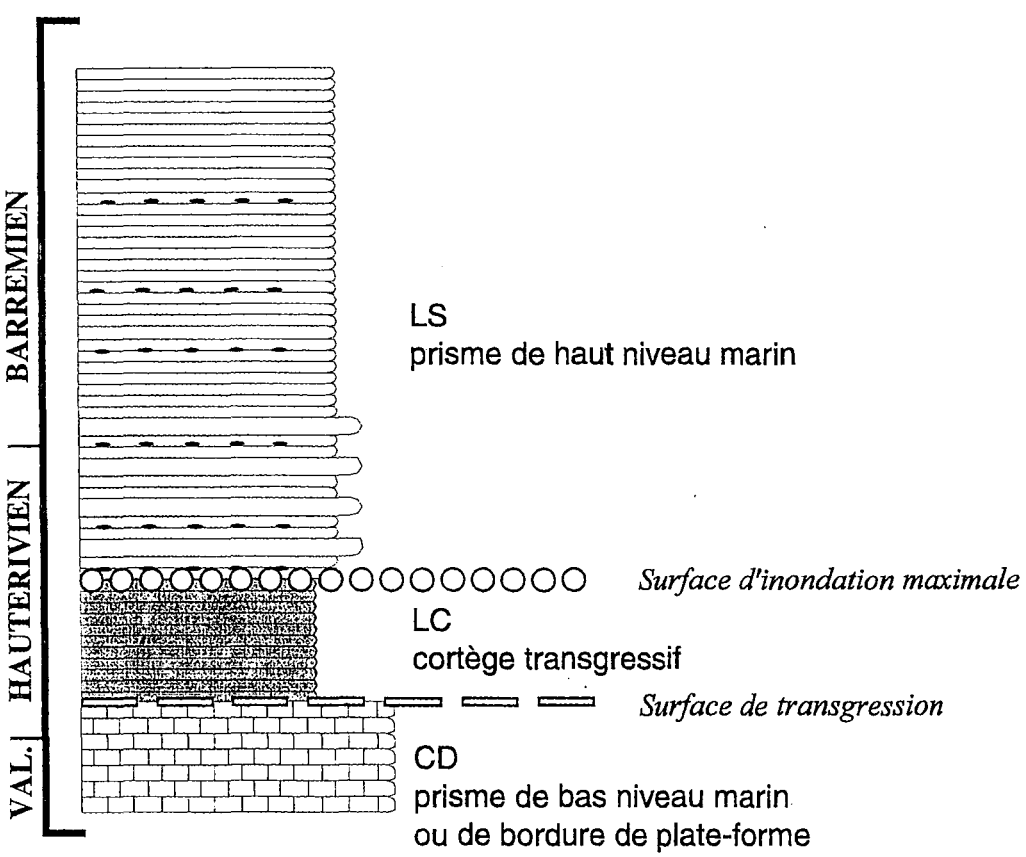


Figure III. 6: Interprétation en termes de cortèges sédimentaires des unités stratigraphiques définies sur les gisements d'émeraude. La séquence considérée ici enregistre les variations à basse fréquence du niveau marin relatif (10-40 Ma); elle est constituée de l'emboitement de vraies unités génétiques qui n'ont pas été détaillées.

Les lutites noires siliceuses surincombantes affleurent vers l'Est jusqu'au Rio Minero. Ces lutites noires siliceuses sont les LS des gisements de Coscuez et Muzo.

Les âges déterminés à la quebrada « Buriburi » (Tchegliakova, 1997) permettent par extension de dater les CD de Coscuez du Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur, Les LC de l'Hauterivien et les LS de l'Hauterivien supérieur jusqu'à au moins l'Aptien supérieur. Si on se réfère à la nomenclature des formations sédimentaires du bord occidental de la cordillère orientale (Etayo, 1968; Etayo-Serna et Laverde Montaño, 1985; Rodriguez et Ulloa, 1994), les CD de Coscuez correspondraient aux termes supérieurs de la formation Rosablanca et le groupe LC-LS ferait partie de la formation Paja.

III.*1.1.3. Interprétation de l'environnement de dépôt*

Les calcaires et les shales noirs encaissant les gisements font partie de la mégaséquence marine « synrift » du Crétacé inférieur définie par Cooper *et al.* (1995).

La dolomitisation des micrites des CD de Coscuez ainsi que leur faible proportion de matériel détritique terrigène sont des arguments en faveur d'un dépôt de plate-forme interne peu profonde (sublagunaire). Le milieu de sédimentation est de faible énergie, et la salinité qui devait être relativement élevée (dolomitisation) a empêché les organismes fouisseurs de se développer, d'où l'absence notoire de bioturbation. La formation Rosablanca a particulièrement été étudiée près de Villa de Leiva (Cardozo et Ramirez, 1985) où elle affleure sur le flanc Ouest de l'anticlinal d'Arcabuco (cf. chapitre II, Fig. II. 22). Cet anticlinal correspond au graben de Tablazo-Magdalena inversé le long de la faille de Boyacá (Fig. II. 21). La figure III. 5 résume les différents faciès rencontrés au sein de la formation Rosablanca. Cette formation repose en concordance sur les grès de la formation Cumbre. Durant la transgression Crétacé inférieur il y a rétrogradation vers l'Est des faciès de plate-forme carbonatée qui recouvrent des faciès dolomicritiques à voiles algaires (stromatolites ?) supratidaux. Ces faciès supratidaux contiennent également des évaporites (gypse et anhydrite) de type sabkha (Alfonso, 1985). La marge Ouest du graben de Tablazo-Magdalena, où se trouvent Muzo et Coscuez a sans doute connu, pendant le Valanginien, un environnement de dépôt similaire à celui exposé près de Villa de Leiva se traduisant par le dépôt des CD sous très faible tranche d'eau.

Le passage progressif des CD aux LC correspond certainement à une nette augmentation de l'apport détritique terrigène. Les foraminifères déterminés dans les LC et les LS (annexe 2) (Tchegliakova, 1997) sont caractéristiques de shales noirs déposés en environnement de plate-forme externe (environ 100 m de tranche d'eau). La subsidence tectonique et l'eustatisme causent une augmentation de l'accommodation plus importante que l'augmentation de l'apport sédimentaire. Le milieu de dépôt devient alors plus profond que lors du dépôt des CD. Les LC correspondraient de ainsi à un cortège transgressif au-dessus du prisme de bas niveau marin que constituent les CD (Fig. III. 6). Les conditions anoxiques nécessaires à la préservation de la matière organique de toute oxydation ainsi que pour faciliter son adsorption sur les minéraux argileux détritiques peuvent être dues à l'isolement de microbassins par basculement de blocs.

La sédimentation plus régulière de shales noirs que constituent les LS, l'interruption de la sédimentation calcaire ainsi que l'apparition des ammonites suggèrent que la limite LC-LS est une surface d'inondation maximale, les LS représentant un prisme de haut niveau marin (Fig. III. 6). Les bancs gréseux discontinus intercalés dans les LS constitueraient des évènements accidentels correspondant par exemple à des sables arrachés au littoral et redéposés en milieu plus profond sous l'action des tempêtes.

La formation Paja, qui comprend les LC et les LS dans la zone des gisements, affleure près de Villa de Leiva. Des faciès évaporitiques de type sabkha associés à des calcaires clairs dolomicritiques à voiles algaires y sont également décrits (Forero et Sarmiento, 1985).

III.1.2. L'altération hydrothermale des roches sédimentaires

Cette partie constitue une description pétrographique et géochimique de l'altération hydrothermale des roches sédimentaires par les fluides impliqués lors du dépôt de l'émeraude. Les réactions chimiques, ainsi que la caractérisation des fluides sont détaillées au chapitre I.

Les séries sédimentaires encaissant les gisements constituent un système ouvert par rapport aux circulations fluides. En effet, que ce soit en empruntant la perméabilité primaire ou secondaire induite par microfissuration, d'importantes quantités de fluides ont percolé dans ces roches sédimentaires. La cinétique de ces circulations fluides est contrôlée essentiellement par la valeur mais aussi l'orientation du gradient de pression fluide dans le massif rocheux. Il faut donc s'attendre à ce que l'interaction fluide-roche soit contrôlée non seulement par la lithologie (paramètres pétrophysiques) mais également par la localisation des principaux drains fluides et des éventuelles barrières de perméabilité.

III.*1.2.1. Les calcaires dolomitiques hydrothermalisés*

A Coscuez, aucun CD indemne d'albitisation n'a pu être échantillonné. Macroscopiquement, on distingue facilement une zone grise qui correspond à la partie supérieure de la photo et une zone jaune sombre qui correspond à la partie inférieure. Ces zones parallèles à la stratification sont responsables du rubanement fréquemment observé dans les roches métasomatisées au sein des gisements. De plus, ce rubanement est accentué par l'altération météorique.

Etude en lame mince (ech. n°AMA, Coscuez)

Cet échantillon présente un maximum d'albitisation pour les CD. Sur la figure III. 7A, la partie supérieure de la photo montre une forte concentration de cristaux d'albite (45 %). Quelques cristaux de quartz et de muscovite sont également disséminés. La matrice est micritique à microsparitique. La partie inférieure de la photo montre une albitisation moins importante et similaire à celle de la Fig. III. 1B.

Une veine parallèle à la stratification est remplie par de l'albite et des carbonates. Un réseau de veines à remplissage de carbonates coupe perpendiculairement la stratification. Il arrive que ces veines perpendiculaires à So contiennent également de l'albite. Ces veines parallèles et perpendiculaires à la stratification apparaissent comme des fissures drainant les fluides qui ont simultanément percolé dans la matrice des CD.

Etude géochimique (ech. n°AMA, Coscuez)

L'analyse de l'échantillon n°AMA (annexe) révèle l'enrichissement en sodium (Na_2O= 4,32 %) corrélé à l'albitisation observée. L'augmentation du taux de silice et d'alumine suit les proportions normatives de l'albite.

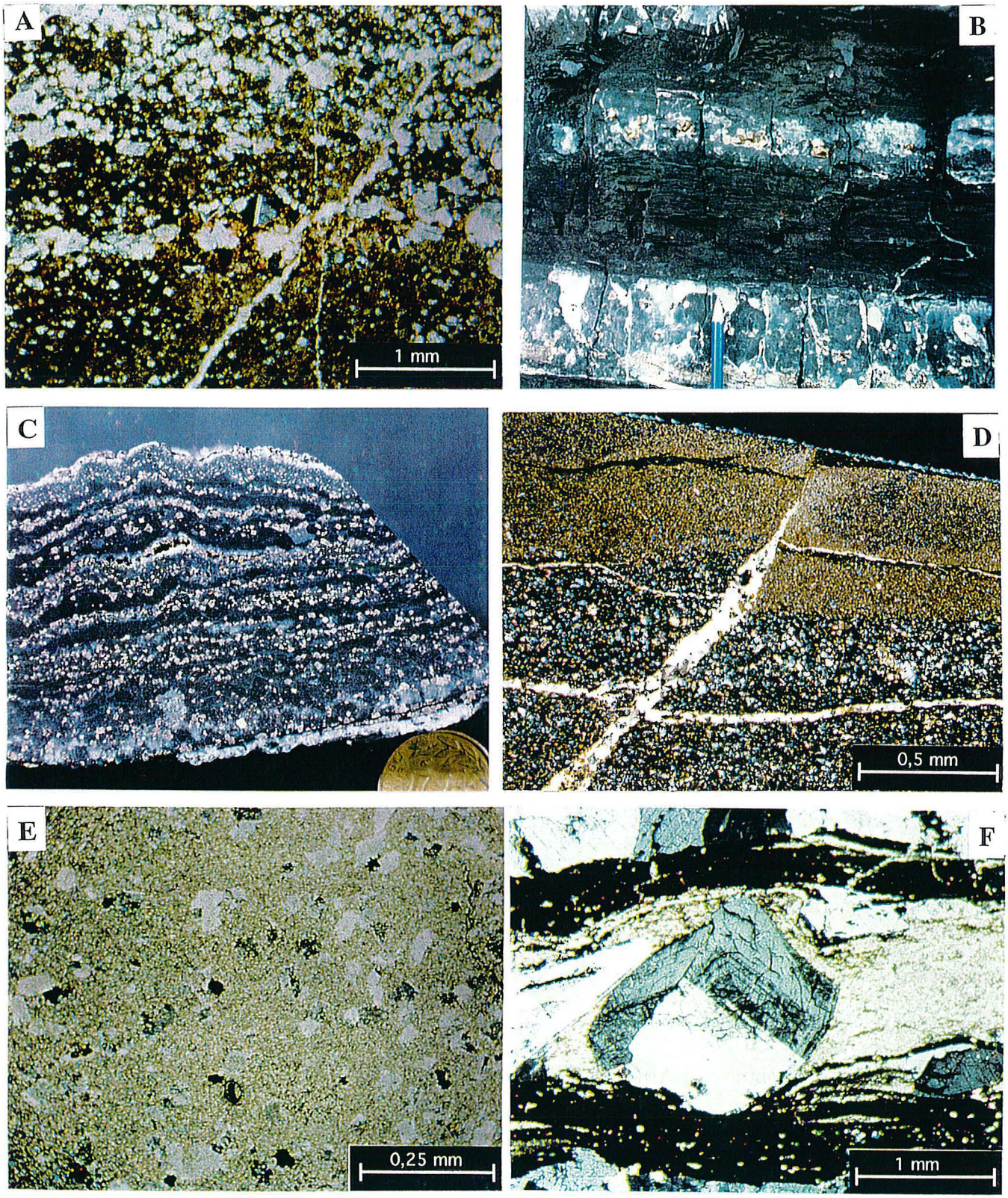


Figure III. 7: A: Lame mince (LP) d'un CD hydrothermalisé de Coscuez (ech. n°AMA). La partie supérieure de la photo montre une forte concentration de cristaux d'albite. **B:** LC présentant une pyritisation (cubes de pyrite) importante de ses bancs calcaires. Mine de Quipama, Muzo. **C:** Rubanement métasomatique dû à la pyritisation et à la carbonatisation d'un banc de lutites noires des LC. Mine de Quipama, Muzo. **D**: Albitisation par micrograins dans les LC. Le banc de calcaire en haut de la photo a subi une albitisation nettement moins prononcée que le banc de lutites noires en dessous (LP). Coscuez. **E:** Albitisation par cristallisation de porphyroblastes d'albite dans la micrite d'un banc calcaire des LC (LP). Mine de Quipama, Muzo. **F:** Porphyroblaste d'albite zonée dans un banc de lutites noires des LC (LP). La distorsion des lamines de lutites noires est sans doute une combinaison de la dissolution et de la force de cristallisation de l'albite.

III.*1.2.2. Les LC hydrothermalisées*

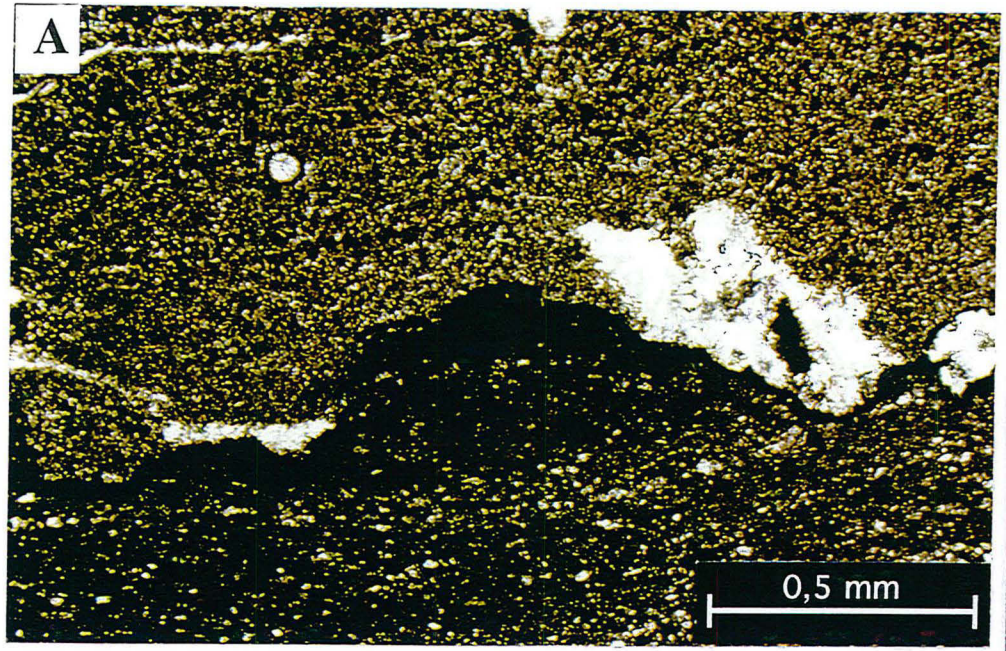
Toutes les unités de LC rencontrées sur les gisements de Coscuez et Muzo ont été transformées par l'altération hydrothermale.

La pyritisation des LC

Elle est spectaculaire dans les bancs de calcaire des LC (Fig. III. 7B) où des cubes centimétriques de pyrite cristallisent sur la matrice micritique de façon apparemment isovolumique. Dans les bancs de lutites noires le même type de pyritisation peut se produire, mais en général les cristaux de pyrite sont plus petits et se disposent suivant des lits qui forment un rubanement métasomatique (Fig. III. 7C). Ce rubanement de pyrite, associé à une carbonatisation, ne montre pas l'attitude rectiligne des laminations sédimentaires, mais forme des lits ondulés. «L'étranglement » des interbancs noirs sans pyrite correspond à une augmentation de l'épaisseur des lits pyritiques. Ces ondulations sont caractéristiques de phénomènes de dissolution lors de l'interaction fluide-roche.

L'albitisation des LC

L'albitisation des bancs de calcaires dans les LC développe deux faciès typiques: (1) des micrograins d'albite sont disséminés (Fig. III. 7D) dans la matrice micritique de façon similaire aux CD albitisés de Coscuez. Dans ce cas le banc de calcaire peut montrer un rubanement; (2) de gros porphyroblastes subautomorphes d'albite se développent sur la matrice micritique (Fig. III. 7E). Ces deux modes d'albitisation se retrouvent dans les bancs de lutites noires (Fig. III. 7D, F). Du fait de la présence de silice des argiles des bancs de lutites noires, ceux-ci montrent en général une albitisation plus développée que celle des bancs de calcaires (Fig. III. 7D). La cristallisation des porphyroblastes d'albite (Fig. III. 7F) semble déformer les lamines de lutites noires. En fait, ces porphyroblastes cristallisent préférentiellement dans des lentilles qui ont subi une forte carbonatisation par les fluides, celle-ci ayant sans doute occasionné une dissolution du matériel originel (micrite?) constituant les lentilles.



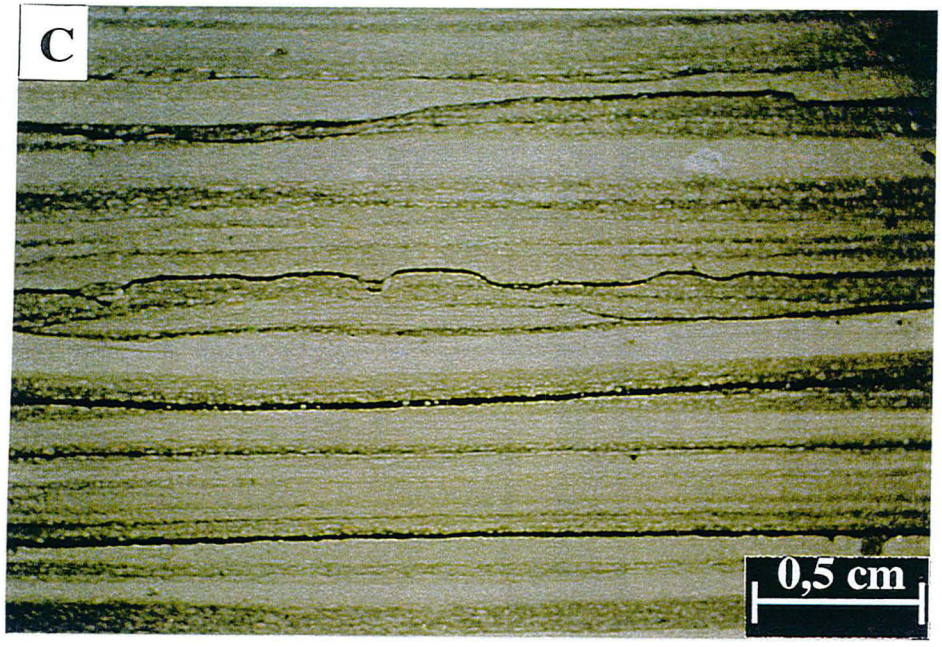


Figure III. 8: A: Limite entre un banc de calcaire (en haut) et un banc de lutites noires (en bas) soulignée par un liseré noir d'insolubles dans une LC métasomatisée. Les ondulations et les digitations du liseré résultent de la dissolution qui accompagne les recristallisations métasomatiques. LN, Coscuez. **B:** Vue du front de taille de la mine de Tequendama, Muzo. L'unité de LC (1) qui chevauche les LS (2) comporte un banc de roche blanc-beige intensément métasomatisé mais qui a sans doute un protolithe différent des LC encaissantes. **C:** Albitisation des LS (ech. n°205.1-1). Certains liserés noirs d'insolubles sont ondulés résultant de la dissolution lors de la transformation métasomatique de la roche. LN, Coscuez.

Cette dissolution-recristallisation de carbonates n'est pas isovolumique dans ce cas et le volume de la lentille à été réduit au cours de ce processus, d'où un affaissement des lamines de part et d'autre des porphyroblastes d'albite. De plus, l'albite montre une zonation très nette due à l'expulsion et à l'incorporation progressive de matière organique lors de sa croissance. Donc, la dissolution mais aussi la force de cristallisation de l'albite semblent toutes deux responsables de la distorsion des lamines de lutites noires.

Ces phénomènes de dissolution et de force de cristallisation sont également bien illustrés au niveau de l'interface entre les bancs. Sur la figure III. 8A le banc de calcaire (en haut) et celui de lutite noire (en bas) sont fortement albitisés et carbonatisés. La limite entre les deux est marquée par un liseré noir ondulé d'insolubles (principalement de la matière organique) présentant des digitations. Ces ondulations et digitations accompagnent les recristallisations métasomatiques, les insolubles étant expulsés de l'albite et des carbonates formant ainsi ce liseré noir. Ainsi, dans ces roches métasomatisées, un examen en détail s'impose pour éviter toute confusion entre lamines sédimentaires et liseré d'insolubles.

Contrairement aux CD l'albitisation des LC peut atteindre plus de 50% en volume, produisant ainsi des albitites s.s. souvent de couleur claire (blanc, beige) et rubanées (Fig. I. 10A).

La carbonatisation des LC

Elle est omniprésente et relativement facile à observer lorsque qu'elle se manifeste par la croissance de porphyroblastes de calcite, dolomite ou ankérite. Néanmoins, la carbonatisation en masse des micrites des bancs calcaires (et peut-être aussi des CD) est difficile à observer en lame mince. La différence entre une micrite originelle et une micrite carbonatisée n'est pas évidente. L'indétermination peut être levée indirectement par la présence ou non de liserés d'insolubles ondulés. Comme pour l'albitisation, les LC carbonatisées sont bien souvent blanchâtres.

La couleur blanche: lixiviation de la matière organique ou héritage sédimentaire?

Comme on vient de le voir, l'interaction fluide-roche durant la métasomatose concentre la matière organique insoluble dans des liserés noirs. Elle doit également en lixivier une fraction qui reprécipitera en partie sous forme d'anthracites hydrothermales (cf. Chapitre I, Fig. I.

10E). Dans les roches rubanées blanchâtres qui en résultent (nommées "kaolin" par les mineurs), la carbonatisation (lamines blanches) est presque toujours associée à l'albitisation (lamines grises). Des cubes de pyrite disséminés ainsi que des structures ovoïdes parallèles au rubanement à remplissage de pyrite, albite et calcite automorphes attestent de la métasomatose massive qu'a subi la roche.

Néanmoins, sur le front de taille de la mine de Tequendama, il existe un banc de roche blanche interstratifié dans les LC (Fig. III. 8B). Aucun plan de circulation préférentiel (failles, veines) ne les caractérise à la base ou au sommet du banc. La transition entre les couleurs noire et blanche est brutale. Ce banc est essentiellement composé de micrite claire. L'observation en lame mince ne permet pas de savoir si cette micrite est carbonatisée, mais des cubes de pyrite montrent que le banc a subi une percolation par les fluides hydrothermaux. Il est donc fort probable que ces bancs blanchâtres correspondent à une lithologie initiale différente de celle des LC encaissantes. Leur nature micritique les rattacherait aux CD de Coscuez, c'est à dire à des calcaires clairs dolomicritiques déposés lors d'une chute du niveau marin relatif dans le cortège transgressif des LC.

III.*1.2.3. Les LS hydrothermalisées*

Ces roches n'ont été cartographiées que ponctuellement toujours près des contacts tectoniques LC-LS.

Macroscopiquement, seules les LS pyritisées peuvent être distinguées. Dans les 10 premiers mètres de la base de l'unité de LS, la pyritisation hydrothermale (qui contraste avec la pyrite diagénétique répandue dans toute la pile de LS) est importante, notamment dans les bancs gréseux sans doute plus perméables.

La carbonatisation des LS est peu fréquente et n'affecte principalement que les bancs gréseux dans les gisements.

L'albitisation des LS observée en lame mince (Fig. III. 8C) et en géochimie (annexe, ech. n°205.1-1, Coscuez) est rencontrée systématiquement près des contacts tectoniques LS-LC le long desquels les fluides ont circulé. L'albitisation des LS s'accompagne également de dissolution, mise en évidence par les liserés noirs ondulés de matière organique. L'échantillon de la figure III. 8D qui apparaît noir intense à l'œil nu, est en fait une albitite s.s.

Bien que des porphyroblastes de muscovites cristallisent dans les LC et les CD, les LS sont les plus touchées par la muscovitisation de leur matrice.

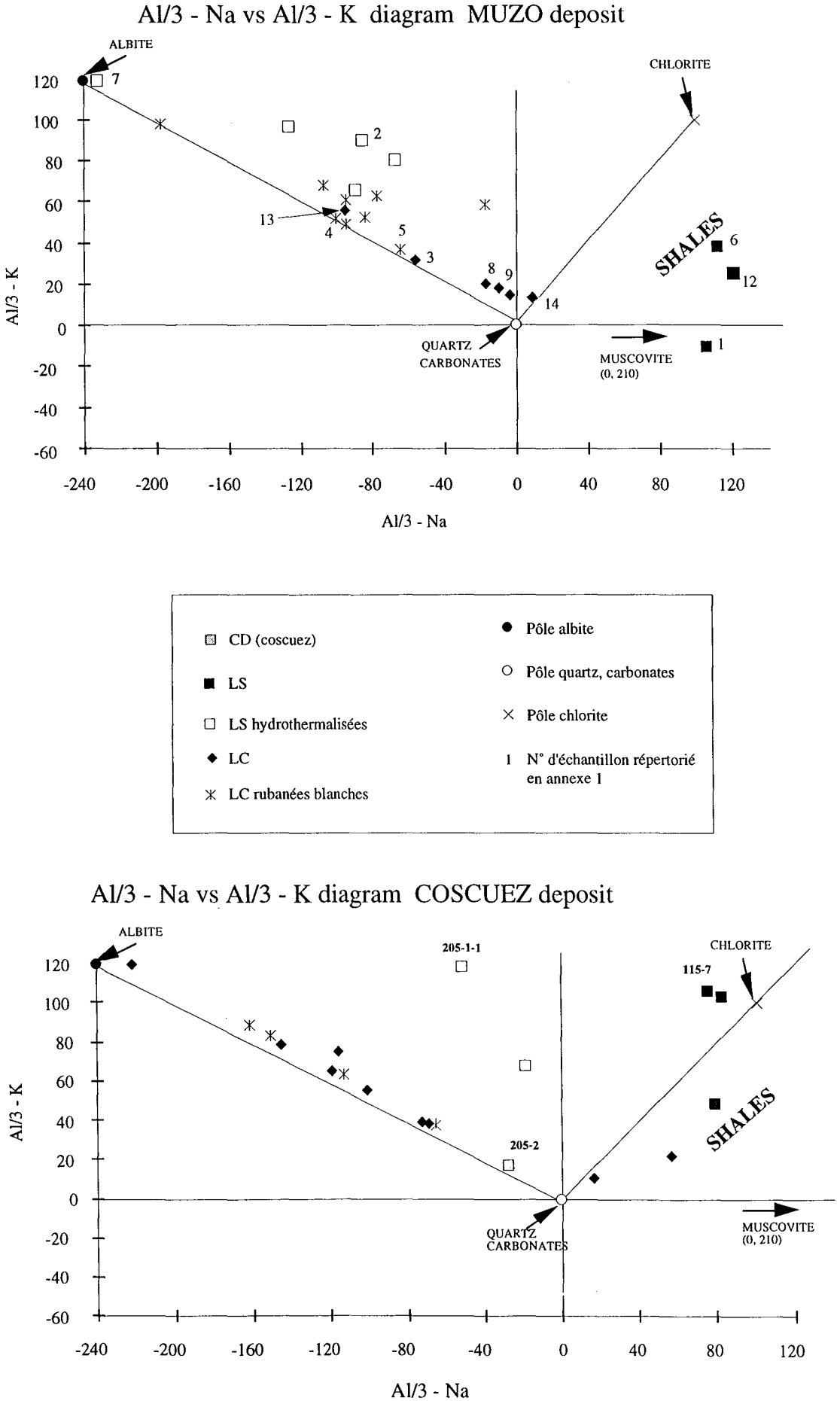


Figure III. 9: Diagramme chimico-minéralogique Al/3 - Na vs Al/3 - K des roches sédimentaires encaissant les gisements d'émeraude de Muzo et de Coscuez. La métasomatose alcaline s'exprime par la dérive du champ des shales à droite vers le pôle albite.

Bien que ce ne soit pas systématique, les cristaux de muscovite peuvent s'aligner suivant une orientation préférentielle dans le plan So. La muscovite dépasse rarement 5% volume de LS.

III.*1.2.4. Expression de l'altération hydrothermale dans un diagramme chimico-minéralogique*

Les analyses chimiques des CD, LC et LS des gisements de Muzo et Coscuez sont reproduites en annexe. Les rapports Al/3-Na et Al/3-K (De la Roche, 1974) ont été calculés et reportés dans un diagramme (Fig. III. 9). On observe que l'altération hydrothermale est parfaitement visualisée dans ce système de coordonnées. L'albitisation se traduit par une dérive du champ de répartition des shales vers le pole albite. Les échantillons de LC ont été prélevés précisément dans les bancs de lutites noires intercalés entre les bancs de calcaires. Cependant, au regard des microlentilles de micrite que contiennent ces lutites noires, il n'est pas possible de discriminer la carbonatisation des échantillons de Muzo.

L'analyse de l'échantillon n°205 1-1 de LS hydrothermalisée (Coscuez) se localise sur une droite reliant le pôle chlorite au pôle albite. A Coscuez, certaines LS ont un chimisme voisin du pôle chlorite (l'échantillon n°115-7 par exemple), cette droite traduit donc l'albitisation de ces shales alumineux. Plus loin, nous verrons que ces faciès de LS alumineuses contrôlent aussi la croissance de chloritoïde porphyroblastique.

L'échantillon de CD n°205-2 se situe logiquement à proximité du pôle des carbonates ; il montre cependant une dérive vers le pôle albite en accord avec les micrograins d'albite observés en lame mince. De façon générale, les LC rubanées blanches s'alignent le long de la droite albite-quartz/carbonates montrant ainsi l'association de l'albitisation et de la carbonatisation affectant ces roches.

III.1.3. Analyse structurale des gisements de Muzo et de Coscuez

L'étude structurale des gisements de Muzo et de Coscuez a fait l'objet d'une publication (C.r. Acad. Sci. Paris, t. 323, série II a, p.705-712, 1996) présentée ci-après.

III.*1.3.1. Article : Mise en évidence d'une tectonique compressive Eocène-Oligocéne dans l'Ouest de la Cordillère orientale de Colombie, d'après la structure en duplex des gisements d'émeraude de Muzo et de Coscuez*

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 323, série II *a*,
p. 705 à 712,
1996

Mise en évidence d'une tectonique compressive Éocène-Oligocène dans l'Ouest de la Cordillère orientale de Colombie, d'après la structure en duplex des gisements d'émeraude de Muzo et de Coscuez

Bernard Laumonier, Yannick Branquet, Benoît Lopès, Alain Cheilletz, Gaston Giuliani et Felix Rueda

B. L. : École des Mines de Nancy, 54042 Nancy CEDEX, France ;

Y. B. et B. L. : CRPG, BP n° 20, 54041 Vandœuvre-les-Nancy CEDEX, France ;

A. C. : CRPG-CNRS UPR 9046, BP n° 20 54041 Vandœuvre-les-Nancy CEDEX, France ;

G. G. : ORSTOM, Dpt TOA, UR 13 et CRPG-CNRS, BP n° 20, 54041 Vandœuvre-les-Nancy CEDEX, France ;

F. R. : MINERALCO SA, AA 17521, Bogotá, Colombie.

Résumé Les structures des gisements d'émeraude de l'Ouest de la Cordillère Orientale de Colombie (chevauchements, plis de rampe, duplex, failles de déchirement) résultent de trois épisodes de déformation formant une phase de tectonique compressive, synchrone de l'hydrothermalisme à l'origine de la minéralisation et, comme lui, datant de la limite Éocène-Oligocène.

Mots-clés : Émeraude, Colombie, Duplex, Tectonique en chevauchement, Éocène-Oligocène.

Abstract **Evidence for an Eocene-Oligocene compressive tectonics in the western part of Eastern Cordillera of Colombia, from the duplex structure of the Muzo and Coscuez emerald deposits**

The structures of the emerald deposits of the western part of Eastern Cordillera of Colombia (thrusts, ramps, duplexes, tear faults) have been formed by three deformational events forming a single thrust-tectonics phase, synchronous with the emerald-forming hydrothermalism. As this hydrothermalism is Late Eocene-Early Oligocene in age, it is also the age of the thrust tectonics.

Keywords : Emerald deposit, Colombia, Duplex, Thrust tectonics, Eocene-Oligocene.

Abridged English Version

Reported here are the results of structural studies (Branquet, 1995; Lopès, 1995) of two major emerald deposits, as yet not described, except for the Muzo one 80 years ago (Pogue and Evantson, 1916). Investigations have been motivated by the recognition of the sedimentary-hydrothermal origin and the syntectonic nature of the mineralization in the east of the cordillera (Giuliani *et al.*, 1992; Cheilletz and Giuliani, 1996). From this study, to be extended to the whole cordillera, emerges an entirely new tectonic model.

Between subduction-related Western and Central Cordilleras and the Llanos foreland (fig. 1), Eastern Cordillera is considered to have originated in the inversion since the Upper Miocene (except for Middle Eocene folds, Cooper *et al.*, 1995) of a Triassic-Paleogene basin, with development of thrusts, ramp folds and reverse faults trending parallel to the chain and linked to a deep detachment. The cordillera has been thrusted eastwards over the Llanos foreland but also westwards over the Middle Magdalena basin (Roeder *et al.*, 1995, and references herein). In the west of the cordillera, emerald deposits are hosted within the Early Cretaceous series, which cores kilometric scale anticlines. Formations found in the deposits are, from bottom to top:

Note

présentée par Jean Dercourt.

remise le 4 mars 1996, *acceptée après révision le* 28 mai 1996.

1250-8050/96/03230705 • $ 2.00 © Académie des Sciences

(i) dolomitic limestones (at Coscuez only); (ii) carbonated black shales (LC), hosting the emerald mineralization; (iii) siliceous black shales (LS); (iv) argilites (LA).

In the Muzo deposit (**fig. 2**), thrusts are proved by LC over LS superposition at Quipama and by truncated strata. Carbonate-cemented tectonic breccias (TB), either white (WTB) or red (RTB, at Tequendama), outline the thrust planes, which are associated with intense hydraulic fracturing. At Quipama, thrust geometry indicates four distinguishable tectonic units: (i) U1, made of LS folded by N130°E, horizontal folds, and cut by a N15°E vertical cleavage; (ii) U2, made of LS folded by N30°E horizontal folds; (iii) U3, made of LC folded by N30°E folds; (iv) U4, made of LS crossfolded by NW-SE and NE-SW folds (Zincho) or elsewhere only folded by N100°E folds. The Galinazo thrust separates a relative autochthon (U1) from an allochthon (U2-U3-U4). The N50°E trending Malvinas ramp-fold affects the allochthon, including the Quipama thrust between U3 and U4 units. According to this geometry and using folds as kinematic indicators, we recognize two deformational events: (i) D1, with N130°E folding (P1) and NNE-ward thrusting (C1a between U2 and U3 and C1b –the Quipama thrust– between U3 and U4); U2 was at this time a relative autochthon for an allochthon 1 (U3-U4); (ii) D2, with ESE-ward folding (P2) and thrusting (C2: Galinazo thrust) of the allochthon 2 (U2-U3-U4) upon its relative autochthon. At Tequendama, allochthon 2 (U3-U4) and P2 are only visible, but a D3 event has deeply reworked the D1-D2 structures, with development of RTB, an hectometric scale NW-ward vergent fold (Tequendama anticline) and a reverse fault (C3). Relatively to D2, D3 was a backthrusting and backfolding event linked to the Itoco fault which was a senestral tear fault. D3 did not occur at Quipama.

The Coscuez (**fig. 3**) area is simpler than the Muzo one. The N35°E trending Coscuez fault separates a western domain with thrusts (or reverse faults) and ESE-ward vergent N25°E folds, from an eastern one (including the mine), made of: (i) a lower unit UI with dolomitic limestones and LC; (ii) an upper unit US made of LS. The eastern domain shows E-W, northward vergent folds and thrusts with WTB (in UI), younger N-S folds and N30°E cleavage (in US). The Coscuez thrust between UI and US is outlined by a WTB and cuts the E-W folds. The N125°E trending El Reten anticline gives the eastern domain its overall structure. Two deformational events are recognizable: (i) a NNE-ward vergent D1, especially in the eastern domain, with first E-W folds (P1), then Coscuez thrust (C1), and lastly El Reten anticline; (ii) a ESE-ward vergent D2 presenting N25°E folds (P2). The Coscuez fault, outlined by a WTB, acted firstly as a tear senestral fault during D1 and then as a reverse fault during D2, when the western domain moved moderately onto the eastern one. The N125°E fault is a reverse fault rather than a late normal fault.

A single model involving D1 and D2 explains most of the Coscuez and Quipama structures. At Coscuez, D1 was the most important event (Coscuez thrust and El Reten anticline, possibly a ramp fold linked to a deeper hidden thrust) (**fig. 4 A**). At Muzo, D2 prevailed (Galinazo thrust, Malvinas fold), but D1 was a major event too. The model (**fig. 4 B**) supposes two syn-D1, senestral faults (F1, F1'), either tear faults or lateral ramps, which separated three domains: (i) a central domain (the future allochthon 2) like the Coscuez eastern domain, with a C1b thrust like the Coscuez one and a frontal ramp resulting, during D2, in the wedge-shaped U3 unit towards the SW (Zincho); F1 will act as a frontal ramp during D2; (ii) an eastern domain (the future relative autochthon U1), with a deep thrust (C1b-like) between the LS and drilled LC below, and possibly a deeper thrust like C1a; (iii) a western domain (the future allochthon 2 west of the deposit), like the Coscuez western domain; F1' was similar to the Coscuez fault and caused the disappearance of the deposit west of Masato. The deposits are two- or (at Tequendama) three-phase duplexes which have induced structural highs, hence the limited extent of the LC and emerald mineralization, except northwards at Tequendama; hidden structures probably exist that seem worth prospecting. The three deformational events were associated with a hydrothermalism (responsible for emerald precipitation) which generated under-compacted levels and facilitated high rate deformation (thrusts) besides the low rate one which produced folds and cleavages. The radiometric age of the hydrothermalism is 38-32 Ma (Upper Eocene-Lower Oligocene), and so the age of the tectonic phase is

older than the supposed age of the chain formation. Motion is parallel to the trend of the cordillera during D1, orthogonal afterwards, a change as yet unexplained, as is the age itself. This should be accounted for in any reappraisal of Eastern Cordillera genesis.

Les seules études tectoniques des gisements d'émeraude de l'Ouest de la Cordillère Orientale de Colombie (Pogue et Evantson, 1916) concernent les mines de Muzo ; Ces auteurs y signalaient déjà la présence de chevauchements. L'origine sédimentaire-hydrothermale et non magmatique (Giuliani *et al.*, 1992) des émeraudes de Colombie et le caractère syntectonique de la minéralisation des gisements de Chivor-Macanal (Est de la cordillère ; Cheilletz et Giuliani, 1996), ont motivé une étude tectonique détaillée des gisements de Muzo et de Coscuez (Branquet, 1995 ; Lopès, 1995), dont les résultats majeurs sont présentés ici. Il en résulte un modèle tectonique original, entièrement nouveau, pour les deux plus importants gisements de Colombie. Ces résultats sont les premiers d'une étude concernant l'ensemble des gisements et de leurs relations avec la structuration de la Cordillère Orientale.

LE CADRE GÉOLOGIQUE

Située entre les Cordillères Occidentale et Centrale, directement liées à la subduction pacifique, et le bassin des Llanos (**fig. 1 A**), la Cordillère Orientale résulte de l'inversion d'un bassin d'âge triasique-paléogène, très subsident au Crétacé. Cette inversion est réputée se faire à partir du Miocène supérieur, des plis d'âge Éocène moyen étant toutefois décrits près de la vallée de la Magdalena (Cooper *et al.*, 1995). L'inversion (*voir* Roeder *et al.*, 1995, pour les références) se marque par de nombreuses structures compressives (chevauchements et anticlinaux de rampe, failles inverses) liées à un détachement profond, réglées sur l'orientation N30°E de la chaîne, et à double vergence, vers l'Est sur les Llanos et vers l'Ouest sur le bassin de la moyenne Magdalena (**fig. 1 B**). Les gisements d'émeraude de l'Ouest de la Cordillère Orientale occupent le cœur, formé de Crétacé inférieur, de structures anticlinales kilométriques constituant le vaste anticlinorium de Villeta. Les terrains rencontrés dans les gisements sont, de bas en haut (**fig. 1 C**) : (i) des calcaires magnésiens (à Coscuez) ; (ii) des lutites (pélites) carbonées et carbonatées, noires (LC) ; (iii) des lutites carbonées siliceuses (LS) ; (iv) des lutites argileuses (LA). La minéralisation à émeraude est étroitement liée aux LC. L'âge exact, Aptien-Albien ou Néocomien, de ces niveaux est encore imparfaitement connu.

LE GISEMENT DE MUZO (fig. 2)

Le gisement de Muzo est exploité dans les deux mines de Quipama et de Tequendama, de part et d'autre du rio Itoco. L'existence de contacts anormaux est prouvée par des superpositions anormales (LC sur LS à Quipama) et des troncatures basales et sommitales. Ils sont soulignés par des cataclasites à ciment hydrothermal carbonaté, albitique et pyriteux (ci-après appelées simplement brèches), généralement blanches, parfois rouges car ankéritiques (Tequendama). Une fracturation hydraulique intense accompagne les contacts, préférentiellement au toit des brèches.

A Quipama, la géométrie des contacts définit quatre unités tectoniques, de bas en haut : (i) U1, formée de LS redressées, affectées de plis, déca- à hectométriques d'axes N°130E horizontaux recoupés par une schistosité N15°E subverticale ; des LC sont connues (puits Palo Blanco) sous cette unité ; (ii) U2, constituée de LS structurées par des plis à schistosité d'axe N30°E ; (iii) U3, formée de LC affectées de plis N30°E ; (iv) U4, formée de LS, puis de LA ; au Sud, U4 est seulement affectée par des plis N100°E, alors qu'au SW (Zincho), la déformation est plus complexe et résulte de

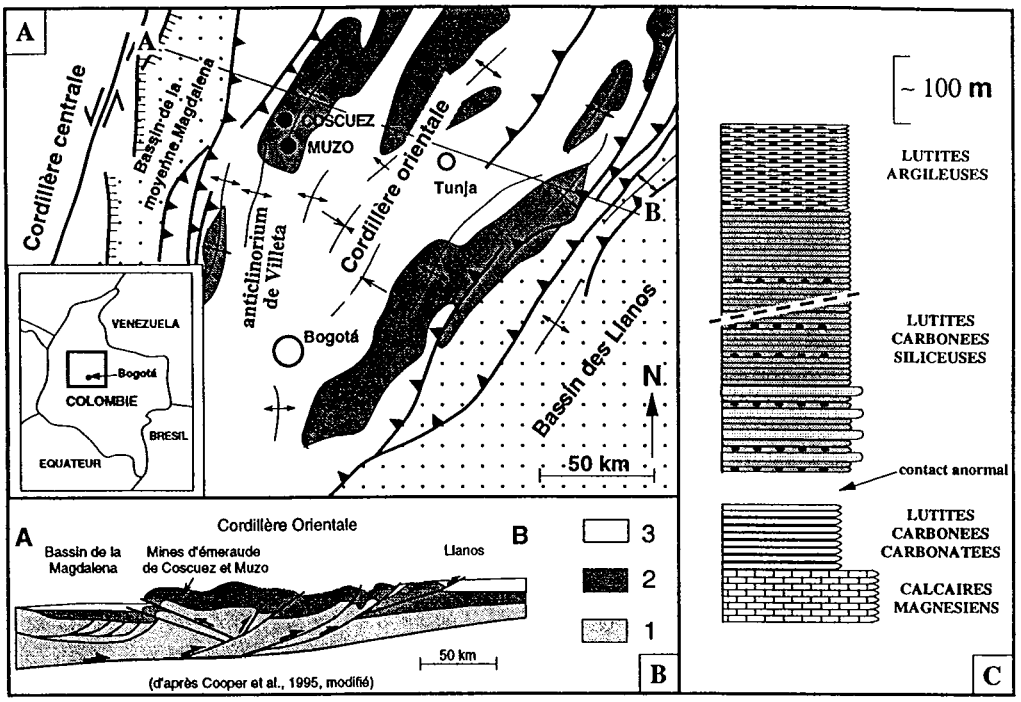


Fig. 1 **A**. Localisation des gisements d'émeraude de Muzo et de Coscuez dans l'anticlinorium de Villeta qui fait affleurer le Crétacé inférieur (en gris) sous les terrains plus récents (en blanc) de la Cordillère Orientale (Schamel, 1991, modifié). **B**. Coupe schématique de la Cordillère Orientale, avec indication des structures compressives mio-plio-quaternaires (simplifié d'après Cooper *et al.*, 1995, fig. 3). **1.** : lithosphère continentale ; **2 :** mégaséquences pre-Andines (Trias-Miocène Moyen) ; **3 :** mégaséquence Andine (Miocène Moyen-Actuel). **C**. Colonne stratigraphique schématique des gisements.

A. Location of the Muzo and Coscuez emerald deposits in the Villeta anticlinorium in which the Early Cretaceous (gray) crops out under the younger strata (white) of the Eastern Cordillera (Schamel, 1991, modified). **B**. Schematic cross-section of the Eastern Cordillera, showing Mio-Plio-Quaternary compressional structures (simplified from Cooper *et al.*, 1995, fig. 3). **1 :** continental listhosphere ; **2 :** pre-Andean megasequences (Trias-Middle Miocene) ; **3 :** Andean megasequence. (Middle Miocene-Actual) **C**. Schematic stratigraphic section of the deposits.

Fig. 2 Carte structurale et coupes du gisement de Muzo. A : alluvions, déblais. LS : lutites siliceuses. LC : lutites carbonatées. U1 à U4 : unités tectoniques. C : chevauchement ; F : faille ; P : pli ; D1 à D3 : épisodes de déformation ; So : plans de stratification. A-B : coupe de la mine de Quipama. C-D : coupe de la mine de Tequendama.

Structural map and cross-sections of the Muzo deposit. A: alluvium, spoil earth. LS: siliceous black shales. LC: carbonated black shales. U1 to U4: tectonic units. C: thrust; F: fault. P: fold; D1 to D3: deformational events; So: bedding. A-B: Quipama mine section. C-D: Tequendama mine section.

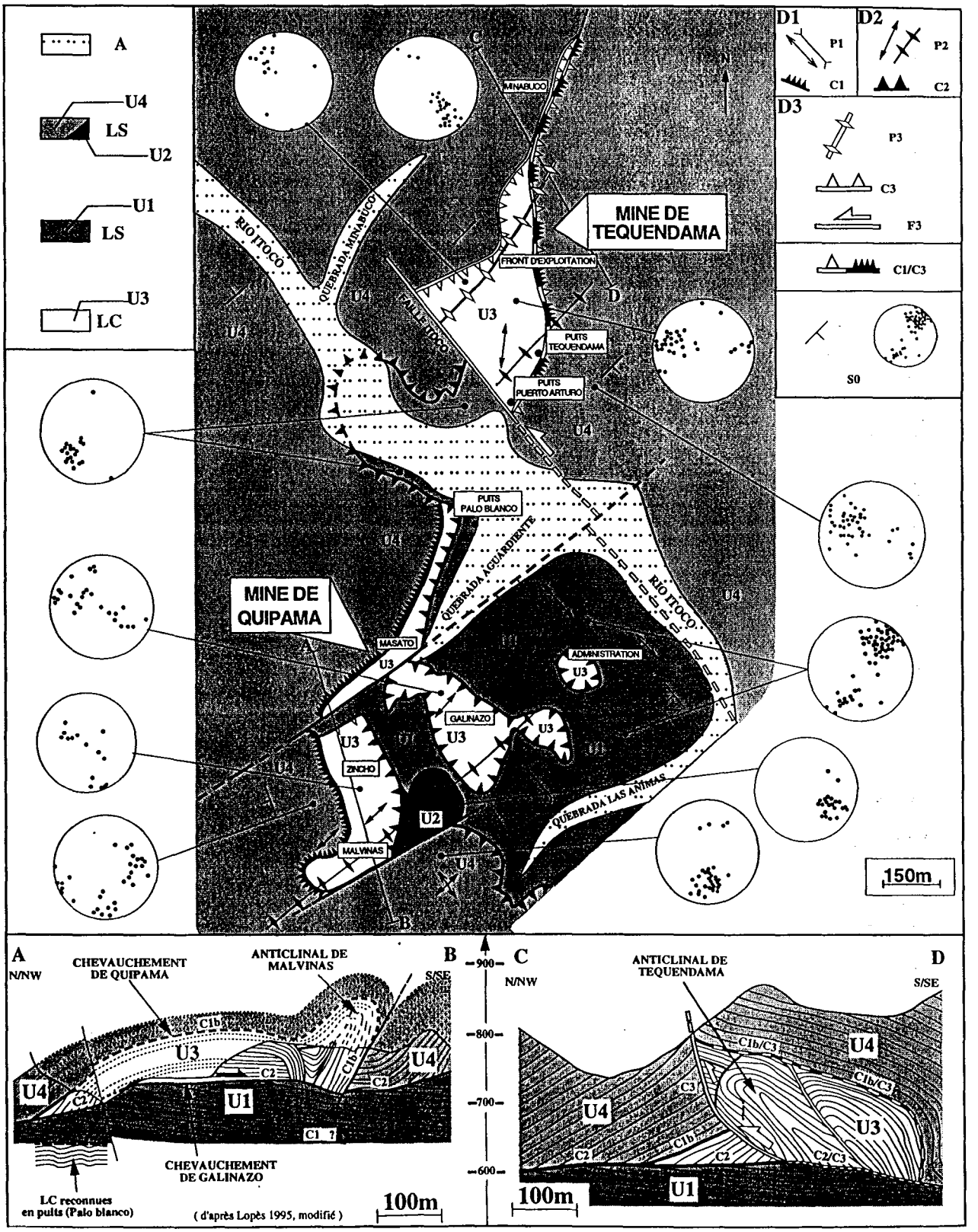
la superposition d'un plissement NW-SE et d'un plissement NE-SW.

U1 constitue un autochtone relatif, séparé d'un allochtone U2-U3-U4 par un contact subhorizontal, avec troncature sommitale (les plis N130°E sont tranchés) et basale (chevauchement du Galinazo). L'allochtone est déformé par le double pli de Malvinas, hectométrique, d'axe N50°E et qui a les caractères d'un pli de rampe. Les unités U2-U3-U4 sont séparées par deux chevauchements (chevauchement de Quipama entre U3 et U4), plus anciens, car affectés par le pli de Malvinas et tranchés par le chevauchement basal. En considérant en outre les plis comme des indicateurs cinématiques, il est possible de distinguer deux épisodes de déformation : (i) D1, responsable des plis P1 N130°E des unités U1 et U4 et de chevauchements précoces C1 (C1a entre les unités U2 et U3, C1b entre les unités U3 et U4) ; à ce stade, U2 est l'autochtone relatif de U3-U4 ; la vergence de D1 serait vers le NNE ; (ii) D2, avec la mise en place vers le SE-ESE de l'allochtone 2 (U2-U3-U4) grâce au chevauchement C2 (chevauchement du Galinazo) et plissement (P2) de cet allochtone, notamment par le pli de rampe de Malvinas.

A Tequendama, seul est visible l'allochtone 2 (unités U3 et U4 et chevauchement C1b). D2 est marquée par un pli prolongeant celui de de Malvinas. Un épisode de déformation D3, lié au développement des brèches rouges, restructure le dispositif issu de D1-D2 par un grand pli d'axe N40°E déversé vers le NW, très serré dans les LC de l'unité U3 (anticlinal de Tequendama), et par une faille inverse (C3) de même vergence ; les chevauchements antérieurs rejouent, en particulier celui de Quipama (C1b), dans lequel les brèches rouges remanient les blanches. Les manifestations de D3 sont inconnues à Quipama. La faille de l'Itoco, orientée N140°E, est soulignée par des brèches rouges ; c'est une faille de déchirement senestre syn-D3.

LE GISEMENT DE COSCUEZ (fig. 3)

Le secteur de Coscuez a une structure plus simple que celui de Muzo. La faille de Coscuez, orientée N35°E, sépare un bloc occidental structuré par des plis d'axes N25°E subhorizontaux et faiblement déversés vers l'ESE, et par de petits chevauchements de même vergence, d'un bloc oriental plus complexe, ren-


A
U4
LS
U2
U1
LS
U3
LC
D1
P1
C1
D2
P2
C2
D3
P3
C3
F3
C1/C3
S0
MINE DE TEQUENDAMA
MINE DE QUIPAMA
MINABUCO
QUEBRADA MINABUCO
RIO TOCO
FAILLE TOCO
FRONT D'EXPLOITATION
PUITS TEQUENDAMA
PUITS PUERTO ARTURO
PUITS PALO BLANCO
QUEBRADA AGUARDIENTE
MASATO
ADMINISTRATION
GALINAZO
ZINCHO
MALVINAS
QUEBRADA LAS ANIMAS
150m
A
N/NW
CHEVAUCHEMENT DE QUIPAMA
ANTICLINAL DE MALVINAS
B
S/SE
CHEVAUCHEMENT DE GALINAZO
LC reconnues en puits (Palo blanco)
(d'après Lopès 1995, modifié)
100m
C
N/NW
ANTICLINAL DE TEQUENDAMA
D
S/SE
100m
-900-
-800-
-700-
-600-

fermant la minéralisation, et dans lequel il faut distinguer : (i) une unité inférieure UI, faite de calcaires magnésiens et de LC ; (ii) une unité supérieure US, faite de LS.

Dans tout le bloc oriental (surtout dans les LC), existent des plis métriques à décamétriques, d'axe E-W et à vergence vers le Nord, souvent recoupés par des brèches. Dans l'unité US existent aussi des plis plus petits, d'axe N-S, et une schistosité verticale N30°E, l'ensemble étant plus récent que les plis E-W. UI et US sont séparées par le chevauchement de Coscuez, marqué par des brèches blanches (il n'y a pas de brèches rouges à Coscuez), et qui recoupe les plis E-W des deux unités. La structure d'ensemble semble due au grand anticlinal d'El Reten, d'axe N125°E et légèrement déversé au Nord, qui plisse et redresse fortement les deux unités ainsi que le chevauchement de Coscuez. Il est possible d'individualiser deux épisodes de déformation : (i) D1, très marqué dans le bloc oriental, à vergence vers le NE et à l'origine, successivement, des plis E-W (P1), du chevauchement de Coscuez (C1) et de l'anticlinal d'El Reten ; (ii) D2, bien marqué dans le bloc occidental, avec les plis N0-30°E (P2), la schistosité N30°E et des chevauchements à vergence vers l'Est (C2).

La faille de Coscuez, soulignée dans le gisement par des brèches, a joué, d'abord pendant D1 en faille de déchirement senestre, puis pendant D2 en faille inverse, faisant monter le bloc occidental vers l'Est sur le bloc oriental. La faille N125°E qui ferme le gisement au Nord

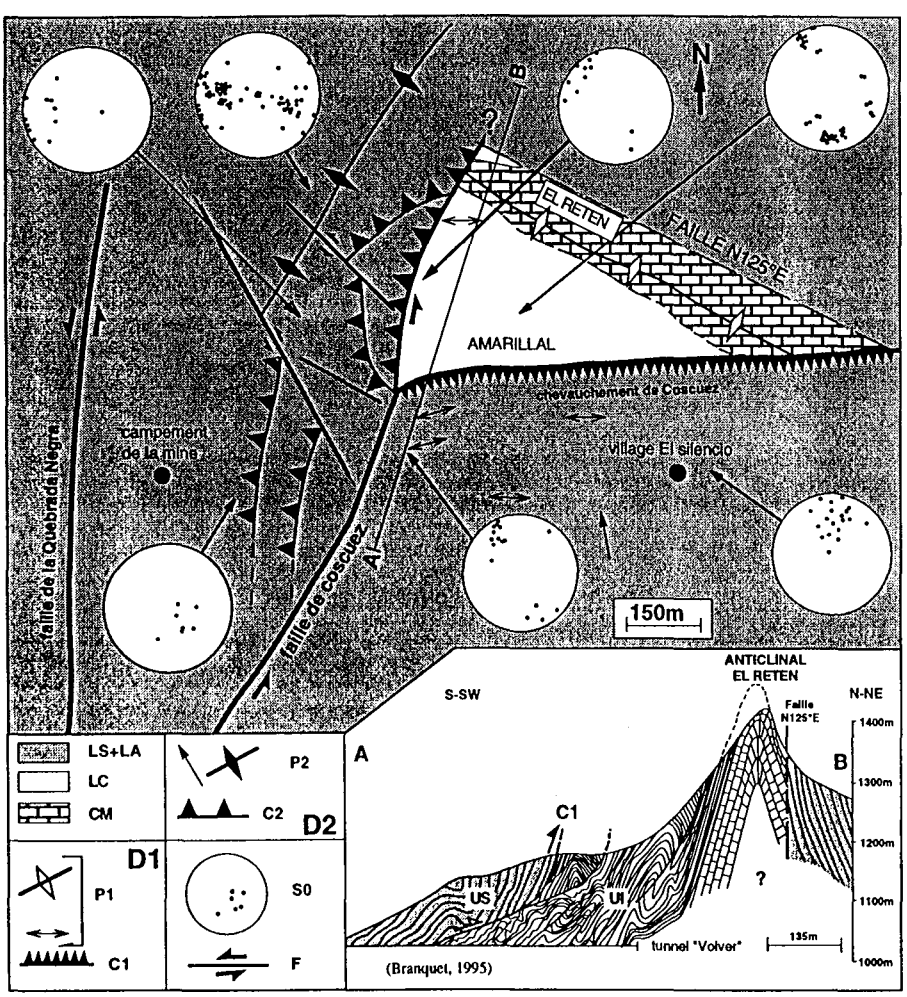


Fig. 3 Carte structurale et coupe du gisement de Coscuez. LS+LA : lutites siliceuses et argileuses. LC : lutites carbonatées. CM : calcaires dolomitiques. UI, US: unités tectoniques. C : chevauchement ; P : pli ; F : faille ; D1, D2 : épisodes de déformation ; So : plans de stratification. A-B : coupe de la mine de Coscuez.

Structural map and cross-section of the Coscuez deposit. LS+LA: siliceous black shales and mudstones. LC: carbonated black shales. CM: dolomitic limestone. UI, US: tectonic units. C: thrust; P: fold; F: fault; D1, D2: deformational events; So: bedding. A-B: Coscuez mine section.

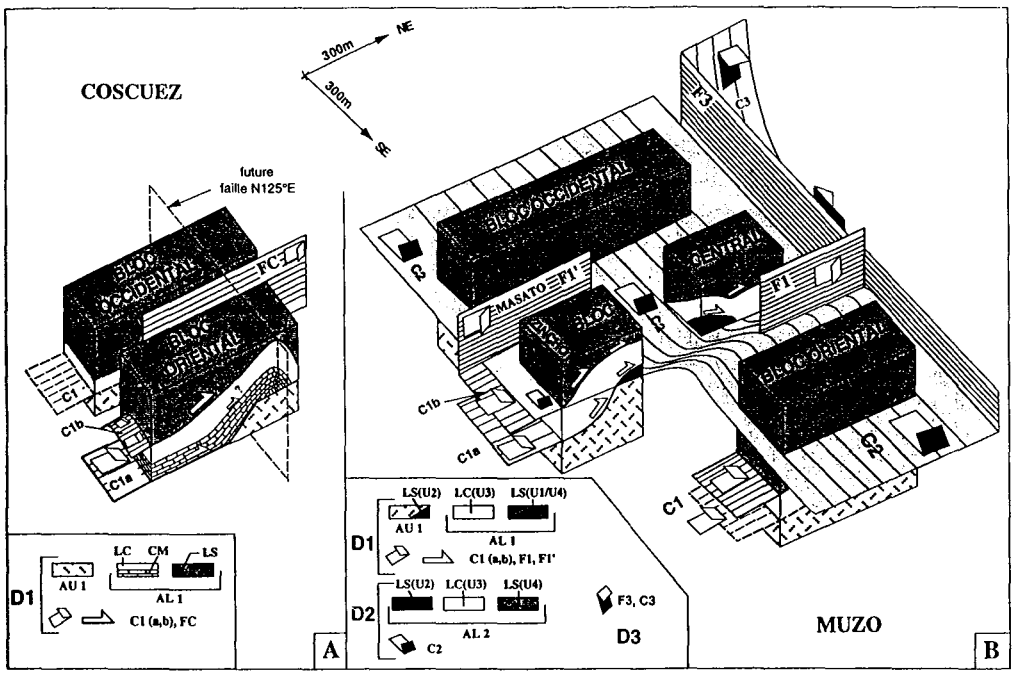


Fig. 4 Blocs-diagrammes schématiques illustrant la structure des gisements de Coscuez (A) et de Muzo (B) à l'issue du premier épisode de déformation (D1). A Coscuez, l'anticlinal d'El Reten est interprété comme un anticlinal de rampe sur un chevauchement caché (C1a) ; cet anticlinal plisse le chevauchement de Coscuez (C1b), légèrement plus ancien ; la faille de Coscuez (FC) correspond à une faille de déchirement, et dans le bloc occidental, il peut n'exister qu'un seul chevauchement (C1). A Muzo, le bloc central correspond au secteur de la mine (Quipama) qui sera transporté sur le bloc oriental pendant D2 ; ce bloc est limité au NW par la faille du Masato (F1'), équivalente à la faille de Coscuez, et au SE par une faille (F1), plus hypothétique, qui rejouera en rampe frontale pendant D2. L'autochtone relatif 1 (AU1) est inconnu, sauf sous la forme d'une petite écaille à Muzo (U2) ; il est probablement constitué de LS surmontant des LC. Légende : voir figures 2 et 3 ; AU : autochtone relatif ; AL : allochtone.

Schematic block diagrams showing the structure of the Coscuez (A) and Muzo (B) deposits after the first deformational event D1. At Coscuez, the El Reten anticline is supposed to be a ramp anticline above a hidden thrust (C1a); the anticline folded the slightly older Coscuez thrust (C1b); the Coscuez fault (FC) was a tear fault and in the western domain there possibly exists only one thrust (C1). At Muzo, the central domain was to constitute, after thrusting during D2 over the eastern domain, the Quipama mine; the central domain is limited northwestwards by the Masato fault, which is equivalent to the Coscuez fault, and southeastwards by a more hypothetical fault, which was to act as a frontal ramp during D2-thrusting. Relative autochthon 1 (AU1) is unknown except for the small U2 unit at Quipama; it is probably formed of LS overlying LC. Legend: see figures 2 and 3; AU: relative autochthon; AL: allochthon.

n'est pas encore complètement étudiée : il s'agit vraisemblablement d'une faille inverse précoce, non d'une faille tardive.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

A Coscuez (**fig. 4 A**), D1 est l'épisode principal, avec d'abord des plis, puis le chevauchement de Coscuez qui les recoupe, et enfin de l'anticlinal d'El Reten qui est vraisemblablement un pli de rampe (ou un pli de propagation de faille), signant l'existence d'un chevauchement basal caché, plus jeune que celui de Coscuez (il recoupe les plis initiaux, d'où son allure sécante vers l'arrière) ; les effets de D2 ne sont notables qu'à l'Ouest de la faille de Coscuez. A Muzo (**fig. 4 B**), D2 est un épisode majeur (chevauchement du Galinazo, pli de Malvinas), mais D1 est au moins aussi important. L'interprétation complète de Quipama peut se faire en admettant l'existence, pendant D1, de trois compartiments séparés par deux accidents sénestres (F1 et F1'), de type faille de déchirement et rampe latérale : (i) un bloc central (futur allochtone 2 dans le gisement) ; le biseautage vers le SW (Zincho) des LC de U3 peut s'interpréter comme une rampe frontale de C1 ; F1 rejouera en rampe frontale pendant D2 ; (ii) un bloc oriental (futur autochtone relatif U1) ; les LC reconnues en puits sous les LS en seraient séparées par un chevauchement caché, équivalent à C1b ; rien ne permet ni n'interdit de supposer qu'il existe un chevauchement C1a encore plus profond ; (iii) un bloc occidental (futur allochtone 2 au NW du gisement).

La combinaison des deux gisements permet de proposer un modèle géométrique et cinématique unique, en ce qui concerne les épisodes de déformation D1 et D2 : (i) le bloc central de Muzo est comparable au bloc oriental de Coscuez, bien qu'il soit moins affecté par les plis P1, et les contacts C1b et C1a sont analogues aux chevauchements de Coscuez visible et caché ; (ii) le bloc occidental de Muzo est analogue au bloc occidental de Coscuez (absence de LC, tout du moins au niveau d'érosion actuel, ce qui n'exclut pas l'existence de structures profondes) ; F1' est l'équivalent de la faille de Coscuez et peut expliquer la disparition brutale des LC, et donc du gisement, à l'Ouest du Masato.

Chaque gisement est un duplex (McClay, 1992) coïncidant avec le cœur d'une structure

anticlinale, mais ces duplex résultent du jeu de deux (D1-D2) ou trois (à Tequendama) épisodes de déformation à cinématiques différentes, d'où leur complexité. Cette complexité et la multiplicité des contacts anormaux, notamment à l'intérieur des LC, rendent impossible la détermination de taux de raccourcissement et l'équilibrage des coupes, du moins à l'échelle des gisements. Les failles de déchirement et les rampes de directions NNE-SSW et NW-SE expliquent l'extension limitée des LC encaissant la minéralisation à émeraude. Le modèle proposé implique l'existence, à l'aplomb des gisements actuels, de structures cachées ; ces structures mériteraient d'être prospectées, les gisements étant quasi épuisés en surface, sauf vers le NNE à Tequendama, direction dans laquelle les LC pourraient se poursuivre, sous les LC de U4.

Les trois épisodes de déformation sont intimement synchrones d'un hydrothermalisme intense (« brèches tectoniques hydrothermales », fracturation hydraulique, métasomatose, minéralisation à émeraude), qui débute avant le plissement (veines d'extension stratiformes à calcite fibreuse anté-D1) et se poursuit après (« stockwerks » à émeraude non déformés) (Cheilletz et Giuliani, 1996). Des déformations lentes (plis, schistosités) alternent avec des déformations rapides (chevauchements) ; l'hydrothermalisme est lié à ces dernières, la surpression fluide rendant le milieu sous-compacté au niveau des surfaces de chevauchement (ce qui explique, par exemple, l'absence complète de plans striés, pourtant fréquents dans ce genre de déformation). L'unicité de cet événement hydrothermal conduit à penser que les structures, quoique résultant de trois épisodes de déformation distincts, ne correspondent en réalité qu'à une seule phase de tectonique en chevauchement, ce qui est confirmé par les âges très proches obtenus à Coscuez et à Quipama : 38 ± 3 et 32 ± 2 Ma, respectivement (Cheilletz *et al.*, 1994).

L'épisode D1, reconnu dans deux gisements éloignés de 10 km, est original par sa vergence parallèle à la chaîne actuelle. La direction de transport pendant D2 et D3 est perpendiculaire à la chaîne actuelle, quoique avec des vergences opposées. Ce changement de la direction de serrage reste entièrement à expliquer. Dans le secteur étudié, l'essentiel, sinon la totalité, des structures jusqu'à une échelle au moins kilométrique est donc à rapporter à la limite Éocène-Oligocène, ce qui remet en cause leur âge couramment admis, c'est-à-dire Miocène supérieur ou plus récent (*cf.* Introduction). Ceci devrait avoir d'intéressantes conséquences sur l'interprétation de la Cordillère Orientale (relation et hétérochronie entre les structures bordières de la cordillère et les structures plus internes, en particulier).

Remerciements : Ce travail a été financé par le programme ECOTECH-CNRS (contrat ARC 215) et la DG XII de la Commission Européenne (contrat CT 94-0098). Contributions IGCP 342 et CRPG n° 1213.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BRANQUET, Y., 1995. Étude structurale de la mine d'émeraude de Coscuez, Cordillère Orientale, Colombie, *Mém. DEA* non publié, INPL et CRPG, Nancy, 80 p. (en dépôt à la Soc. géol. France).

CHEILLETZ, A., FÉRAUD, G., GIULIANI, G. et RODRIGUEZ, C. T., 1994. Time-Pressure and Temperature Constraints on the Formation of Colombian Emeralds : An $^{40}Ar/^{39}Ar$ Laser Microprobe and Fluid Inclusion Study, *Econ. Geol.*, 89, p. 361-380.

CHEILLETZ, A. et GIULIANI, G., 1996. The genesis of Colombian emeralds : a restatement, *Mineralium Deposita* (sous presse).

COOPER, M. A., ADDISON, F. T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R. H., HAYWARD, A. B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. J. et TABORDA, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia, *AAPG Bull.*, 79, p. 1421-1443.

GIULIANI, G., SHEPPARD, S. M. F., CHEILLETZ, A. et RODRIGUEZ, C., 1992. Contribution de l'étude des phases fluides et de la géochimie isotopique $^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$ à la genèse des gisements d'émeraude de la Cordillère Orientale de la Colombie, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, série II, p. 269-274.

LOPÈS, B., 1995. Étude structurale des mines d'émeraude de Muzo, Cordillère Orientale de Colombie, *Mém. DEA* non publié, INPL et CRPG, Nancy, 80 p. (en dépôt à la Soc. géol. France).

McCLAY, K. R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms, *in* McCLAY, K. R., éd., *Thrust tectonics*, Chapman & Hall, Londres, p. 419-433.

POGUE, J. E. et EVANTSON, P. D., 1916. The Emerald Deposits of Muzo, Colombia, in *Compilacion de los estudios geologicos oficiales en Colombia*, INGEOMINAS, Bogotá, 1993, 13, 412 p.

ROEDER, D. et CHAMBERLAIN, R. L., 1995. Eastern Cordillera of Colombia : Jurassic-Neogene evolution, *AAPG Mem.*, 62, p. 633-645.

SCHAMEL, S., 1991. Middle and upper Magdalena basins, *in* BIDDLE K. T. éd., *Active margin basins, AAPG Mem.*, 52, p. 283-303.

III.*1.3.2. Compléments*

Lors des deux missions de terrain ultérieures (1996, 1997), les conditions d'affleurement du gisement de Coscuez se sont nettement améliorées et nous ont permis d'en affiner la structure. L'étude des galeries partant du Nord de la crête du Reten (« La Paz » et « Jerusalem ») a fourni de précieuses informations sur la géométrie du gisement en profondeur ainsi que sur la prolongation vers le Nord de la faille de Coscuez.

III.1.3.2.1. Nouvelles données géométriques et structurales du gisement de Coscuez

Comme le montre la figure III. 10, il a été possible de différencier plusieurs écailles de CD-LC supplémentaires dans l'unité de LC. Chaque écaille est composée d'une unité de LC qui repose en contact stratigraphique sur une unité de CD. Chaque écaille est séparée de la suivante par un contact tectonique irrégulièrement souligné par une brèche hydrothermale polygénique ainsi que des zones de bréchification hydraulique. Ces contacts tectoniques ont un pendage vers le Sud et viennent s'ancrer pour la plupart sur la faille de Coscuez. En allant de ces écailles vers la faille de Coscuez, l'excavation minière permet de se rendre compte que les unités de CD n'ont pas de continuité en profondeur et qu'elles sont biseautées. Les contacts tectoniques passent alors dans des LC. Ces biseaux sont représentés sur la figure III. 12. A la base des écailles, les plans de stratification des CD et quelquefois des LC sont sécants au contact tectonique sous-jacent. En se verticalisant, plans de stratification et contacts tectonique se parallélisent.

Les coupes réalisées dans les galeries (Fig. III. 11) fournissent de précieuses informations sur la géométrie du gisement. Les différents tunnels forment un réseau de galeries horizontales relayées par des puits (clavadas). La coupe présentée sur le figure III. 12 est précisément contrainte en profondeur par ces données. Le contact tectonique LC-LS au Nord et au Sud du Reten est parfaitement déterminé dans les trois dimensions. La galerie « Jerusalem » au Nord du gisement prouve que le contact tectonique LC-LS continue au Nord du gisement avec des LC à pendage Sud conformément aux mesures réalisées dans tout le bloc oriental de la faille de Coscuez.

Légende commune aux figures III. 10, 11, 12, 15, 18

Lutites noires siliceuses (LS)

Lutites noires carbonatées (LC)

Calcaires dolomitiques (CD)

Brèche polygénique dans les failles

Zone de bréchification hydraulique

Zone de pyritisation

Zone bréchique sans altération hydrothermale

Chevauchement

anticlinal

Faille décrochante

Orientation et pendage de So

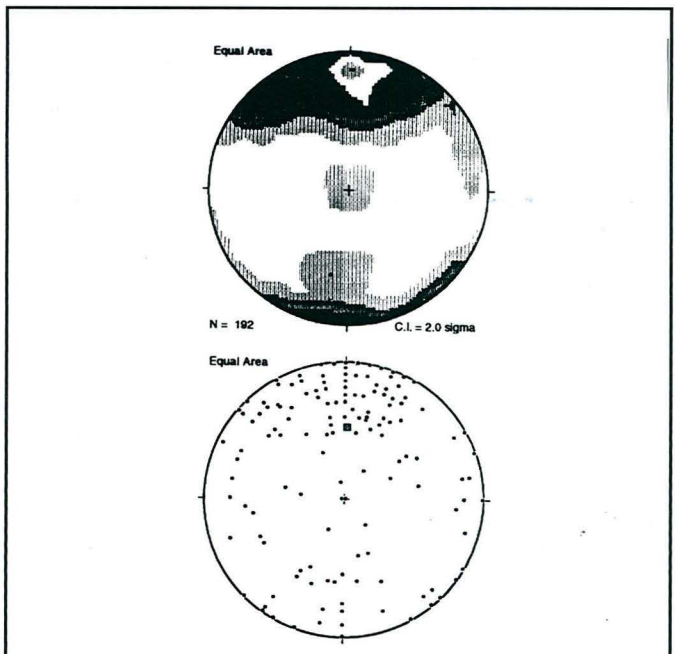
Orientation et pendage de la schistosité (S1)

Axe de pli

Orientation et pendage de fracture ou de failles

Entrée de Galerie

Figure III. 10: Carte gÈologique du gisement de Coscuez. Les dÈblais miniers ne sont pas reprÈsentÈs. Le trait de coupe localise la Fig. III. 12. (Cf. lÉgende page prÈcÈdente).



CANEVAS DES STRATIGRAPHIES RECOLTEES A L'EST DE LA FAILLE DE COSCUEZ EN TUNNEL. BEST PLANE: 92 46 S

100 m

N

La Paz (alt. 894 m)
620 m depuis l'entrÈe

La Paz
BW(50 points)

Jerusalem
BE(41 points)

fdc

Jerusalem
BW

Jerusalem (alt. 1008 m)
430 m depuis l'entrÈe

Jerusalem, LC, calcaires
BE

Marranera fin
BE

630

Marranera 630
BE

Paciencia fin
BE

Marranera 500
BE

500

Tentacion fin
BE

Paciencia calc.
BE

380

Morrallero 140
BE

Diamante fin
BE

401

160

250

Volver 3

Tentacion 250
BE

Volver 3
BE

Volver 1
BE

Paciencia 160
BE

fdc

140

Morrallero 140
BW

193

Volver 2

Volver 1

Paciencia
(1170 m)

80

fdc

Marranera 401
BE

Itoco
BE

Morrallero (1094 m)

Tentacion 80
BW

Volver 2
BE

345

155

Itoco
(1133 m)

Diamante 193
BE

Tentacion (1083 m)

180

Marranera 155
BE

Volver 345
BE

Volver 180
BE

Diamante (1085 m)

Marranera
(1038 m)

Volver
(1030 m)

Puits (clavada)

fdc Faille de Coscuez

zone de brÈchification hydraulique

BrËche polygÈnique dans les failles

stÈrÈogramme (hÉmisphËre inf.)
vert: LS
bleu: LC
Jaune: calcaires

pÙle de S0
axe de pli
section de galerie jusqu'au metrage indiquÈ
bloc Est de la fdc

Volver 345
BE

Figure III. 11: Plan des galeries du gisement de Coscuez (topographie lÈvÈe au cours de cette Ètude en 1995 pour les galeries au Sud et en 1997 pour Jerusalem et La Paz).

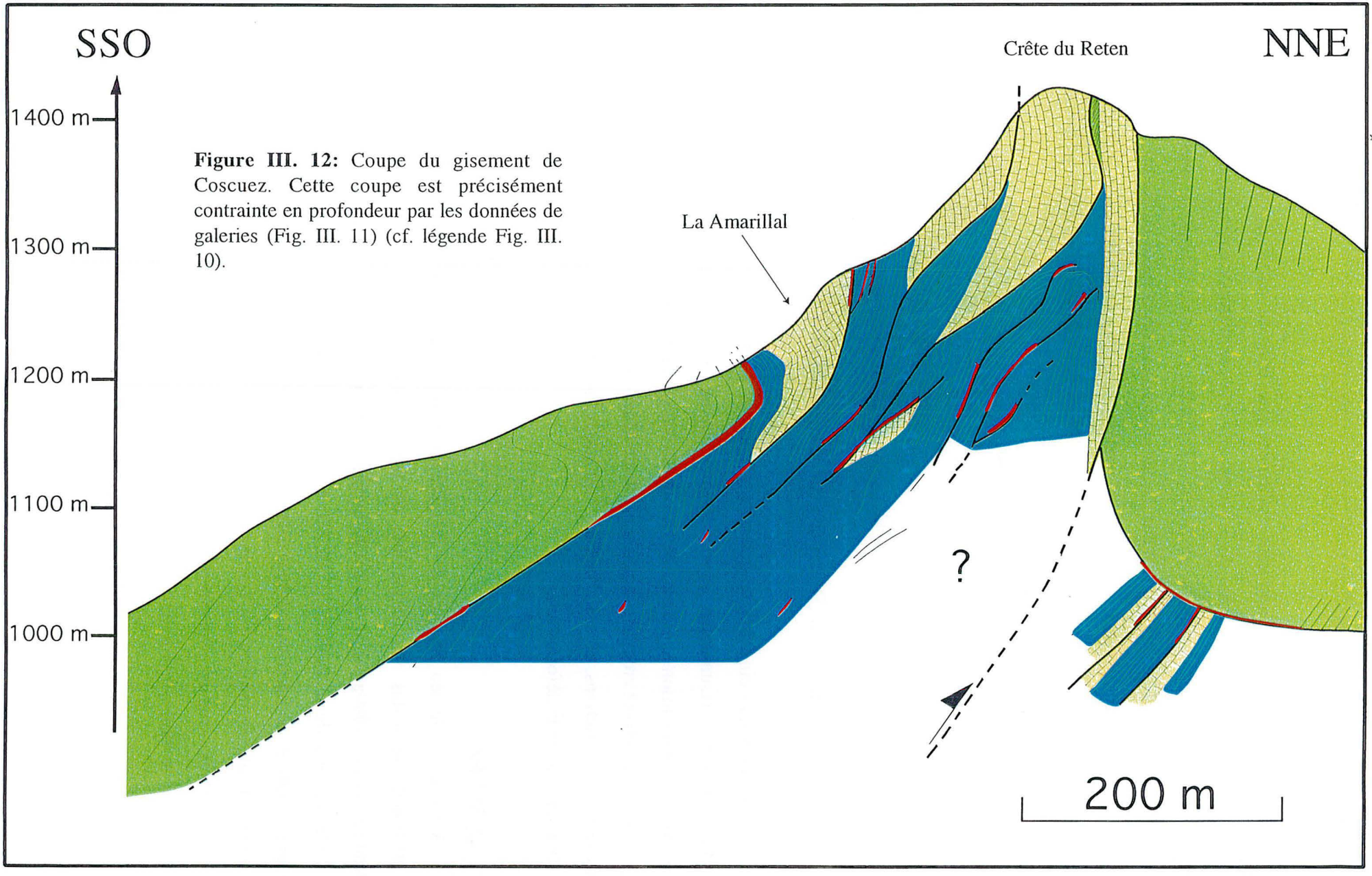


Figure III. 12: Coupe du gisement de Coscuez. Cette coupe est précisément contrainte en profondeur par les données de galeries (Fig. III. 11) (cf. légende Fig. III. 10).

Ces données de galerie montrent également que dans la partie du gisement située immédiatement à l'Est de la faille de Coscuez, il n'y a pas d'importantes unités de CD en profondeur. Par contre plus à L'Est, la galerie « Paciencia » semble indiquer la présence d'un enracinement profond des CD constituant la partie orientale de la crête du Reten. Certaines galeries recoupent la faille de Coscuez, ce qui permet de mettre en évidence un fort pendage vers l'Ouest du plan de faille. Les galeries « La Paz » et « Jerusalem » indiquent que cette faille se prolonge vers le Nord.

La grande faille inverse N120°E (faille du Reten) qui borde le gisement au Nord constitue, tout comme la faille de Coscuez un accident majeur. En effet au Nord de cette faille les LS présentent des So verticales orientées N10°-30°E (cf. galeries « La Paz » et « Jerusalem », Fig. III. 11) limitant ainsi le bloc oriental du gisement de Coscuez.

III.1.3.2.2. Discussion sur la cinématique des gisements

La reconstitution cinématique que nous proposons sous forme de diagrammes 3D dans l'article précédent (Laumonier *et al.*, 1996) s'appuie essentiellement sur les géométries observées (superposition anormales de LC sur LS indiquant du chevauchement), ainsi que sur la vergence des plis et crochons. Les gisements de Muzo et de Coscuez ne montrent quasiment pas de stries de frictions, de « slickensides » ou autres linéations susceptibles de renseigner sur la cinématique de la déformation.

COSCUEZ

A Coscuez, le jeu senestre de la faille de Coscuez est clairement identifié par les « dilational jogs » dus aux irrégularités du tracé le long de la fracture (cf. partie III.1.4, Branquet *et al.*, 1999a) ainsi que par le mégacrochon que forment les LS et les LC du bloc oriental le long de la faille (Fig. III. 10, 11). Les principales failles du gisement, dont la majorité sont les contacts tectoniques entre les écailles de LC-CD, sont ancrées sur la faille de Coscuez et subperpendiculaires à celle-ci.

Au premier regard, l'interprétation de la géométrie des écailles de LC-CD suggère l'existence de failles normales (Fig. III. 13A) débitant en séquence une lame de calcaire transportée au toit de la grande faille inverse du Reten.

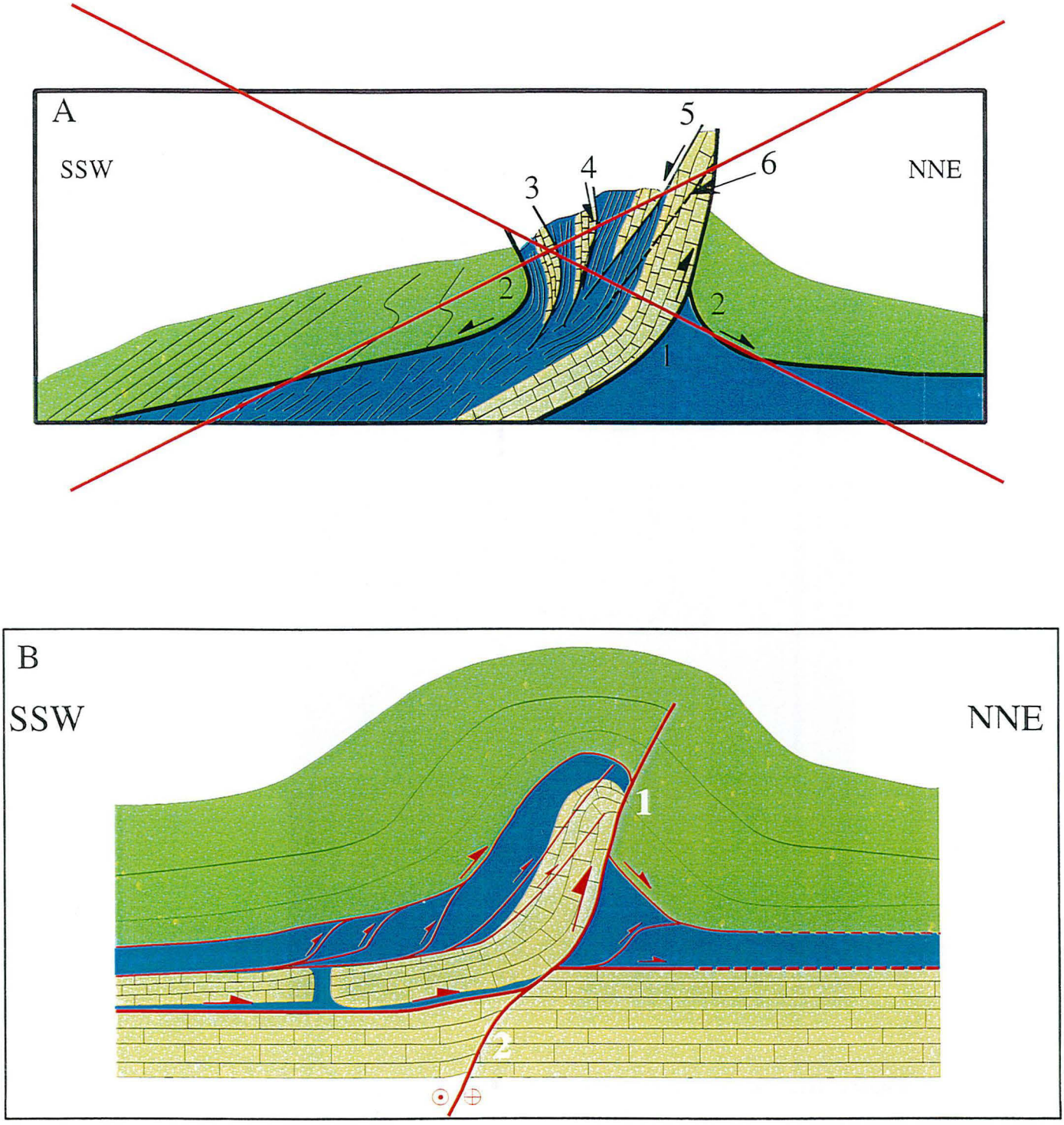


Figure III. 13: Deux interprétations cinématiques du gisement de Coscuez. Ces deux interprétations partent de l'hypothèse que la lame de CD a une racine profonde. **A:** Interprétation expliquant la géométrie des écailles de CD-LC et impliquant un découpage par des failles normales en séquence (3, 4, 5, 6) de la lame de CD qui chevauche vers le NNE au toit de la faille inverse du Reten (1). Le contact LC-LS (2) pourrait alors correspondre à un détachement gravitaire. Cette interprétation n'est pas retenue au regard des observations de terrain qui indiquent un jeu inverse des failles 3, 4, 5 et 6. **B:** Interprétation la plus probable où le gisement correspond à un duplex affecté par la faille du Reten hors séquence (1). L'enracinement profond de cette faille et son jeu senestre (2) sont purement interprétatifs (voir la discusssion dans le texte).

Figure III. 14: Pli de propagation de faille sur un chevauchement à vergence Nord. Front de taille de Coscuez. Le coeur de ce pli présente une brèche hydraulique (BH) qui fut très productive.

Cette interprétation est séduisante, car en proposant que le contact tectonique LC-LS soit un détachement gravitaire, elle prend en compte les quelques plis à vergence Sud observés dans les LS.

Cependant, les crochons le long de ces failles indiquent la nature chevauchante des contacts de vergence globalement vers le Nord. De plus, les plis d'axe N60°-90°E dans les LC présentent en grande majorité une vergence vers le Nord (Fig. III. 14). L'empilement tectonique et le serrage sont d'autant plus importants que l'on se situe à proximité de la faille de Coscuez. Ce bourrage est exprimé par des « back thrusts » à vergence Sud (Fig. III. 10, juste au Nord de l'atelier n°2). Bien qu'il y ait un effet topographique non négligeable dû à l'excavation, la morphologie triangulaire du gisement paraît entièrement guidée par le jeu senestre de la faille de Coscuez : celle-ci engendrant le maximum de déformation (chevauchement et empilement) à son contact, la structure s'atténuant et s'ennoyant vers l'Est sous les LS.

Dans ce système de chevauchements, la géométrie des écailles de LC-CD est difficile à expliquer dans le détail. Sur le log du passage stratigraphique entre la formation Rosablanca et les LC (Fig. III. 4B), des lentilles décamétriques de CD ont été mises en évidence. Ainsi, l'hypothèse la plus simple est de considérer que les écailles de CD du gisement de Coscuez soient originellement des lentilles de calcaires dolomitiques dans les LC.

L'étude de la région de Coscuez (Fig. III. 15) indique que la faille de Coscuez a une importance régionale tout comme le bloc oriental caractérisé par des So d'azimut N80-110°E par rapport au trend N30°E de la cordillère. Le bloc occidental est affecté par la faille décrochante senestre de la Quebrada Negra. A cette échelle (Fig. III. 15), le gisement de Coscuez apparaît comme une structure en « queue de cheval » compressive caractéristique de la fin ou du blocage d'un décrochement. Le bourrage le long de la faille de Coscuez implique un blocage frontal du transport vers Nord le long de la faille N120°E du Reten. Corrélé au fait que cette faille du Reten sépare deux blocs structuraux différents, ce blocage frontal suggère que cette faille est au moins aussi importante et profonde que la faille de Coscuez (Fig. III. 13B). Le gisement de Coscuez semble donc se localiser à l'intersection de deux failles d'ampleur régionale délimitant le bloc oriental du gisement de Coscuez qui aurait subi une rotation horaire si on se réfère au jeu senestre de la faille de Coscuez.

Il est intéressant de constater qu'alors la faille du Reten présente également un jeu décrochant senestre comme la faille Itoco du gisement de Muzo.

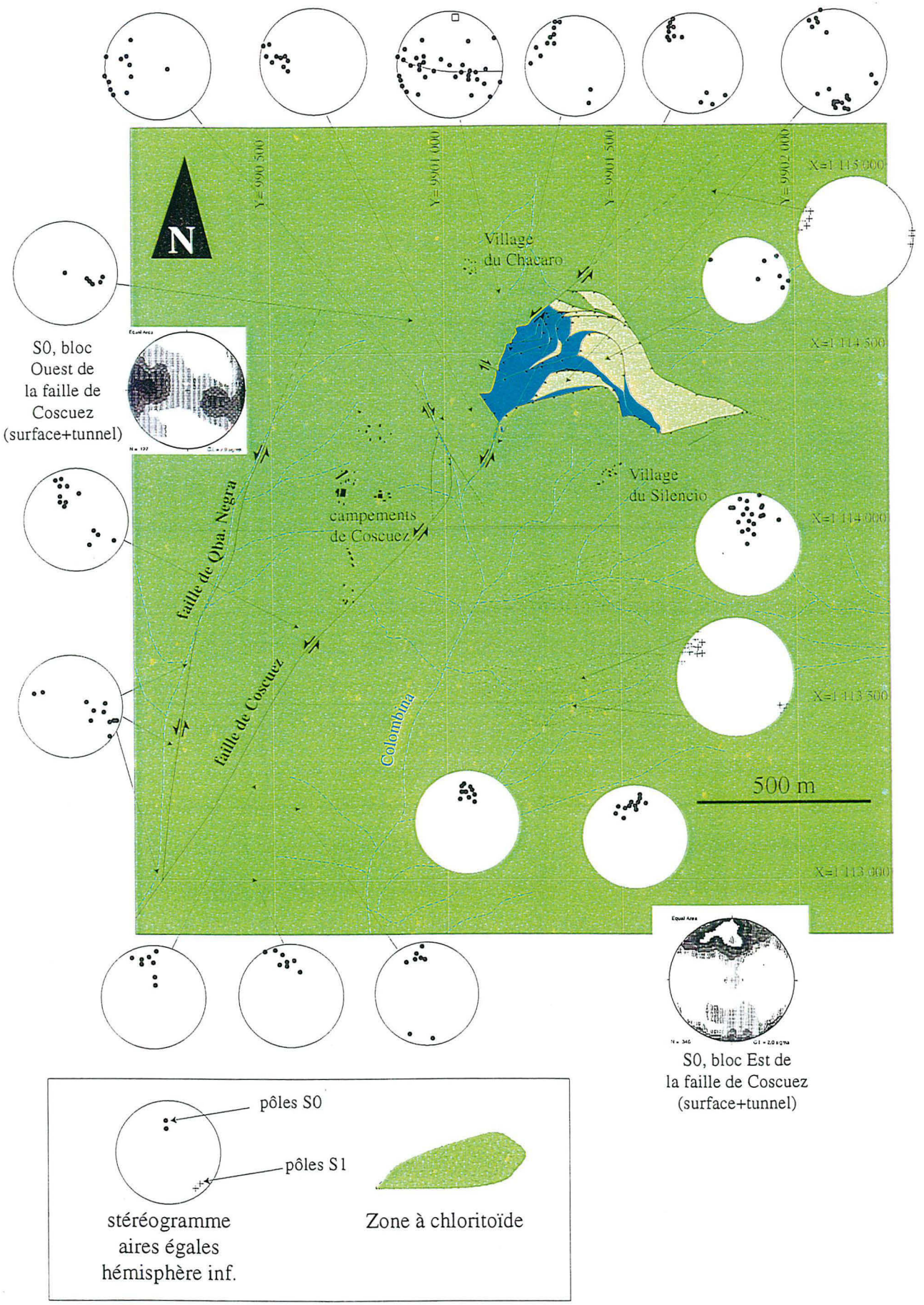


Figure III. 15: Carte géologique de la région de Coscuez (cf. légende Fig. III. 10).

MUZO

Les phases D1, D2 et D3 qui sont mises en évidences à Muzo correspondent à des directions et des sens de transport se succédant dans le temps et appartenant sans doute à un même évènement tectonique régional synchrone de la minéralisation. A Muzo, les unités de LC, formant en fait des « horses » qui résultent d'un système de duplex polyphasés, sont isolées de toute racine de LC stratigraphiquement en place sous les LS (des LC en position stratigraphique normale ont été reconnues dans le puits de Paolo Blanco, cf. Laumonier *et al.*, 1996). Cette disposition suggère une allochtonie importante des « horses » de LC de Quipama et de Tequendama acquise essentiellement pendant D2 et D3.

Du fait de cette allochtonie du gisement de Muzo, un modèle de rotation de bloc comme à Coscuez est difficile à prouver. Néanmoins il existe deux arguments qui montrent qu'une telle cinématique a pu avoir lieu à Muzo également : 1) l'existence de failles N30°E (faille de Masato, F1, F1', cf. Laumonier *et al.*, 1996) également senestres dans la mine de Quipama ; 2) l'orientation homogène (N125°E) et le fort pendage des LS de l'unité inférieure à Quipama est corrélable à des rotations de blocs le long des failles senestres N30°E et N140°E (faille Itoco).

III.1.4. L'interaction fluide-déformation lors de la structuration des gisements

Le rôle des pressions fluides dans la déformation fut initialement mis en évidence pour les chevauchements (Hubbert et Rubey, 1959). Depuis, cette thématique a été abondamment développée à l'échelle lithosphérique et crustale (Fyfe, 1985; Fyfe et Kerrich, 1985; McCaig, 1988), en contexte métamorphique (Etheridge *et al.*, 1984; Etheridge *et al.*, 1983) et dans les bassins sédimentaires déformés (Gayer *et al.*, 1998; Sibson, 1995). L'étude de l'interaction entre les fluides et la déformation a une importance économique considérable que ce soit lors de la migration des hydrocarbures ou des fluides minéralisateurs (e.g. Boullier et Robert, 1992; Sibson, 1990a; Sibson *et al.*, 1988). Cette interaction a également un rôle clé dans l'étude et la prédiction des tremblements de terre (Sibson, 1985).

III.*1.4.1. Mécanismes de fracturation et de bréchification associés aux plans de faille*

Les études structurales et pétrographiques entreprises sur les différentes veines et brèches des gisements d'émeraude de Muzo et de Coscuez ont fait l'objet d'une publication, présentée

ci-dessous (Special Publication of the Geological Society of London, McCaffrey, K., Lonergan, L. et Wilkinson, J. (eds), Fractures, Fluid Flow and Mineralization, Vol. 155, p. 183-195). Cette note traite particulièrement des brèches polygéniques observées le long des failles. Dans Laumonier *et al.* (1996) du fait de leur localisation dans les plans de faille, ces brèches polygéniques furent dénommées « brèches tectoniques hydrothermales ». Cependant, leur étude pétrographique approfondie montre qu'elles dérivent en grande partie de phénomènes de fluidisation. Ces brèches polygéniques furent reconnues et nommées "Cenicero" (cendrier) par Scheibe (1916) pour signifier l'aspect pulvérulent et la couleur grisâtre qu'elles peuvent avoir. Dans le gisement de Muzo, cet auteur différencie le « cenicero blanco » du « cenicero rojo ». Nous verrons la signification de cette distinction.

III.1.4.1.1. Résumé en Français

Dans les gisements d'émeraude de Coscuez et de Muzo, une brèche polygénique constituée de fragments de shales noirs et d'albitites remplit des zones dilatantes dans des fractures et le long des failles chevauchantes et décrochantes. La pétrographie et les textures de ces brèches indiquent qu'elles résultent de l'injection de pulpe hydrothermale pendant un processus de fluidisation. Cette fluidisation est synchrone de la propagation des failles. Ce type de bréchification affiche un motif pulsatif qui correspond à des incréments successifs de fracturations-circulations fluides. La fluidisation est associée à la fracturation hydraulique qui est responsable notamment de la dilatation des plans de chevauchement lors de la propagation de ceux-ci (« hybrid shear-dilational failure »). Dans les « dilational jogs » le long des failles de déchirement, la fracturation hydraulique est subcritique et cause l'implosion des épontes, les fluides étant pompés dans la cavité. Le motif pulsatif de la bréchification est lié aux montées et chutes successives de la pression fluide qui doit localement approcher des valeurs lithostatiques. L'établissement de telles pressions fluides est grandement favorisée par l'unité de LS qui joue le rôle d'une barrière de faible perméabilité.

III.*1.4.2. Article : Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting : the Colombian emerald deposits*

Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits

YANNICK BRANQUET,[1] ALAIN CHEILLETZ,[2] GASTON GIULIANI,[3] BERNARD LAUMONIER[4] & OSCAR BLANCO[5]

[1] *CRPG–CNRS, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France*
[2] *ENSG-INPL, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, BP 40, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France*
Present address: CRPG–CNRS, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France
[3] *ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, 213 rue La Fayette, 75480 Paris cedex 10, France*
Present address: CRPG–CNRS, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France
[4] *EMN-INPL, Ecole des Mines de Nancy, 54042 Nancy cedex, France*
[5] *MINERALCO S.A., calle 32, No 13-07, Santafe de Bogotá, Colombia*

Abstract: The emerald deposits of Muzo and Coscuez hosted within the western flank of the Colombian Eastern Cordillera formed during thrust tectonics affecting series of lower Cretaceous black shales. An unusual polygenetic breccia fills opened fractures and dilatant sites within thrusts and tear faults. Detailed field and petrographic studies show that the breccia formed during a fluidization process in which a hydrothermal pulp was injected into dilatant sites. Fluidization is synchronous with fault propagation. Multistage brecciation is observed and appears to correspond to successive faulting–fluid flow pulses. The opening of dilatant sites during compressive tectonics and the combination of fluidization and hydraulic fracturing suggests that these pulses may be related to successive build-up and drop of the fluid pressure.

Fluidization processes are frequently used in the chemical engineering industry (e.g. Davidson & Harrison 1971). They may be broadly defined as the transport of suspended particles in an escaping fluid phase. In geology, fluidization was first applied to explosive breccia pipes and pyroclastic flows (Reynolds 1954; Wilson 1980; Wolfe 1980; McCallum 1985). Studying pyroclastic surges, Wohletz & Sheridan (1979) defined fluidization as a process in which 'the frictional force between the fluid and the particles counterbalances the weight of the particles and the whole mass behaves as a fluid'. This is used in a general sense here and, in accord with McCallum (1985), gas streaming is considered to be an advanced stage of fluidization.

In contrast with its common use in vulcanology, fluidization during tectonics in metamorphic domains has received little attention. For example, fluidized breccias formed under greenschist facies conditions have been interpreted by Murphy (1984) to record brittle transitions during ductile deformation. He proposed that fluidization is combined with hydraulic fracturing, the fluids being of metamorphic origin.

In this paper, which relates to the formation of Colombian emerald deposits, it is suggested that an unusual breccia has formed due to fluidization associated with tectonics and basinal brines circulation in a sequence of black shales.

Geological background

The breccia occurs in both western and eastern mineralized zones located along the Eastern Cordillera flanks (Fig. 1). Both mineralized zones are hosted in lower Cretaceous black shales that crop

BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., GIULIANI, G., LAUMONIER, B. & BLANCO, O. 1999. Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits. *In:* MCCAFFREY, K., LONERGAN, L. & WILKINSON, J. (eds) *Fractures, Fluid Flow and Mineralization.* Geological Society, London, Special Publications, **155**, 183–195.

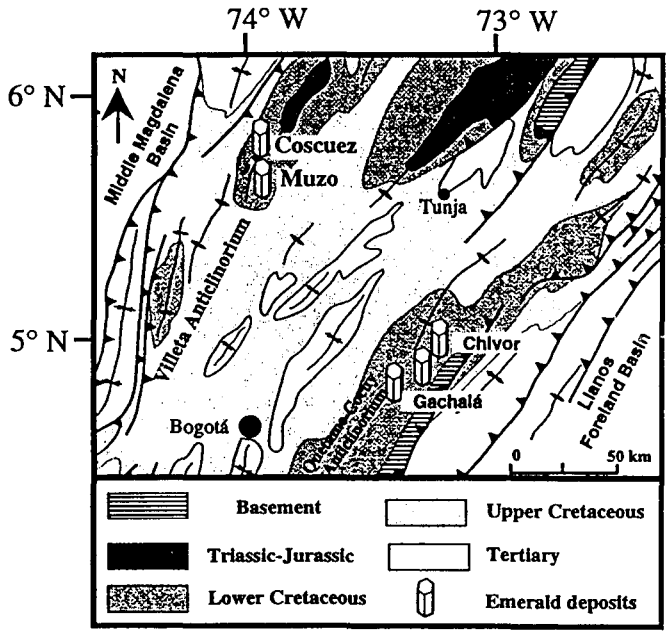


Fig. 1. Simplified structural map of the Colombian Eastern Cordillera. The emerald deposits form two mineralized zones along the Cordillera flanks. Both western zone deposits (e.g. Muzo and Coscuez) and eastern zone deposits (e.g. Chivor and Gachalá) are hosted within the Lower Cretaceous sedimentary rocks.

out in the hinge zones of broad anticlinoriums. Located between the subduction-related Western and Central Cordilleras and the Llanos forelands, the Colombian Eastern Cordillera is generally considered as a Triassic–Maastrichtian back-arc sedimentary basin inverted during Tertiary times (Colletta *et al.* 1990; Dengo & Covey 1993; Cooper *et al.* 1995). As a result, the present-day Eastern Cordillera is a bivergent fold-and-thrust belt thrusted over its two foreland basins, the Middle Magdalena Valley to the west and the Llanos Basin to the east. The main uplift event of the Eastern Cordillera is ascribed to a major Middle Miocene inversion (e.g. Cooper *et al.* 1995) but Palaeogene deformations are recognized in the Magdalena Basin and in the Llanos foothills (Schamel 1991; Casero *et al.* 1997).

Ten years of coupled field and geochemical studies (Giuliani *et al.* 1992, 1995, 1996; Cheilletz *et al.* 1994, 1997; Ottaway *et al.* 1994) have led to a new genetic model for the Colombian emerald deposits involving hot basinal brines as the parent fluids of the mineralization. These brines, enriched with sulphates and sodium reacted with organic matter contained in the enclosing black shales during thermochemical sulphate reduction. The hydrothermal–sedimentary model proposed by Cheilletz & Giuliani (1996) is divided into two stages. Firstly, an initial (ST1) strongly Na–Ca-rich metasomatic fluid albitized and carbonatized massively the enclosing black shales and transformed them into white horizons or lenses referred to as 'albitites' in the following sections (Fig. 2b). Opening of bedding-parallel veins (V1) filled with either fibrous calcite or fibrous pyrite also occurred during this stage. A second stage (ST2) is characterized by faulting and folding associated with veins (V2) that filled with carbonate rhombs, pyrite, albite, quartz and sometimes emerald. A breccia formed during ST2. According to this model, these emerald deposits are considered to be open hydraulic systems that received mineralizing brines.

Radiometric determinations (K–Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$) on muscovite that formed synchronously with the emerald deposition date the formation of the Colombian emerald deposits from Palaeogene (Cheilletz *et al.* 1994, 1997).

In this paper, we focus on the western zone deposits, particularly on the Muzo and Coscuez deposits, where structural setting of the breccia is better constrained.

Stratigraphy and structure of the western zone deposits

The lower Cretaceous series hosting these emerald deposits are a few hundred metres thick at most and are composed from, bottom to top, of (Fig. 2a): Valanginian micritic dolomitic limestones, particularly well exposed at Coscuez; early Hauterivian calcareous black shales with intercalations of black micritic limestone beds, 5 cm thick; late Hauterivian–Barremian siliceous black shales. These stratigraphic ages are based on microfaunal determination (Tchegliakova 1997). The dolomitic limestones and calcareous black shales host the mineralization in veins and breccias, whereas the siliceous black shales are barren.

Laumonier *et al.* (1996) described evidence consistent with the operation of compressive tectonics synchronously with ST2 mineralization in the western zone deposits. Complex thrust systems associated with tear faults have been demonstrated by these authors producing either fault propagation folds (e.g. Muzo deposits, Fig. 2b) or breaching structures structures (e.g. Coscuez deposit, Fig. 2c, d). In fact, such a breaching structure appears to be a very chaotic imbricate fan of calcareous black shale and dolomitic limestone tectonic units stacked against a major breaching reverse fault (i.e. El Reten Fault). To simplify, in both Muzo and Coscuez deposits, the thrust geometry comprises an early decollement plane located at the calcareous–siliceous black shales interface which is folded and breached by deeper listric thrusts transporting calcareous units over siliceous units. Thrusts linked into tear faults that appear to play an important role as conduits for the upward escape of hydrothermal brines. Folds and second order thrusts affect the whole calcareous unit, especially the V1 veins and the albitites which form lenses and horizons strongly disrupted by deformation (Fig. 2b, d). As a result, calcareous black shale tectonic units are always bounded by tectonic contacts. From a regional point of view, the deposits are hectometric scale complex structures appearing as disharmonies which core larger anticlinoriums (Fig. 1).

Structural setting of the breccia

The breccia, named 'cenicero' by the local miners [ashtray in Scheibe (1916)] and 'carbonate-cemented tectonic breccia' in Laumonier *et al.* (1996), outcrops along thrusts, steep reverse faults and tear faults (Fig. 2). Field relationships of the breccia bodies show that the breccia formation is coeval with faulting.

Within the thrusts and reverse faults, the breccia forms non-continuous stratiform bodies which can be traced for up to 50 m along-strike, ranging from 10 cm to 3 m thick. In the typical case where a calcareous unit thrusts over a siliceous unit (Fig. 3a, b), the breccia body (i.e. the thrust plane) truncates the bedding of the siliceous footwall at a high angle. The upper contact of the breccia with the calcareous wall rocks is gradational from a completely disrupted calcareous black shales preserving drag-folds to the intact shales 2 m above. In contrast, the lower contact between the breccia and its underlying wall rocks is generally marked by a thrust vein (V2) affecting the siliceous black shales (Fig. 3a). The matching between the lenticular fragments of siliceous black shales shows a dilatational vertical component to the thrust vein. These thrust veins will be discussed in detail in a later section.

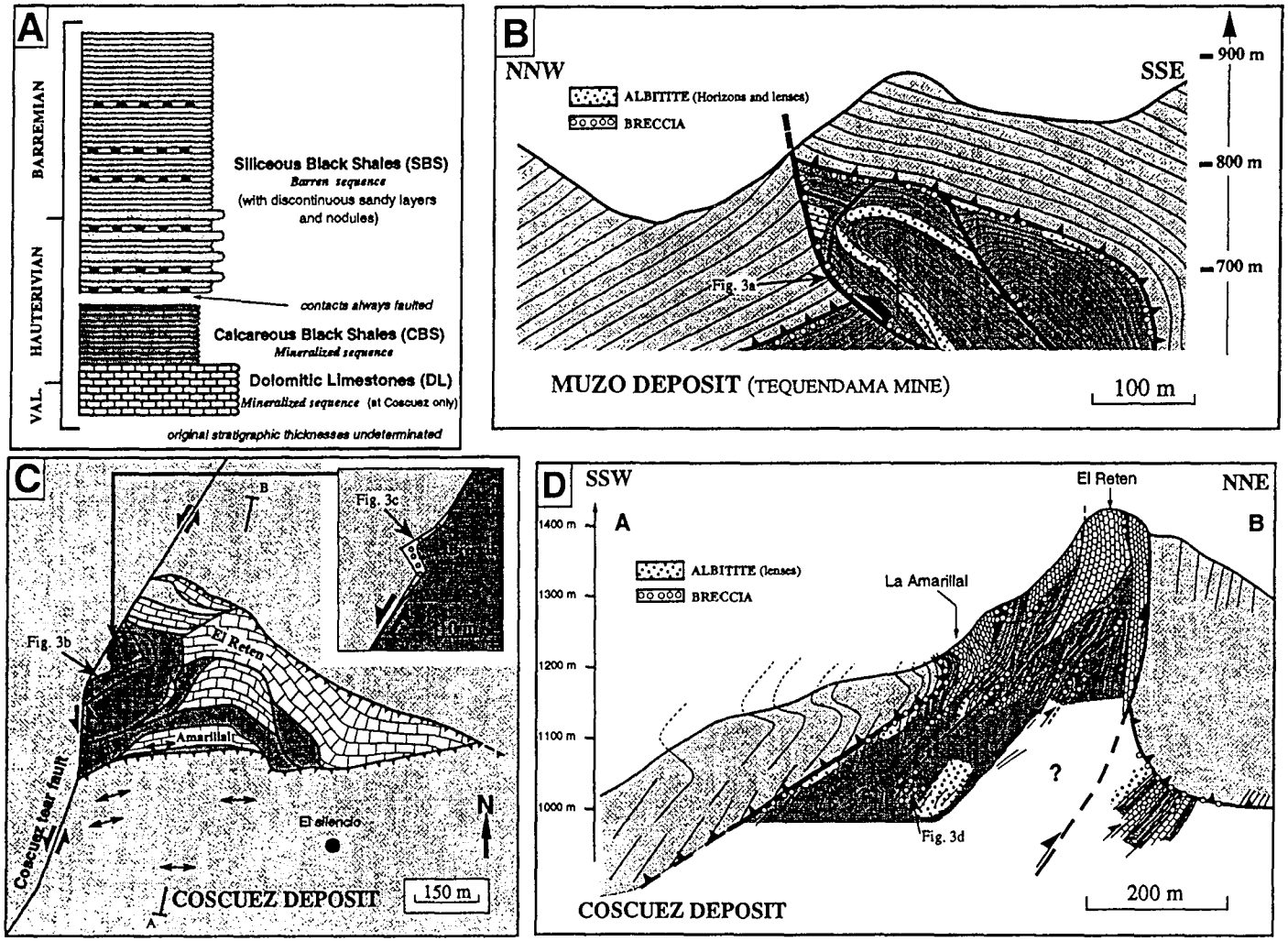
Within the tear faults, the breccia bodies show the same morphological characteristics as those found associated with thrusts. However, the most spectacular outcrops of the breccia corresponds either to second order tension gashes or, more commonly, to irregularities along the tear fault plane forming small dilational jogs (Fig. 2c). As within the thrusts, V2 veins occur in the wall rocks of the jogs leading to the formation of spectacular hydraulic breccias (Fig. 3c). The mismatching fragments often indicate the direction of transport initiation.

The breccia also fills dilatant fractures connected to the faults and cross-cutting the bedding (Fig. 3d). These breccia-filled fractures show curviplanar geometry with an opening perpendicular to the wall rocks. The wall-rock contacts are irregular and show the incorporation of black shale fragments in the breccia. The termination of these fractures has never been observed. These observations suggest that the breccia formation is linked to fault-controlled dilation along thrusts, tear faults and associated fractures.

Petrography of the breccia

Fragments, matrix and cement

In outcrops, the breccia displays rock fragments floating in a cement–matrix mesh (Fig. 3b, e). Two types of fragments are present, giving the breccia a polygenetic nature: white fragments of albitite; black fragments of the enclosing black shales. In a breccia body, either black or white fragments may be exotic relative to the wall rocks of the faults and fractures (Fig. 3b). This is clear evidence for the transported nature of


A
BARREMIAN
HAUTERIVIAN
VAL.
Siliceous Black Shales (SBS)
Barren sequence
(with discontinuous sandy layers and nodules)
contacts always faulted
Calcareous Black Shales (CBS)
Mineralized sequence
Dolomitic Limestones (DL)
Mineralized sequence (at Coscuez only)
original stratigraphic thicknesses undetermined
B
NNW
SSE
ALBITITE (Horizons and lenses)
BRECCIA
900 m
800 m
700 m
Fig. 3a
MUZO DEPOSIT (TEQUENDAMA MINE)
100 m
C
B
Fig. 3c
Fig. 3b
El Reten
Amarillal
Coscuez tear fault
El aliendo
N
COSCUEZ DEPOSIT
150 m
A
D
SSW
NNE
A
B
El Reten
1400 m
1300 m
1200 m
1100 m
1000 m
ALBITITE (lenses)
BRECCIA
La Amarillal
?
Fig. 3d
COSCUEZ DEPOSIT
200 m

the breccia. Fragments range in size from 3 cm to 70 mm, with no systematic distribution in size, colour, form or roundness. In spite of this heterogeneity, three fragment morphologies can be distinguished for all the different size classes and for both white and black fragments (Fig. 3e): (1) angular to subangular plate-like fragments are always present, and wall-rock contacts often show the incorporation of such plate-like fragments from the wall rocks into the breccia; (2) rounded fragments with smooth margins suggesting attrition of originally angular fragments during transport; (3) amoeboidal fragments displaying corrosion gulfs and sometimes alteration rinds which suggests chemical resorption by hydrothermal fluids within the breccia. Generally, the internal bedding planes and metasomatic banding of the fragments are randomly oriented. This implies that the fragments have undergone rotation during transport. However, near the wall rocks, some angular and large plate-like fragments have their longest axes parallel to the wall rocks and thus seem to indicate a direction of transport (Fig. 3b). Fragments of V1 and V2 veins sometimes occur in the breccia.

The matrix is formed from a fine grained clastic fraction (<3 mm) within the breccia. It is either a black or white rock flour matrix when it is derived from the crushing of black shales and albitites, respectively.

The hydrothermal cement, typically related to ST2, is composed of calcite and dolomite rhombs, pyrite, albite, quartz, muscovite and emerald as an accessory mineral. The carbonate rhombs and the quartz are commonly dark coloured or black due to numerous inclusions of black shale particles. This seems to indicate a replacement of the matrix by the cement.

Textures and microtextures

The textures range from a matrix-supported breccia (Fig. 3c) to a cement-supported breccia (Fig. 3b). Within the same breccia body the textures can vary laterally and vertically between these two end members). Isolated lenses of cement-supported breccia are sometimes surrounded by a matrix-supported breccia. Significantly, pyrite cubes and sometimes emeralds are found floating within matrix-supported breccia, suggesting that hydrothermal fluids have circulated in the uncemented breccias.

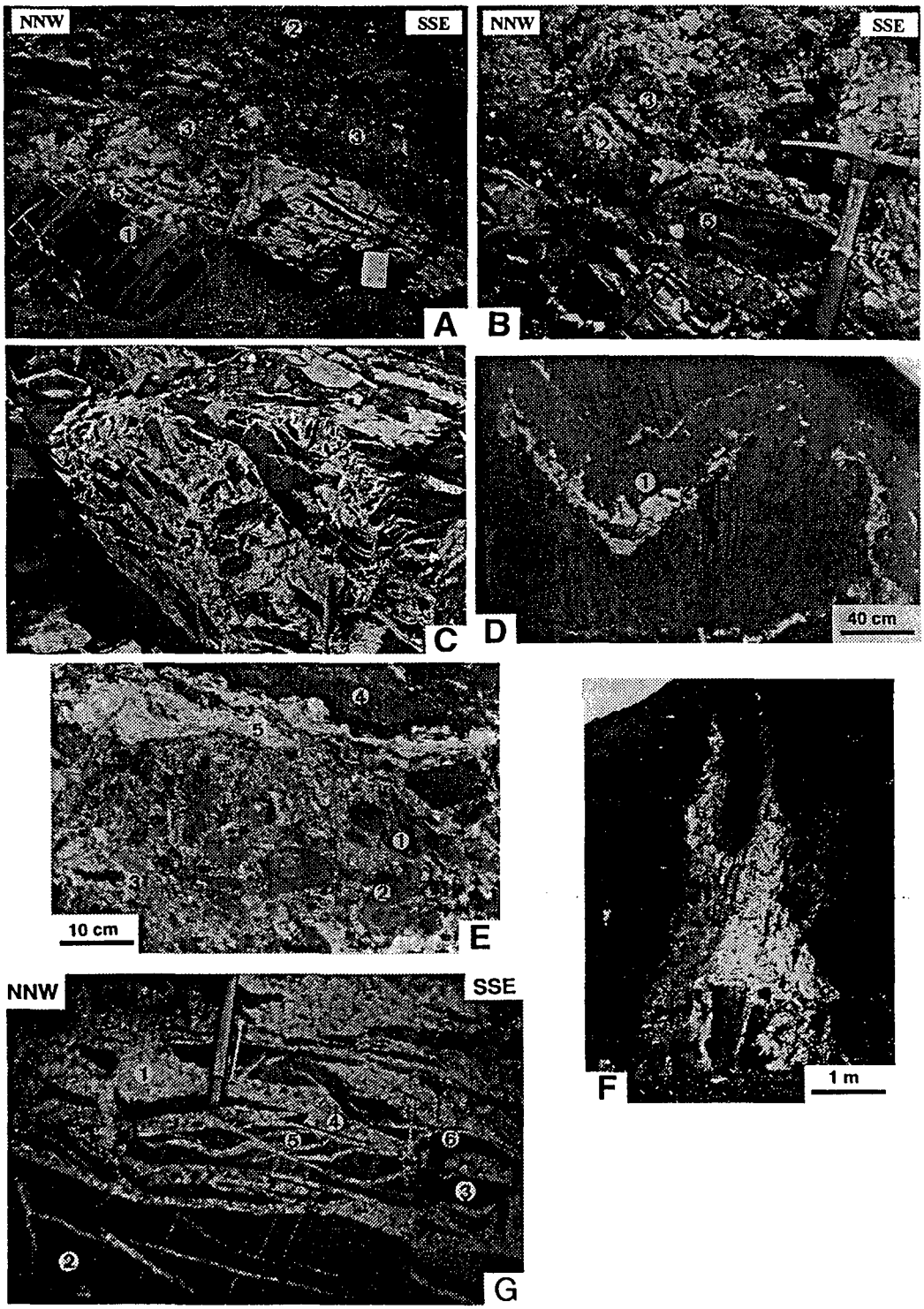
In thin section, the cement-supported breccias show an absence of matrix and a few fragments present in the cement. The dominant carbonate cement phases range from porphyroblastic to microsparitic (Fig. 4a) and are also associated with pyrite, albite and quartz in variable proportions.

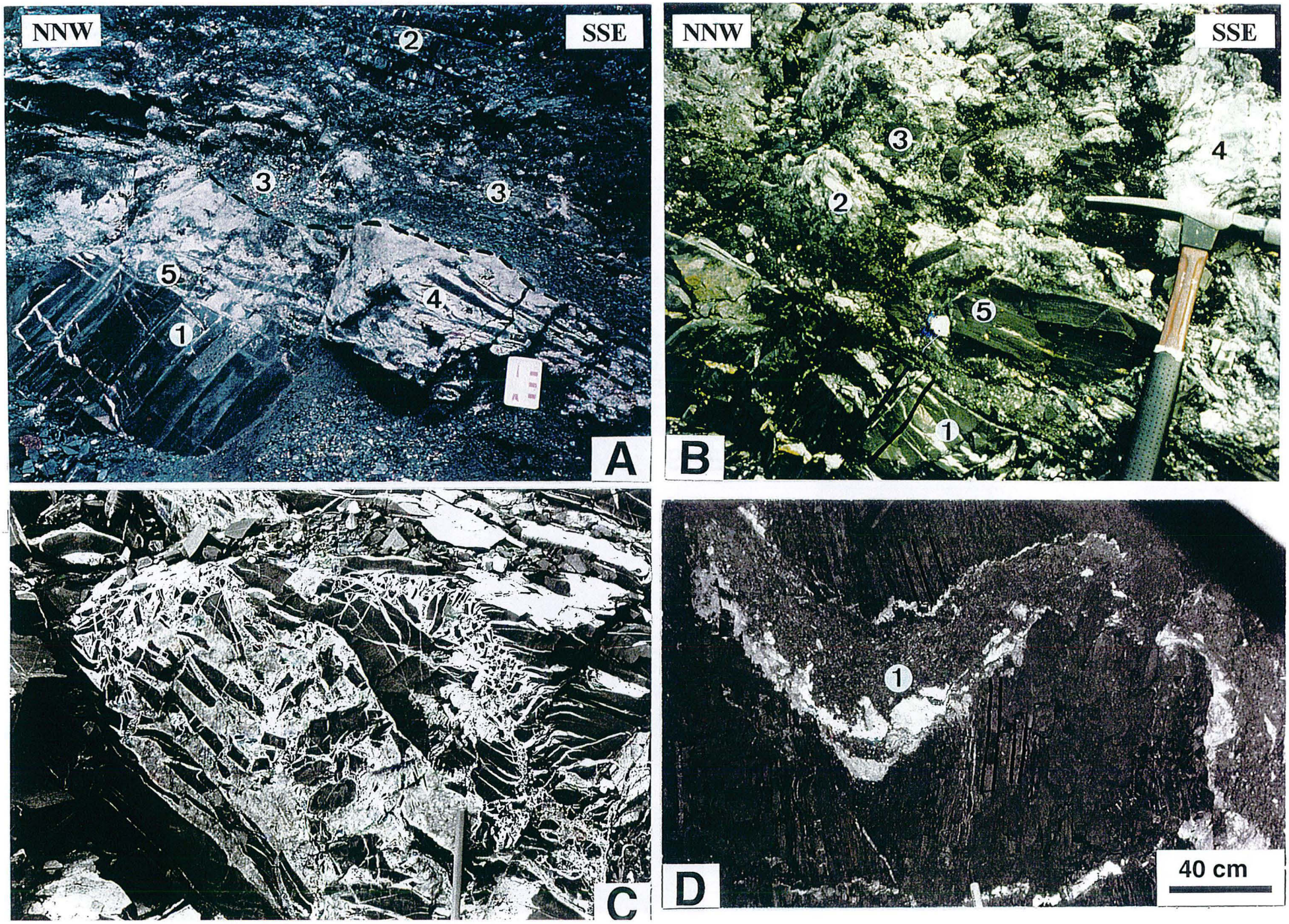
The replacive nature of the cement is prevalent. The carbonate porphyroblasts are mottled by insoluble residues such as organic matter and clay minerals developing a pigmentation in the carbonates. The fragments and the matrix are progressively obliterated by the hydrothermal replacement: in both hand specimen and binocular microscope observations, the fragment and its diffuse margins can be traced using its white or black colour. In replaced counterparts, under the microscope, the fragment is so overprinted by the hydrothermal recrystallization that it is often impossible to trace it. However, ghost fragments are sometimes recognizable as relicts of insoluble organic matter through carbonate and albite porphyroblasts (Fig. 4b). The amoeboidal shape of the residual fragments results from the pro-gressive replacement from the margins towards the fragment centre. Moreover, overgrowth rings observable around automorph carbonate rhombs are suggestive of recementation through the breccia (Fig. 4a). The well-cemented breccias therefore appear to be relict breccias (Laznicka 1988) which underwent various degrees and phases of replacive cementation.

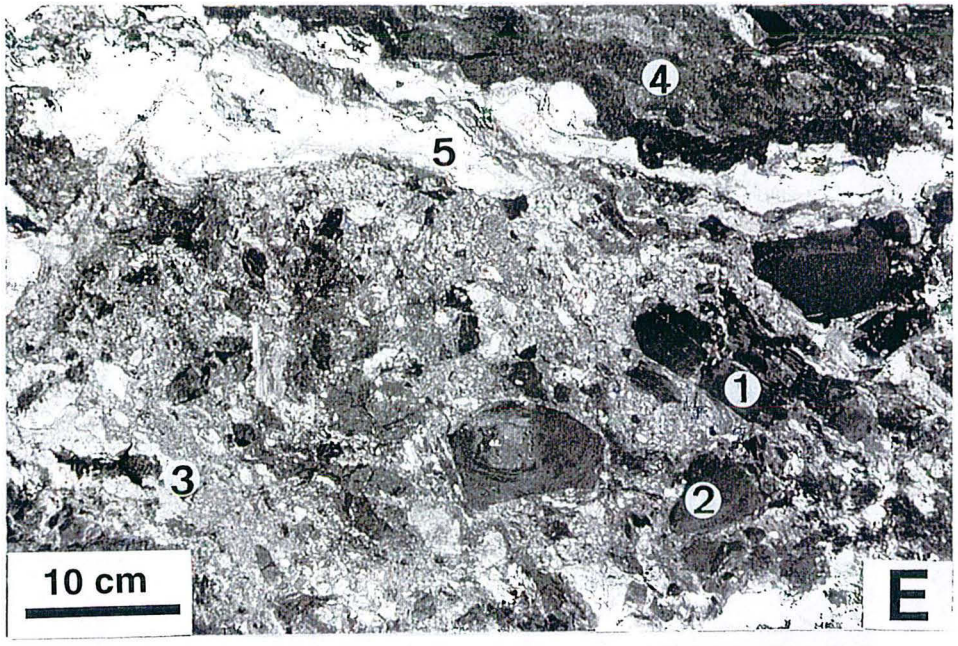
Structures of the breccia bodies

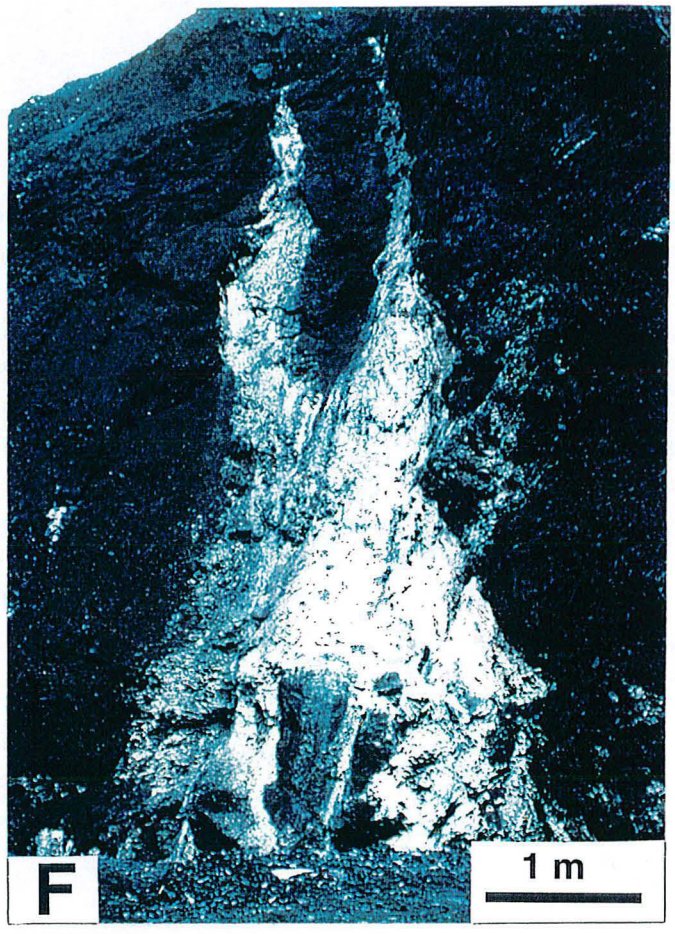
The main structures in the breccia bodies are matrix lenses, banded vein-like structures and layering. Although the rock fragments are generally embedded in the matrix, some matrix lenses that include very few fragments can be visually distinguished from the heterogeneous fragment–matrix mesh (e.g. Fig. 3e). These matrix lenses of limited lateral extent and may

Fig. 2. (a) Lithostratigraphic units of the Muzo and Coscuez deposits area. (b) Cross-section through the Tequendama mine (north of the rio Itoco) in the Muzo deposit. The structure of the mine corresponds to an hectometric fault propagation fold developed during thrust tectonics. The albitite horizon formed prior to the thrusting event is folded. The breccia occurs along thrusts. Structural map (c) and cross-section (d) of the Coscuez deposit. The deposit is a breaching structure composed of an imbricate fan stacked against a major breaching reverse fault (i.e. El Reten Fault). The albitites are mainly lenses strongly disrupted by thrust tectonics. The breccia, filling major and second order thrusts and reverse faults, as in Muzo, also occur within small dilational jogs along the Coscuez tear fault [e.g. (c) inset].


NNW
SSE
A
B
C
D
40 cm
10 cm
E
F
1 m
NNW
SSE
G


NNW
SSE
1
2
3
4
5
A
B
C
D
40 cm





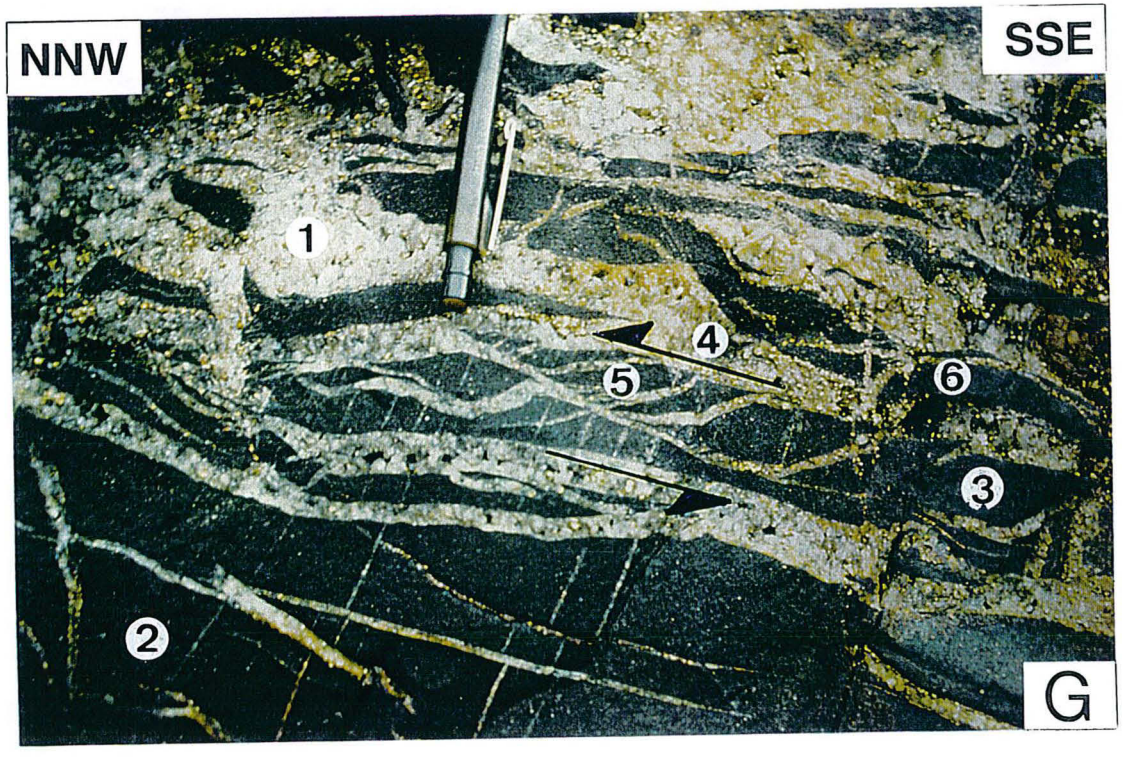
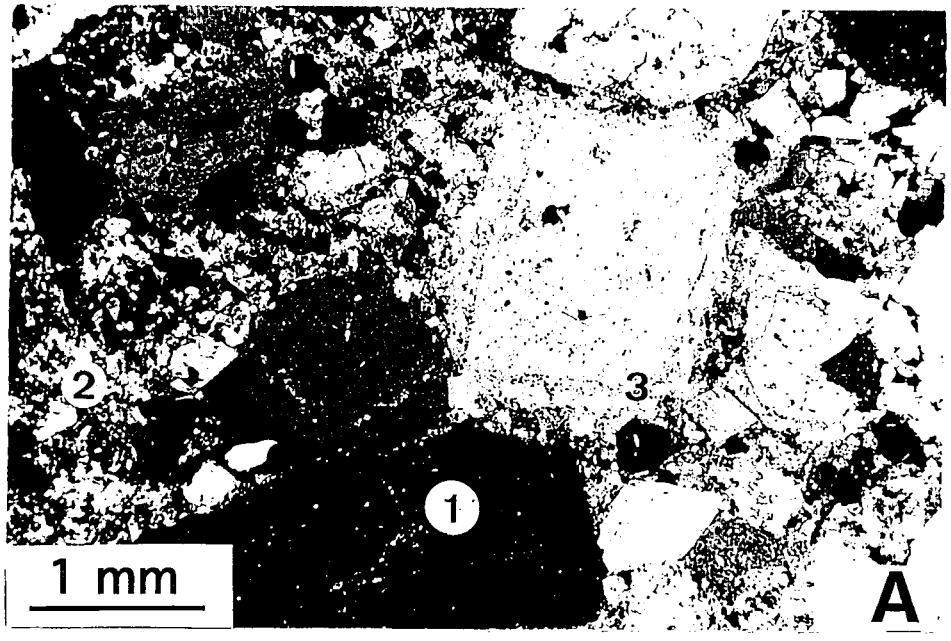


FIGURE 3



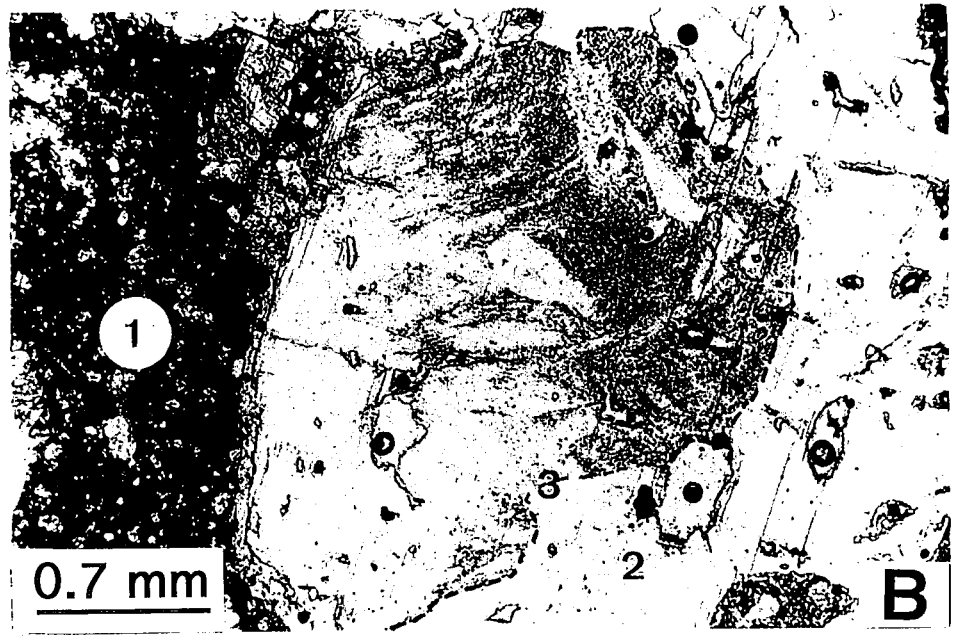


FIGURE 4

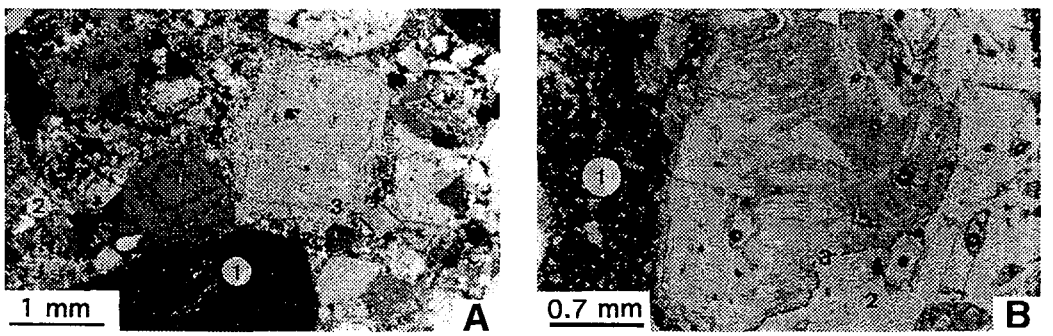


Fig. 4. Optical photomicrographs of cement-supported breccias. (**a**) Black shale fragment (1) and replacive hydrothermal cement composed of a dominant carbonate phase ranging from porphyroblastic (3) to microsparitic (2). The carbonate porphyroblasts (rhombs) display overgrowth rings suggestive of recementation (crossed polars). (**b**) Black shale fragment (1) overprinted by a carbonate porphyroblast (2); relicts of insoluble organic matter outline the ghost margin of the fragment (3) (transmitted light).

or may not be parallel to the wall rocks. They suggest that sorting between fragments and matrix has occurred during a transport.

White banded vein-like structures are present through the breccia, lying either parallel to the breccia body (Fig. 3e) or branched into the breccia body as dyke structures (Fig. 3f). Swelling, lensing and pinching are very common and the regular arrangement of such structures give the breccia a white and black striped appearance. Moreover, the proportion of pyrite and small black quartz is higher within the banded vein-like structures than in the whole breccia body.

In terms of their texture and mineralogy, the thrust-parallel breccia are layered (Fig. 5). The layering, parallel to the wall-rock contact, is composed from, bottom to top, of: (1) a carbonate thrust vein (V2), which may be reworked and incorporated as vein fragments into the overlying breccia; (2) a partially cemented breccia with calcite rhombs and pyrite; (3) a zone of tectonically reworked breccia with breccia fragments incorporated into a red melange partially cemented by pyrite and iron-rich dolomite (ankerite) (shale fragments are sparse); (4) a red layer, totally cemented and very hard, presenting composed exclusively of pyrite and ankerite and lacking shale fragments; (5) a pure pyritic layer, sometimes including fragments of layer 4. In thin section, layer 4 preserves no fragments, but ankerite porphyroblasts display outlines of ghost fragments. Therefore, the red layer is a relict breccia in which the hydrothermal replacement has completely overprinted fragments and matrix.

In any given outcrop one or two layers may be missing. An additional pyritic layer is commonly sandwiched between the thrust vein and the breccia. The reworking of one layer into another provides time relationships between each layer, the pyritic layer being the youngest. The proportion of pyrite and, more generally,

Fig. 3. (**a**) Thrust verging NNW, Muzo deposit (Tequendama mine, location Fig. 2b). The SSE dipping calcareous black shale unit (2) thrusts over the NNW dipping siliceous black shale unit (1). The siliceous beds are truncated at high angles by the thrust plane marked by breccia (3) and a thrust-parallel vein (4) (the dashed line separates 3 from 4); 5 shows the location of Fig. 3g. (**b**) Cement-supported breccia within a second order thrust, Coscuez deposit (see location Fig. 2c). The breccia (2) abruptly truncates the siliceous wall rock (1) steeply dipping toward the lower left of the picture. The breccia is composed of black fragments (3 and 5) coming from the enclosing black shales and white fragments (4) coming from albitites. Here, the white fragments are exotic relative to the wall rocks. Some angular plate-like fragments (5) have their longest axis parallel to the siliceous wall rock (1). (**c**) Hydraulic breccia affecting the wall rocks of a dilational jog filled with breccia, Coscuez deposit (location Fig. 2c). (**d**) Breccia-filled fracture (1) cross-cutting the calcareous bedding, Coscuez (location Fig. 2d). (**e**) Matrix-supported breccia preserving angular plate-like fragments (1), rounded fragments (2) and amoeboidal fragments with white alteration rinds (3). The fragments are randomly oriented. Matrix lenses (4) and white banded vein-like structures (5) are typical structures of the breccia bodies, Coscuez deposit, Morrallero tunnel. (**f**) Dyke-like banded structure consistent with upward fluid migration, Muzo deposit (Quipama mine). (**g**) Thrust vein filled with carbonate rhombs and pyrite (1) truncating the siliceous wall rock (2). The superposition of the lenticular siliceous fragments (3), the en echelon sigmoidal tension gashes (5) and the drag-folds (6) are concordant with incremental hybrid shear–tensional failure [the black arrow (4) indicates the shear sense] (location Fig. 3a).

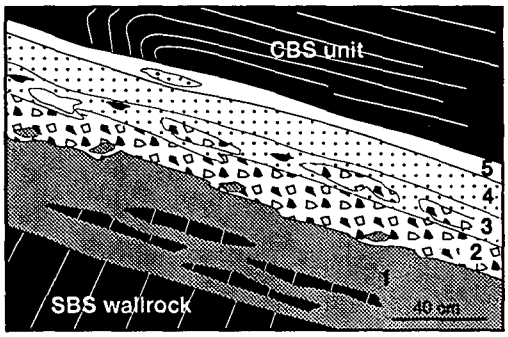


Fig. 5. Reconstructed diagram of a thrust-parallel breccia showing the layering of breccia bodies. See text for captions and discussion and Fig. 3a for natural example.

of iron increases through layers 1–5 (e.g. in carbonates, from calcite in layer 2 to ankerite in layers 3 and 4). This suggests that each layer might record variations in fluid composition or fugacities.

Brecciation process

Transport, replacement and a pulsative pattern of brecciation are the three main phenomena relevant to the breccia formation. The initial fragmentation of the black shales and albitites is mainly thought to be hydraulic fracturing and is further discussed in the following section. Nevertheless, tectonic cominution and friction cannot be completely ruled out as agents of initial fragmentation, even if striated fragments and fabric due to fragment reorientation are absent within the breccia.

Transport

The polygenetic nature of the breccia and the rotation undergone by rock fragments clearly indicate bulk transport of material. The breccia-filled fractures (Fig. 3d) are particularly important evidence for the injected nature of such transported material into dilatational sites along thrusts and tear faults.

The sorting between the heavier fragments and the lighter matrix suggests that elutriation (entrainment and separation of smaller particles) occurred of a mixture of fine and large particles as they were transported during fluid flow. This process is considered to be characteristic of fluidized media (Reynolds 1954; Davidson & Harrison 1971) and implies that fragments and matrix have been suspended and transported as fluid-supported pulp. Although elutriation is considered to be achieved by fluidization in liquid–solid systems (Richardson 1971) it characterizes most gas–solid systems (Mathur 1971; McCallum 1985). This is in accord with the large quantities of CO_2 released by the thermochemical sulphate reduction during the emerald deposits formation (Cheilletz & Giuliani 1996).

The abundant rock flour matrix and the thorough mixing of fragments from different origin also argue for transport by fluidization (McCallum 1985). An hypothesis to explain the rounded fragments and the abundant rock flour matrix might be the impact brecciation as defined by Jébrak (1997): 'Impact brecciation, also known as erosive wear, relates to the ballistic behaviour of such fragments in the fluid, where multiple reflections of collisional shock waves cause brittle fracturing to develop within a Herzian stress field specific to each particle'. This process implies large dilation, high fluid velocity and is certainly relevant to a fluidized media, particularly during the channelling–gas streaming advanced stage of fluidization (Mathur 1971; McCallum 1985). In that case, impact brecciation would appear as a second order fragmentation during the transport of the pulp. The heterogeneity of the fragment shapes suggests that different fragments may not have not the same residence times in the breccia, with the plate-like angular fragments being the most recently incorporated into the fluidized breccia.

Within thrust zones, the non-replacive and dilatant thrust veins (V2) mark an expanded stage of the breccia-filled faults. This stage of dilation can reasonably be linked up with a 'quiescent fluidized bed stage' occurring in incipient fluidization (Lowe 1975; Murphy 1984; McCallum 1985).

Hydrothermal replacement

The fluids transporting the fragment–matrix mesh are likely to be the brines responsible for the emerald mineralization during ST2 (Giuliani *et al.* 1992, 1995). They went on to precipitate a replacive hydrothermal cement which overprints the matrix and the fragments. Amoeboidal fragments with alteration rinds and ghost outlines of fragments within carbonate porphyroblasts suggest that cementation was replacive. Reynolds (1954) considers replacement to be a characteristic of fluidized media. In fact, the high porosity of a material issued from fluidization enhances the circulation of hydrothermal fluids; then, replacements are likely to be favoured. The

overgrowth rings around carbonate porphyroblasts indicate that the fluidized breccia underwent various episodes of cementation.

The banded vein-like structures are other features that resulting from that hydrothermal replacement. The morphologies and locations of the banded vein-like structures suggest that they trace the hydrothermal fluid paths through the breccia during or after the transport of the pulp. Along these vein-like structures, the circulating fluids have chemically reworked the black matrix by leaching and precipitating hydrothermal phases. The dyke structures suggest an upward fluid migration in the deposits and appear to act as conduits for escaping fluid phases.

Pulsative pattern of the brecciation

It is noteworthy that recemented breccias are often associated with incremental opening of dilatant sites (Sibson 1985). The regular arrangement of white banded vein-like structures alternating with black matrix bands aligned parallel to the wall rocks suggests such incremental opening of the fractures. The layering of the breccia bodies indicates that each layer corresponds to one faulting–fluid flow pulse. Each pulse is likely to have a particular fluid composition and each may tectonically rework the underlying layer. Thus, the brecciation can be regarded as a multistage process: the faults propagate in a succession of faulting–fluid flow cycles, and the processes of fluidization and hydrothermal replacement may occur within each cycle of activity.

Discussion

Opening of dilatant sites and associated fluid pressures

The veins associated with the emerald-bearing dilatant sites allow the fluid pressure variations to be discussed in the context of compressive tectonics of the emerald deposits. Along tear faults, the dilatant sites correspond to dilational jogs. In this case, the fluidized pulp is likely to be expelled upwards as in a pipe. The hydraulic breccias (Fig. 3c) are diagnostic of hydraulic fracturing (Phillips 1972; De Roo & Weber 1992). They result from the implosion (i.e. critical hydraulic fracturing) of the wall rocks, into the jogs due to the large fluid pressure differential between the fast-formed dilatant site and its surrounding rocks (Sibson 1986; Jébrak 1992, 1997). The dilational jogs are therefore discharge zones for pore fluids driven by a suction pump mechanism (Sibson 1987; Sibson *et al.* 1988). Hydraulic fracturing is often followed by collapse of the fragments (i.e. instabilities of the wall rocks) when the fluid pressure differential between the wall-rock pores and the jog becomes low (Jébrak 1992, 1997). Both mechanisms have affected the black shales and albitite wall rocks, generating fragments which fell into the ascending pulp as it moved along the jog. Thus, fluidization combines with hydraulic fracturing during the tear fault propagation, often in successive pulses, to produce the observed multistage brecciation in the dilational jogs.

The thrust-parallel fluidized breccias and their associated thrust veins (V2) could be explained by two mechanisms during the thrust propagation. Irregularities within the thrust plane might create dilatant spaces along thrusts. However, the margins of the breccia bodies do not show such geometries and, moreover, the transport of a pulp over distances of a few hundred metres requires that those irregularities were well connected, which appears unlikely. A more likely mechanism appears to be hybrid shear–dilational failure. This is suggested by the thrust vein textures: en echelon sigmoidal tension gashes and drag folds (5 and 6 on Fig. 3g) indicate shearing, whereas dilation is shown by the non-replacive veins growing between the fragments and offsetting them vertically (4 on Fig. 3g). The formation of hybrid shear–dilational fractures implies that the effective normal stresses acting across the fracture planes are negative (i.e. tensile). In the thrust systems of the Colombian emerald deposits, such features suggest high fluid pressures which might have locally exceeded the weight of overburden during the deposits formation. The increase of the fluid pressure which causes failure (i.e. the Mohr circle moves to the left and touches the failure envelope) corresponds to hydraulic fracturing (e.g. Cosgrove 1995); whether the failure is by tension, hybrid shear–tensional or shear depends on the differential stress (i.e. the Mohr circle diameter). Thus, it appears that in the Colombian emerald deposits, the thrust propagation is achieved by hybrid shear–tensional failure caused by hydraulic fracturing. The complex layered nature of the thrust veins (Fig. 3g) seems to indicate that hydraulic fracturing occurred by increments: each fragment is detached during an hybrid failure (i.e. a thrust propagation increment), and carbonate deposition occurred between each increment. Such an incremental thrust propagation fits very well with the multistage brecciation and can be reasonably related to cyclical drops and build-up of fluid pressure

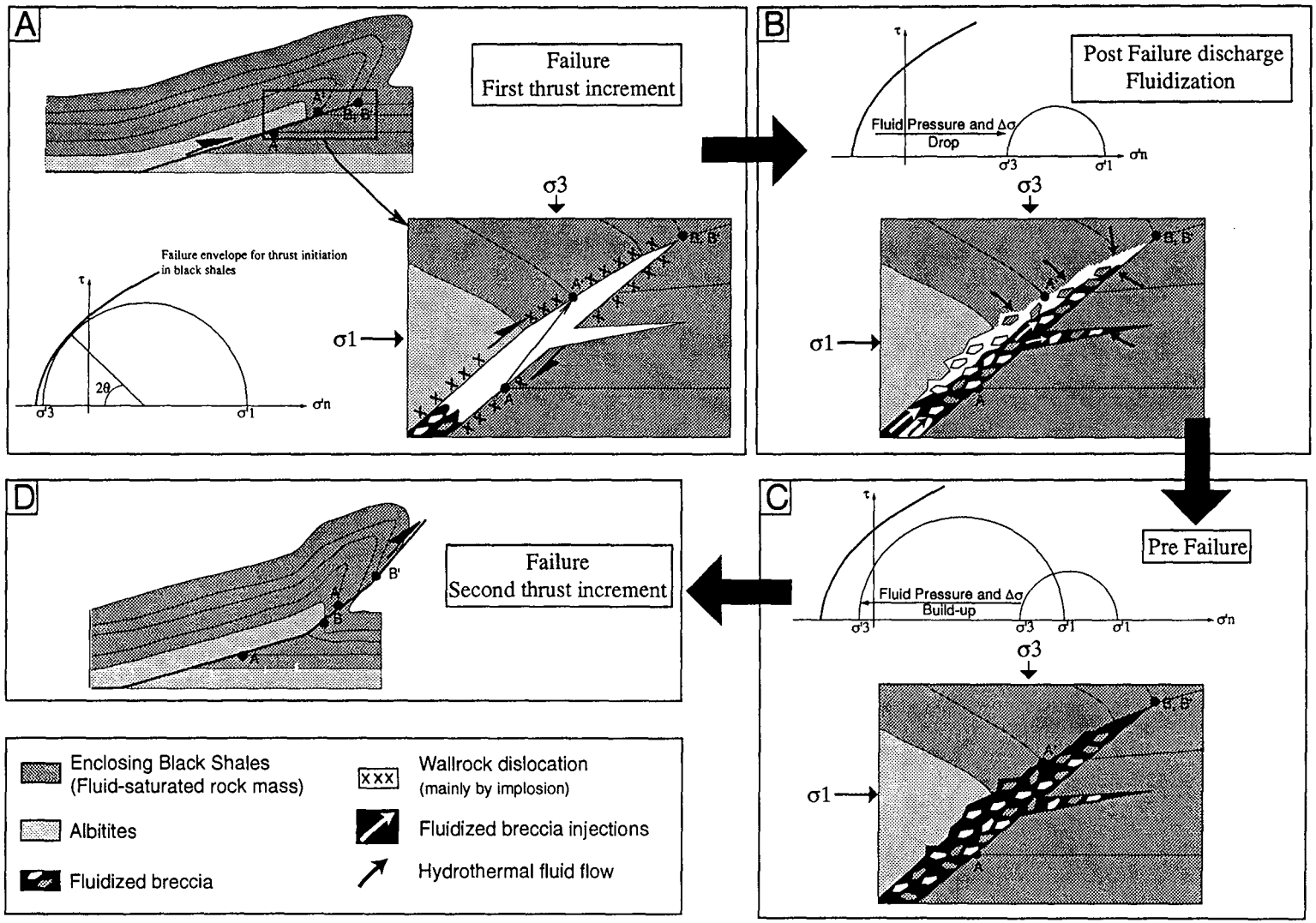


Fig. 6. Diagram illustrating the fluidization and associated fluid pressures during incremental thrust propagation. See text for discussion.

(Murphy 1984; Sibson *et al.* 1988): the build-up of fluid pressure causes hydraulic fracturing which induces a thrust increment by hybrid shear–tensional failure (arrow A–A′ on Fig. 6a). In response to the sudden opening of the thrust segment, fluid pressure and differential stress decrease, inducing the implosion of the wall rocks. During the drop of the fluid pressure the hydrothermal fluids flow with a high velocity into the new thrust segment by suction. This triggers the fluidization of a pre-existing uncemented pulp which incorporates new fragments at the same time (Fig. 6b) and a new pulp (i.e. fluidized breccia) has been formed (Fig. 6c). The subsequent build-up of fluid pressure and differential stress may lead to a second thrust increment (Fig. 6d).

The sealing of faults by carbonate deposition and the cementation of the fluidized breccia depend on: the time between the drop and the following build-up of the fluid pressure; the pressure conditions for precipitation of hydrothermal minerals (providing that temperatures and solubilities required are established) which have to be reached during the drop of fluid pressure. This implies that the same mass of pulp can be injected various times without being cemented during a succession of thrust increments (Fig. 6). In that case, the cementation may or may not operate after each injection.

Origin of the increased fluid pressures

In sedimentary basins (e.g. Fig. 7), the transition from hydrostatic to suprahydrostatic fluid pressures begins at an average depth of 3 km. [Gregory & Backus (1980) as cited in Wood & Walther (1986)]. This suggests that, at the formation depth of the emerald deposits (4–5 km; Cheilletz *et al.* 1994), the fluid pressures can approach lithostatic values. Moreover, the thick siliceous black shale sequence capping the deposits may have act as a low permeability barrier to the vertical migration of the brines. This is supported by the fact that 15 m above the roof thrust (Fig. 2b, d), the overlying siliceous unit displays no evidence of metasomatism or veining, whilst the entire calcareous unit has undergone a strong fluid–rock interaction and mineralization, especially just below the calcareous–siliceous contact where numerous lens-like haloes of albitization and carbonatization are located.

Thus, by the beginning of ST2, the permeable calcareous black shale sequence, which had undergone strong albitization and carbonatization during ST1, can be regarded as a saturated

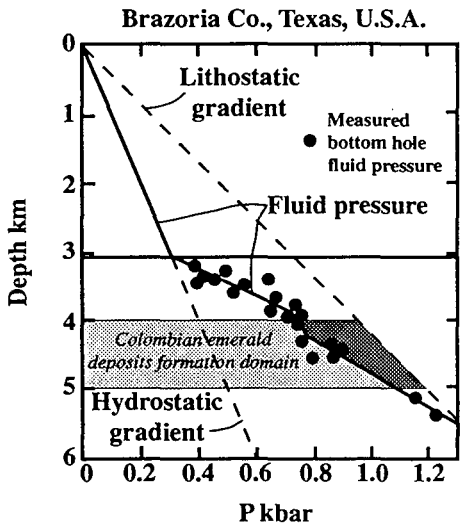


Fig. 7. Plot of fluid pressure v. depth for a drill hole into a sedimentary basin in Texas, USA At the formation depth of Colombian emerald deposits the fluid pressure approaches lithostatic values (light grey area). In those deposits, the effect of siliceous black shale capping units acting as low permeability barriers allows the fluid pressure to reach locally lithostatic values (dark grey area). Modified from Gregory & Backus (1980) as cited in Wood & Walther (1986).

rock volume with overpressured pore fluids (Fig. 6a). The subsequent propagation of thrust faults through the horizontal permeability barrier then allowed percolation and escape of fluids trapped in the siliceous black shale footwall. Field observations suggest that percolation may have been of limited lateral extent in the siliceous black shale footwall since, in the vicinity of the ramps, the fluids have migrated in discontinuous sandstones beds which are deformed and totally carbonatized or pyritized. So, the permeability barrier may have remained intact during at least a part of the thrusting. Thus, with a continuing input of hydrothermal fluids, high fluid pressures can build up various times and trigger successive episodes of fluidization synchronous with fault movement.

Conclusion

The polygenetic breccias filling the faults and fractures in the Colombian emerald deposits are fluidized breccias often, but not always, cemented by hydrothermal phases. Fragments, matrix and hydrothermal fluids constitute a pulp which was injected into dilatant sites opened during fault propagation. The recementation and the

layering of the fluidized breccia bodies indicate a multistage brecciation related to successive faulting–fluid flow pulses. Along the tear faults, the dilatant sites correspond to small dilational jogs. During suction pumping within the jogs, implosion breccias were generated by hydraulic fracturing; detached fragments were then incorporated into the pulp which was subsequently injected upwards. Along thrusts, the textures of the thrust veins indicate that dilatant sites were created by incremental tensional–shear fracturing synchronous with the thrust propagation. This requires high fluid pressures. The multistage brecciation process linked to successive increments of fault propagation is related to the cyclical build-up and drop of the fluid pressures and differential stress. In the sedimentary basin of the Eastern Cordillera of Colombia, the emerald deposits are interpreted to be formed at 4–5 km depth. At that depth, the fluid pressure can be suprahydrostatic and may approach lithostatic values. Moreover, the siliceous black shales capping the deposits have acted as a low permeability barrier which enabled lithostatic fluid pressures to be locally reached.

The authors are grateful to B. Holdsworth and S. Jolley for their constructive comments as reviewers, and to M. Jébrak for additional comments on the manuscript. We wish to thank MINERALCO S.A. and emerald mining companies in Colombia for their logistic assistance during the field works. This study was supported by ECOTECH–CNRS (grant ARC 215) and European Comission DG XII (grant CT 94-0098). This is an IGCP 342 and CRPG contribution 1352.

References

CASERO, P., SALEL, J. & ROSSATO, A. 1997. Multidisciplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia). *In: VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas proceedings, 14–17/9/1997, Cartagena.* ACGGP Editions, **tomo I**, 100–118.

CHEILLETZ, A. & GIULIANI, G. 1996. The genesis of Colombian emeralds: a restatement. *Mineralium Deposita*, **31**, 359–364.

——, FÉRAUD, G., GIULIANI, G. & RODRIGUEZ, C. T. 1994. Time–pressure and temperature constraints on the formation of colombian emeralds: An $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser microprobe and fluid inclusion study. *Economic Geology*, **89**, 361–380.

——, GIULIANI, G., BRANQUET, Y., LAUMONIER, B., SANCHEZ, A. J., FÉRAUD, G. & ARHAN, T. 1997. Datation K–Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 65 ± 3 Ma des gisements d'émeraude du district de Chivor–Macanal: argument en faveur d'une déformation précoce dans la Cordillère Orientale de Colombie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), série IIa*, **324**, 369–377.

COLLETA, B., HEBRARD, F., LETOUZEY, J., WERNER, P. & RUDKIEWICZ, J.-L. 1990. Tectonic and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. *In*: LETOUZEY, J. (ed.) *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts.* Editions Technip, Paris, 80–100.

COOPER, M. A., ADDISON, F. T., ALVAREZ, R. *et al.* 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, **79**, 1421–1443.

COSGROVE, J. W. 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. *In*: AMEEN, M. S. (ed.) *Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis.* Geologial Society, London, Special Publications, **92**, 187–196.

DAVIDSON, J. F. & HARRISON, D. 1971. *Fluidization.* Academic Press.

DENGO, C. A. & COVEY, M. C. 1993. Structure of Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. *AAPG Bulletin*, **77**, 1315–1337.

DE ROO, J. A. & WEBER, K. 1992. Laminated veins and hydrothermal breccia as markers of low-angle faulting, Rhenish Massif, Germany. *Tectonophysics*, **208**, 413–430.

GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., FRANCE-LANORD, C. & RUEDA, F. 1996. The role of organic matter in high temperature hydrothermal regimes. *In: Third International Symposium on Andean Geodynamics Proceedings, 17–19/9/96, Saint Malo, France.* ORSTOM Editions, 683–686.

——, SHEPPARD, S. M. F., CHEILLETZ, A. & RODRIGUEZ, C. T. 1992. Contribution de l'étude des phases fluides et de la géochimie isotopique $^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$ à la genèse des gisements d'émeraude de la Cordillère Orientale de la Colombie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), série II*, **314**, 269–274.

——, CHEILLETZ, A., ARBOLEDA, C., CARRILLO, V., RUEDA, F. & BAKER, J. H. 1995. An evaporitic origin of the parent brines of Colombian emerald: fluid inclusion and sulphur isotope evidence. *European Journal of Mineralogy*, **7**, 151–165.

JÉBRAK, M. 1992. Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. *Chronique de la Recherche Minière*, **506**, 25–35.

——1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Review*, **12**, 111–134.

LAUMONIER, B., BRANQUET, Y., LOPÉS, B., CHEILLETZ, A., GIULIANI, G. & RUEDA, F. 1996. Mise en évidence d'une tectonique compressive Eocène–Oligocène dans l'Ouest de la Cordillère Orientale de Colombie, d'après la structure en duplex des gisements d'émeraude de Muzo et de Coscuez. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), série IIa*, **323**, 705–712.

LAZNICKA, P. 1988. Breccias and coarse fragmentites, petrology, environments, associations, ores. *Developments in Economic Geology*, **25**.

LOWE, D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157–204.

MATHUR, K. B. 1971. Spouted beds. *In*: DAVIDSON, J. F. & HARRISON, D. (eds) *Fluidization*. Academic, London, 711–749.

MCCALLUM, M. E. 1985. Experimental evidence for fluidization processes in breccia pipe formation. *Economic Geology*, **80**, 1523–1543.

MURPHY, F. C. 1984. Fluidized breccias: a record of brittle transitions during ductile deformation. *Tectonophysics*, **104**, 325–349.

OTTAWAY, T. L., WICKS, F. J., BRYNDZIA, L. T., KYSER, T. K. & SPOONER, E. T. C. 1994. Formation of the Muzo hydrothermal emerald deposits in Colombia. *Nature*, **369**, 552–554.

PHILLIPS, W. J. 1972. Hydraulic fracturing and mineralisation. *Journal of the Geological Society, London*, **128**, 337–359.

REYNOLDS, D. L. 1954. Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. *American Journal of Science*, **252**, 577–614.

RICHARDSON, J. F. 1971. Incipient fluidization and particulate systems. *In*: DAVIDSON, J. F. & HARRISON, D. (eds) *Fluidization*. Academic, London, 26–64.

SCHAMEL, S. 1991. Middle and upper Magdalena basins. *In*: BIDDLE, K. T. (ed.) *Active Margin Basins*. *AAPG Memoir*, **52**, 283–303.

SCHEIBE, R. 1916. Informe geologico sobre las minas de esmeraldas de Muzo. *In*: *Compilacion de los estudios geológicos oficiales en Colombia*. Ingeominas, Bogotá 1933, **Tomo 1**, 169–198.

SIBSON, R. H. 1985. Stopping of earthquake ruptures at dilatational fault jogs. *Nature*, **316**, 248–251.

——1986. Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure and Applied Geophysics*, **124**, 159–175.

——1987. Earthquake rupturing as an hydrothermal agent. *Geology*, **15**, 701–704.

——, ROBERT, F. & POULSEN, K. H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling and mesothermal gold–quartz deposits. *Geology*, **16**, 551–555.

TCHEGLIAKOVA, N. 1997. Analisis micropaleontologicos, region de Otanche-Coscuez-Peñas Blancas. Unpublished report, Minerales de Colombia, S.A., Bogotá.

WILSON, C. J. N. 1980. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **8**, 231–249.

WOHLETZ, K. H. & SHERIDAN, M. F. 1979. *A Model of Pyroclastic Surge 180*. Geological Society, America, Special Publications, **180**, 177–194.

WOLFE, J. A. 1980. Fluidization versus phreatomagmatic explosions in breccia pipes. *Economic Geology*, **75**, 1102–1109.

WOOD, B. J. & WALTHER, J. V. 1986. Fluid flow during metamorphism and its implication for fluid-rock ratios. *In*: WALTHER, J. V. & WOOD, B. J. (eds) *Fluid–Rock Interactions During Metamorphism*. PUBLISHER, 89–108.

III.1.4.2.1. Compléments sur la fracturation associée aux failles

Les veines subhorizontales dans les LS inférieures du gisement de Muzo

Observées seulement à Muzo, ce sont de grandes veines subhorizontales qui recoupent l'unité de LS inférieure. Sur le front de taille de la mine de Quipama elles sont remarquables par leur blancheur et leur épaisseur (20-30 cm). Ces veines présentent un remplissage similaire aux « thrust veins » décrites dans l'article précédent (Branquet *et al.*, 1999a) et excepté quelques « morrallas » (béryl vert sans aucune qualité gemme), elles sont stériles.

Leur étroite association spatiale avec les chevauchements et en particulier les rampes, le fait qu'elles ne se développent que dans le mur et leur subhorizontalité suggèrent que ces veines massives sont synchrones des chevauchements comme les « thruts veins ». Elles résultent de la fracturation hydraulique causée par de fortes pressions fluides localisées dans les plans de chevauchement sans que pour autant le mur de LS n'enregistre des pressions fluides anormales. Ce type de fracturation hydraulique pourrait être qualifiée d'explosive.

Scheibe (1916) a parfaitement identifié les « thrust veins » et les veines subhorizontales dans les LS inférieures. Il les regroupe sous l'appellation « Cama ».

Les filons verticaux

Ces filons verticaux se développent le long des failles décrochantes (e.g. faille Rio Itoco à Muzo). Ils sont stériles et apparaissent relativement tardivement dans le processus de minéralisation. Dans la mine de Tequendama, au niveau du puits de Puerto Arturo, « l'arena » est un de ces filons composé d'ankérite, d'albite et de pyrite qui lui donnent une couleur rouge (Fig. III. 16A). Ce filon vertical peut atteindre 20 m d'épaisseur en puits.

A Coscuez, le long de la faille de Morrallero, ces filons montrent une cristallisation importante de sidérite.

Le mode de mise en place de ces filons verticaux semble correspondre à des « dilational jogs » semblables à ceux dans lesquels s'injecte la brèche fluidisée (Branquet *et al.*, 1999a).

III.*1.4.3. Les autres systèmes de veines*

III.1.4.3.1. Les veines parallèles à la stratification

Cette famille de veines est très développée dans les gisements. Le remplissage à pyrite et/ou à calcite blanche est toujours fibreux. Ces veines ont une épaisseur moyenne de 2 à 3 cm. La veine se développe dans le plan de stratification lui même (ce qui est le plus courant) ou à l'intérieur du banc. L'anisotropie dans les LC entre les bancs de calcaires et de lutites noires contrôle fortement l'emplacement de ces veines (Fig. III. 16B). Le front de taille de la mine de Quipama permet de faire une étude statistique sur la morphologie des fibres et sur le mode de croissance. Il en résulte que toutes les morphologies de fibres existent : perpendiculaires aux épontes, rectilignes-obliques aux épontes et sigmoïdes. De la même façon tous les modes de croissance coexistent (antitaxiale, syntaxiale et composite) avec cette fois une nette prédominance des croissances antitaxiales. Il n'est pas rare d'observer le passage d'une veine unique à une série de fentes en échelon (Fig. III. 16C). Les bandes d'inclusions solides et les « inclusion trails » caractéristiques du mécanisme de crack-seal (Ramsay, 1980) n'ont pas été observés sur les lames minces réalisées.

Ces veines fibreuses sont précoces car elles sont replissées, décalées et bréchifiées lors des déformations plus tardives (Fig. III. 16D).

Il arrive que ces veines parallèles à So soient réouvertes au centre et/ou aux épontes. Les phases minérales qui cristallisent alors sont la muscovite verte en lamelles perpendiculaires aux épontes ainsi que les carbonates rhomboédriques et la pyrite cubique. Lors de leur réouverture, ces veines fibreuses parallèles à So peuvent aussi être injectées d'une brèche fluidisée (Fig. III. 16E).

Cette famille de veines fibreuses, lorsque qu'elle n'est pas réouverte, ne présente aucune minéralisation à émeraude.

L'étude des inclusions fluides (Dubois, 1994) menée sur les calcites fibreuses des veines parallèles à So montre que les fluides de remplissage étaient moins salés (25 % eq. pds. NaCl, avec parfois des cubes de sel) et plus froids (entre 150° et 200°C pour T(V^-)) que ceux du stade minéralisateur postérieur (carbonates rhomboédriques, quartz et émeraudes, cf. chapitre I). De plus, la signature isotopique des calcites fibreuses pour l'oxygène et l'hydrogène semble indiquer un mélange entre des eaux de bassin et des eaux météoriques (Giuliani, comm. pers.) ce qui est différent des eaux de bassin surchauffées associées au stade minéralisateur (stade 2

dans le modèle de Cheilletz et Giuliani, 1996). Ces différences de composition chimique et de température renforcent le modèle à deux stades pour les gisements de Coscuez et de Muzo.

Ce type de veines à remplissage fibreux est largement décrit dans la littérature. Il est généralement admis que les fibres poussent parallèles à la direction d'ouverture. Cependant la croissance des fibres est fortement contrôlée par la géométrie des épontes (Cox, 1987) et par la cinétique d'ouverture (Urai *et al.*, 1991). D'après ces derniers auteurs, a moins d'une déformation-recristallisation (Williams et Urai, 1989), la courbure des fibres est bien le résultat du changement d'orientation du vecteur d'ouverture de la fracture parce que : 1) l'ouverture s'est faite par une succession de petits incréments ; 2) la géométrie des plans de fractures entre chaque incrément est irrégulière. Si ces deux conditions ne sont pas remplies, les fibres poussent perpendiculairement aux épontes et on perd l'information sur la cinématique d'ouverture.

Dans les gisements d'émeraude, les fibres sigmoïdes ou rectilignes obliques ainsi que la disposition en échelon quelquefois observée (Fig. III. 16C) indiquent clairement une composante cisaillante parallèle à So.

Donc, ces veines parallèles à So ne sont pas des « water-sills » (Henderson *et al.*, 1990) encore appelées « beefs » (Cosgrove, 1993; 1995), c'est à dire des veines générées sans raccourcissement tectonique mais par ouverture du plan d'anisotropie So sous l'action de la pression fluide supérieure à la somme pression lithostatique + résistance verticale à la traction de la roche. Pourtant, les conditions de pression fluide imposées par la barrière de faible perméabilité que représentent les LS étaient favorables à ce mécanisme (Price, 1975).

De telles veines peuvent aussi se former en relation avec de l'ouverture et du glissement interbanc pendant la flexuration des couches induite par une compression parallèle à celles-ci (« buckling ») et conduisant à la formation d'un pli. Testée sur le front de taille de Quipama et à Coscuez, cette hypothèse est infirmée par le fait que sur les deux flancs de la flexure les fibres sigmoïdes indiquent le même sens de cisaillement alors qu'il devrait être opposé en cas de « flexural slip folding ». Néanmoins, ces observations n'ont pas de valeur statistique (deux observations seulement).

Il semble donc que ces veines fibreuses parallèles à So sont des fractures syntectoniques d'extension (e.g. Sibson, 1990b) montrant une composante cisaillante (fractures hybrides) parallèle à So. Leur géochimie ainsi que leur relation avec le plissement et les failles en font des veines précoces traduisant l'initiation de la mise sous contrainte des formations sédimentaires. Elles sont donc typiquement « pre-buckling » et « pre-thrusting », l'initiation de

la déformation durant le développement de ces veines pouvant s'exprimer localement par de petits chevauchements à l'échelle de l'anisotropie (Fig. III. 16F).

III.1.4.3.2. Les veines perpendiculaires à la stratification

Elles forment une famille répandue et affectent les CD et surtout les bancs compétents de calcaires des LC (Fig. III. 1A, 17A). Elles sont scellées par des carbonates rhomboédriques et plus rarement de l'albite et la pyrite. Aucun habitus fibreux ne cristallise dans ces veines. Bien individualisées au centre du banc, ces veines se ramifient souvent en un chevelu à la base et au sommet des bancs. Il arrive que la fréquence de ces veines sur le même banc de calcaire soit importante découpant ainsi le banc en boudins sans pour autant développer des structures « pinch and swell ». Ces veines n'ont jamais fait l'objet d'une étude précise d'inclusions fluides, ni d'isotopes stables (H, O). Elles ne supportent jamais la minéralisation.

L'interprétation la plus simple est de considérer que ce sont des fractures d'extension qui résultent d'une compression normale aux couches de la même façon que les boudins et les structures « pinch and swell » (Price et Cosgrove, 1990). Certains panneaux de LC et CD se sont sans doute retrouvés subperpendiculaires à la direction de compression locale proche de l'horizontale pendant le plissement et le chevauchement qui ont généré les gisements.

III.1.4.3.3. Les veines associées aux plis

Elles existent à toutes les échelles du pli décamétrique au pli microscopique. Il s'agit principalement de veines d'extrados et de « saddle reefs » (Fig. III. 17B) produites dans la charnière par l'accommodation du plissement entre les couches. Dans la charnière des plis décamétriques, une brèche hydraulique se substitue souvent à ces « saddle reefs ». Ces veines associées aux plis ont un remplissage typique de phase 2 et sont à fort potentiel de minéralisation dans les LC et les CD.

III.1.5. La minéralisation à émeraude

Les LC et dans une moindre mesure les CD contiennent la minéralisation à émeraude. Celle-ci se rencontrent:

- Dans les veines et brèches hydrauliques associées aux plis intra LC.

- Dans des « poches » de calcite friable et poudreuse (« azucar ») qui sont disséminées dans tout le volume de LC apparemment sans lien avec des structures.

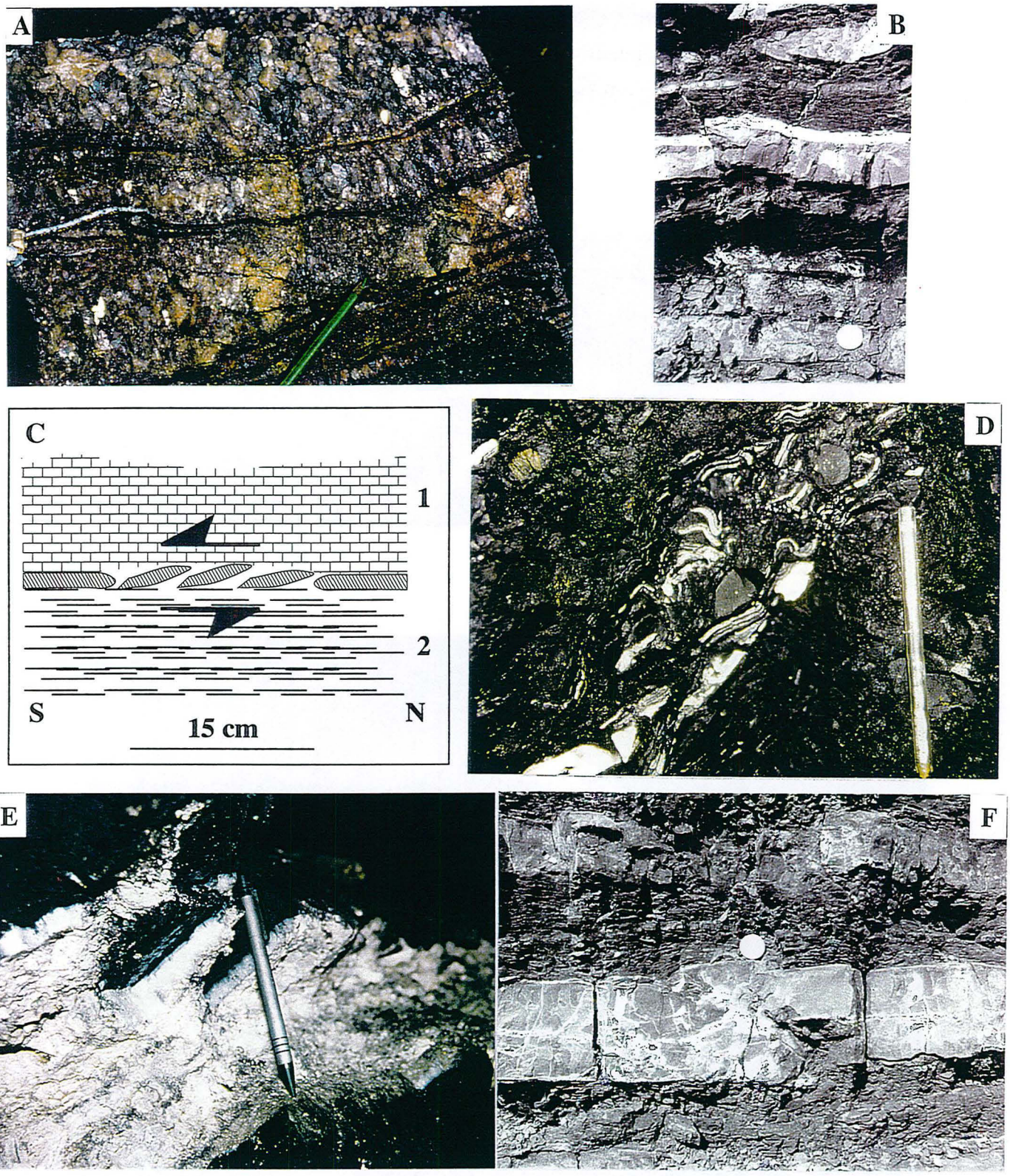


Figure III. 16: A: Texture et composition des filons verticaux associés aux tear faults. La roche est composée essentiellement d'ankérite (1) de pyrite, ici concentrée dans des lits (2) et d'albite (cette dernière ne se discernant qu'en lame mince). Puits de Puerto Arturo, mine de Tequendama, Muzo. **B:** Veine parallèle à So dans les LC se développant entre un banc de calcaire et un banc de lutites noires. Mine de Quipama, Muzo. **C:** Passage d'une veine unique parallèle à So à une série de fentes en échelon entre un banc de calcaire (1) et un banc de lutites noires (2) dans les LC. Mine de Quipama, Muzo. **D:** Plissement et bréchification des veines fibreuses parallèles à So dans un plan de chevauchement. Coscuez. **E:** Réouverture d'une veine fibreuse parallèle à So dans les LC et injection d'une pulpe fluidisée. Coscuez. **F:** Chevauchement à l'échelle de l'anisotropie dans les LC affectant un banc de calcaire. Mine de Quipama, Muzo.

Figure III. 17: A: Fractures d'extension perpendiculaires à So résultant d'une compression normales aux couches de LC. Ces fractures se développent dans les bancs de calcaires plus compétents. Coscuez. **B:** Saddle reef dans la charnière d'un pli affectant un banc de calcaire dans les LC. Coscuez.

- Dans les brèches hydrauliques et polygéniques le long des failles décrochantes et des chevauchements.

Du fait des nombreux plis qui affectent les LC ainsi que de la dissémination des « poches », les failles et les chevauchements apparaissent comme les meilleurs guides pour l'exploitation des gisements de Muzo et de Coscuez, mais aussi pour l'exploration dans la zone à émeraude occidentale.

III.2. Autres gisements et indices à émeraude de la zone occidentale

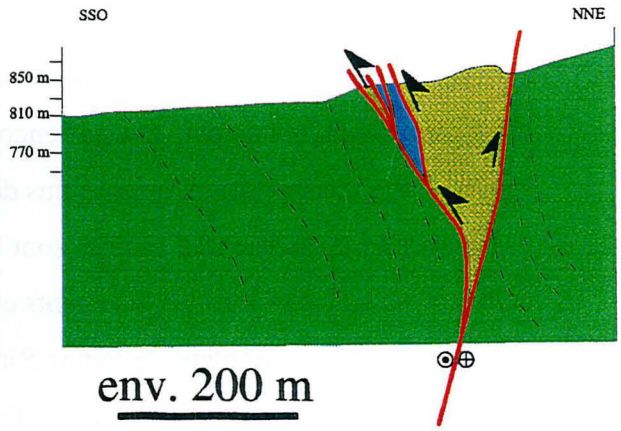
Bien que le gisement de Peñas Blancas et les occurrences de Guaquimay et du Calcetero aient été étudiés, ils ne peuvent pas encore faire l'objet d'une présentation détaillée et encore moins d'une interprétation. Néanmoins deux points importants sont à retenir :

1) ces trois gisement et indices sont liés à l'affleurement des LC et des CD. Il semble que cela soit aussi le cas pour les gisements et indices de Yacopi (Giuliani *et al.*, 1990) (Fig. I. 2).

2) Excepté le gisement de Peñas Blancas qui est adossé au flanc Ouest de l'anticlinal de La Chapa (Fig. III. 4A), les indices de Guaquimay et du Calcetero récemment découverts, les gisements de Coscuez et de Muzo ainsi que celui de La Pava (présenté ci-dessous) constituent tous des fenêtres tectoniques de CD et LC perçant les LS de la formation Paja. Ces fenêtres tectoniques apparaissent isolées les unes des autres dans la zone axiale de l'anticlinorium de Villeta.

Le gisement de LA PAVA

La figure III. 18 présente les résultats de l'étude structurale menée sur ce petit gisement situé à 3 km au NO du gisement de Muzo sur la rive gauche du Rio Itoco. Comme Coscuez, ce gisement est encaissé dans des CD et LC. En carte, sa morphologie triangulaire, sa géométrie marquée par une forte verticalisation des CD, ainsi que sa localisation à l'intersection d'une faille N30°E et d'une faille N140°E (faille Itoco) le rapprochent également du gisement de Coscuez. Par contre, les travaux miniers souterrains semblent indiquer que le volume de CD et LC n'a pas de continuité latérale ni en profondeur.



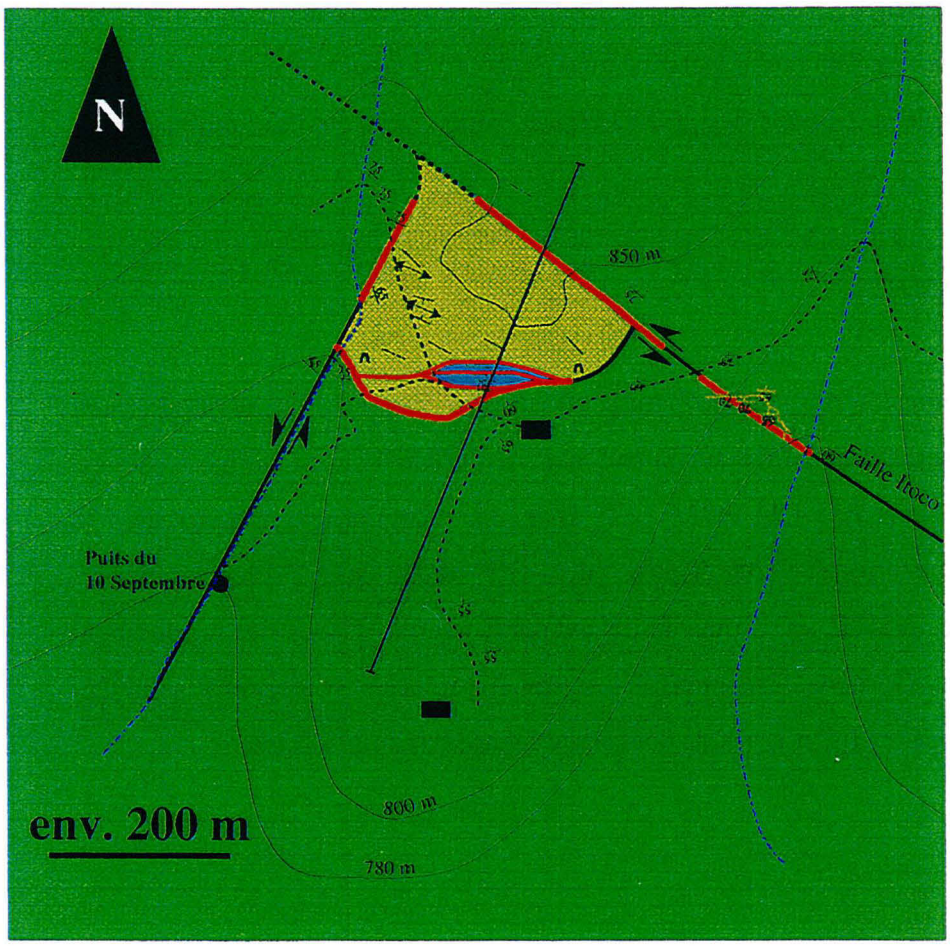


Figure III. 18: Vue générale, schéma structural et coupe simplifiés du gisement de La Pava. Sur la carte les pendages en jaune sont des mesures dans une galerie qui recoupe la faille Itoco (cf. légende Fig. III. 10).

Les failles qui limitent ce volume convergent en effet en profondeur et donnent à ce gisement l'allure d'une fleur positive senestre. La cinématique de la déformation enregistrée dans la gisement de la Pava paraît strictement similaire à celle du gisement de Coscuez et implique une rotation horaire de bloc induisant du bourrage à l'intersection des failles senestres.

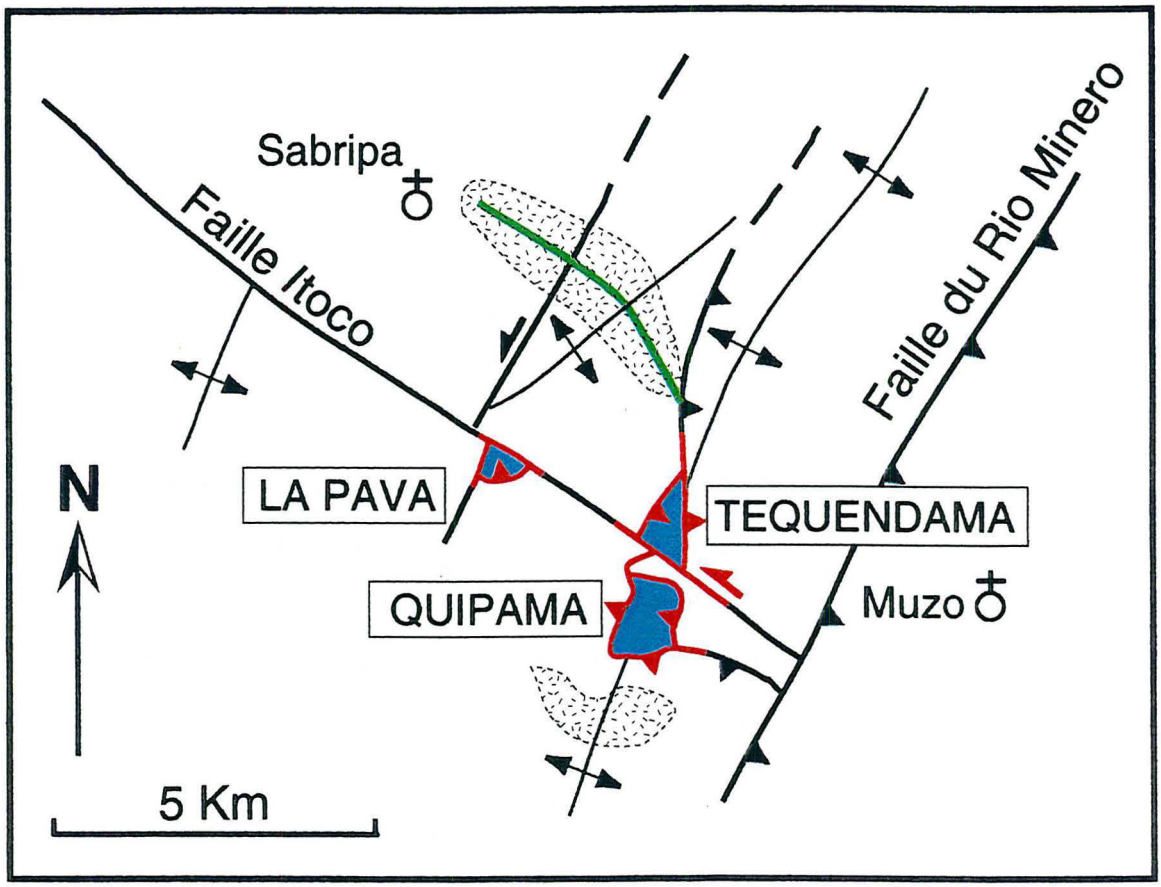
III.3. Gisements d'émeraude et structuration régionale : relations chronologiques

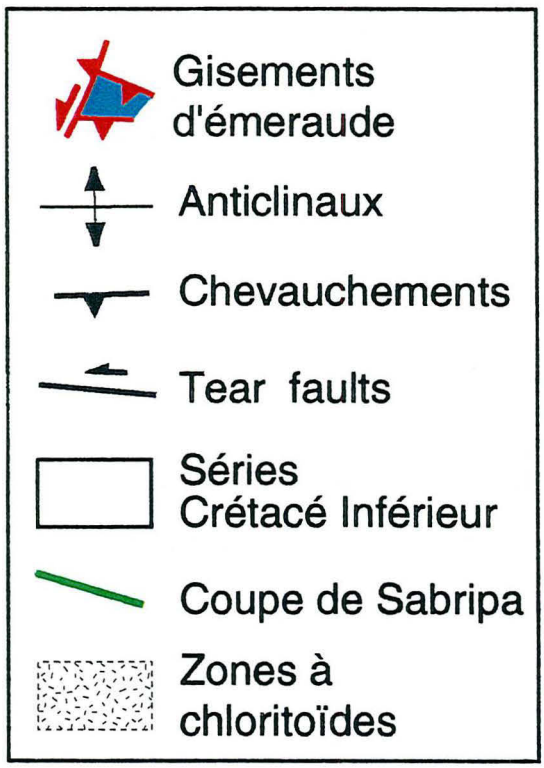
En se basant sur l'âge de formation des gisements obtenus par datation absolue ($^{40}Ar/^{39}Ar$ sur la muscovite verte synchrone du dépôt de l'émeraude, Cheilletz *et al.*, 1994), nous avions la possibilité d'intégrer ces gisements dans l'histoire tectonique du bord Ouest de la cordillère orientale de Colombie. Il fallait donc mesurer l'impact tectonique ou thermal qu'a pu avoir la formation de ces gisements sur la structuration régionale ou vice et versa. Cela suppose de sortir de l'objet gisement afin de caractériser les marqueurs de la déformation régionale.

III.3.1. Les chevauchements régionaux

La première piste a été de suivre les chevauchement régionaux conduisant à la formation d'anticlinaux de rampe pluri-kilométriques. Trouver des traces d'hydrothermalisme associé à la formation d'émeraude le long de ces chevauchements indiquerait le synchronisme entre formation des gisements d'émeraude et développement de la « fold and thrust belt » chevauchant le bassin de la Magdalena. Malheureusement dans la zone de Muzo et de Coscuez cette recherche s'est révélée infructueuse.

En revanche, la coupe réalisée sur la nouvelle route Pacho-La Palma (Fig. I. 2) s'est révélée riche d'information. En effet, le long du Rio Negro, près de el Peñon, un affleurement spectaculaire montre un chevauchement N30°E 45°SE limitant à l'Est un anticlinal kilométrique N30°E. La carte de Rodriguez et Ulloa (1994) indique que ce chevauchement affecte le groupe La Palma dont la base est du même âge que la formation Paja (Hauterivien-Aptien). Le plan de chevauchement est entièrement injecté de brèche hydrothermale fluidisée et polygénique. Des veines de carbonates et de pyrite ainsi que de la muscovite verte sont abondantes dans l'unité chevauchante. En lame mince, l'albite est omniprésente dans le ciment de la brèche qui montre aussi de gros porphyroblastes de carbonates contenant des inclusions fluides à cubes de sel.





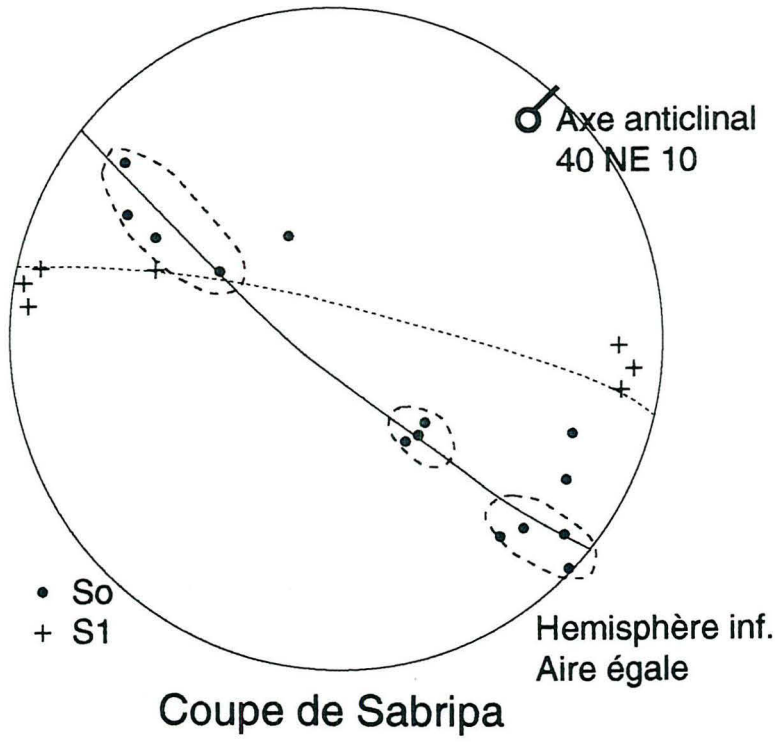


Figure III. 19: Zones à chloritoïde au dessus des gisements de Muzo et de La Pava. Cette région est affectée par une schistosité de crénulation subverticale (S1), bien développée dans les zones à chloritoïde et en particulier sur la coupe de Sabripa.

Ce chevauchement apparaît donc comme un indice de synchronisme entre structuration régionale et circulation de fluides minéralisateurs à émeraude.

III.3.2. Méthode indirecte : la relation schistosité-chloritoïde dans les LS

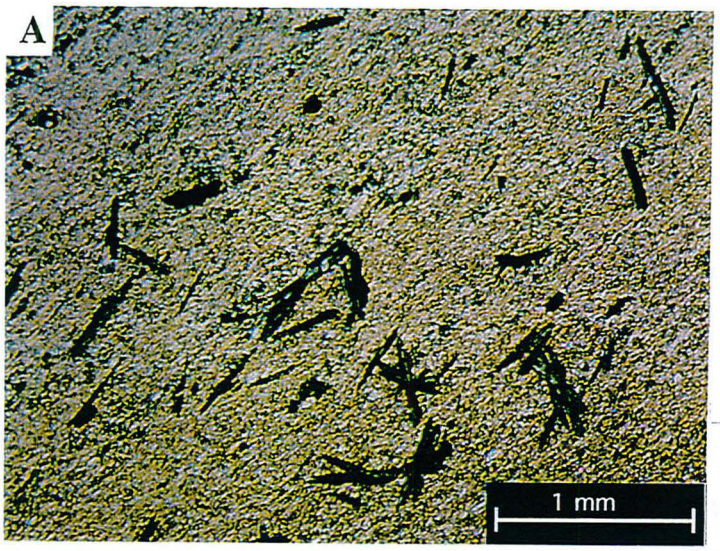
III.*3.2.1. La schistosité régionale*

Les travaux de terrain que nous avons menés dans les LS autour des gisements de Muzo et de Coscuez et plus généralement dans la zone occidentale à émeraude ont permis de mettre en évidence une schistosité régionale N10°-30°E, subverticale. A Coscuez, cette crénulation est bien développée dans les LS du bloc oriental et au Nord du Reten (Fig. III. 15) où elle est typiquement associée aux plans axiaux des plis et microplis d'axes verticaux à subverticaux.

Les coupes réalisées sur la route de Sabripa (Fig. III. 19) au NO des mines de Muzo et au Nord du gisement de La Pava montrent le développement d'une schistosité continue ou de crénulation qui n'est pas de plan axial relativement à l'anticlinal d'axe construit N40°E 10NE qu'elle affecte. La schistosité restant verticale, elle ne prédate pas la formation de l'anticlinal.

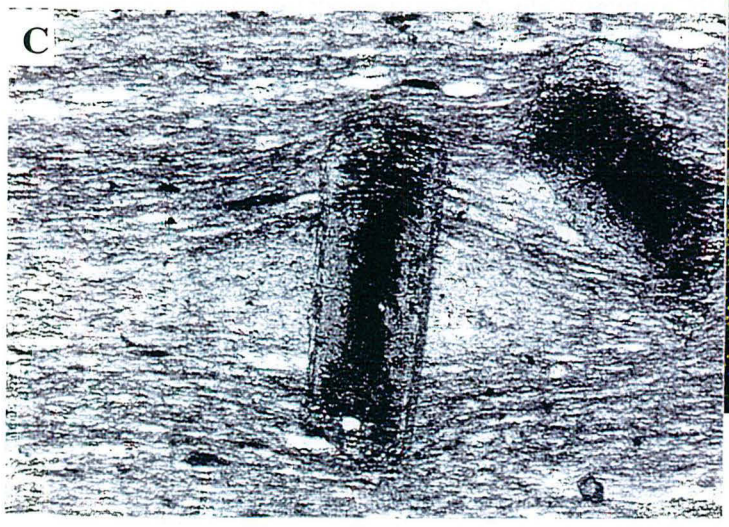
III.*3.2.2. Distribution et pétrographie des zones à chloritoïde*

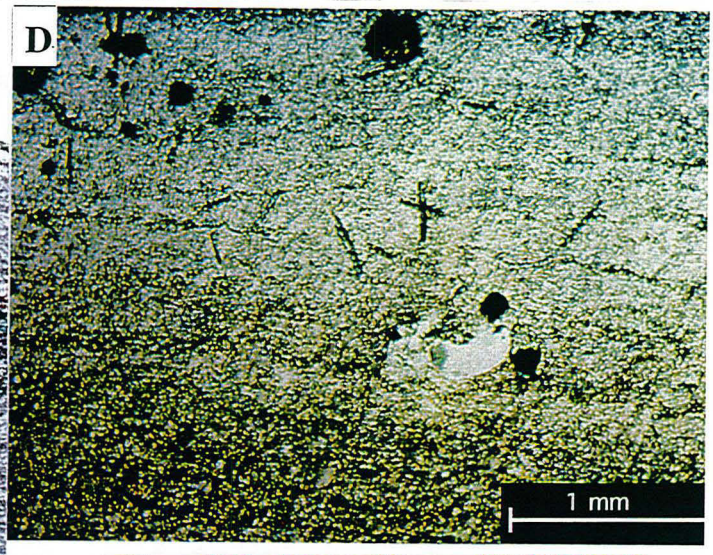
Les zones à chloritoïdes des figures III. 15 et 19 correspondent à des halos montrant des limites nettes et isolés dans les LS encaissantes dépourvues de chloritoïde. Ces halos à chloritoïdes sont toujours observés à la périphérie des gisements et n'ont jamais été reconnus en position distale des gisements et indices à émeraude. L'indice à émeraude de Guaquimay confirme cette relation spatiale entre halos à chloritoïde et gisements d'émeraude. Les analyses chimiques (e.g ech. n°115-7, annexe et Fig. III 9) montrent que ces LS à chloritoïde sont différentes des autres LS : par rapport à une composition moyenne de shales noirs, elles sont caractérisées par un enrichissement important en Al_2O_3 par rapport à K_2O (Al/3-K proche de 100, Fig. III. 9). Il apparaît donc que la distribution des halos à chloritoïde soit contrôlée par le chimisme initial de la LS encaissante, lui même contrôlé par la sédimentation et la stratigraphie. Ce contrôle stratigraphique sur la croissance du chloritoïde a été souligné maintes fois (Fyfe *et al.*, 1958; Gueirard, 1962; Le Corre, 1969; Sagon, 1965; Zen et Albee, 1964), le chloritoïde se développant dans des roches initialement pauvres en K_2O et CaO et riches en Al_2O_3 et FeO.



B

	Pt1		Pt4		Pt6		Pt7		Pt5		Pt6	
Elt	W%	A%	W%	A%	W%	A%	W%	A%	W%	A%	W%	A%
O	37.93	59.9	38.20	59.97	37.37	59.98	33.51	58.58	37.79	60.04	37.80	59.92
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02
Mg	0.58	0.60	0.57	0.59	0.56	0.59	4.08	4.69	0.45	0.47	0.52	0.54
Al	21.20	19.88	21.24	19.77	20.98	19.97	13.32	13.80	21.26	20.02	21.29	20.02
Si	11.06	9.96	11.27	10.08	10.88	9.95	10.36	10.31	11.02	9.97	10.94	9.88
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.0	0.07	0.06	0.00	0.00
Cl	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	.00	0.00	0.02	0.01
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.25	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.09	0.04	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.15	0.07	0.15	0.07
Fe	20.49	9.28	21.19	9.53	20.56	9.46	24.99	12.52	20.53	9.34	20.96	9.52
Zn	0.090	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	91.80	100	92.55	100	90.44	100	86.38	100	91.31	100	91.73	100





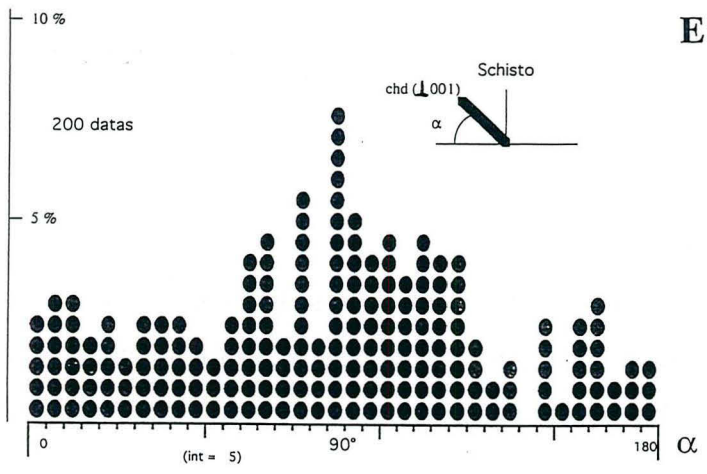


Figure III. 20: A: Porphyroblastes de chloritoïdes dans une matrice de phyllosilicates largement recristallisée dans les LS. Plusieurs individus peuvent s'associer et former des rosettes. LP, route de Sabripa, au dessus du gisement de Muzo. **B:** Composition chimique des chloritoïdes (microsonde électronique, 6 points d'analyse). Le chloritoïde est ferrifère. **C:** Exemple d'un chloritoïde syntectonique (ici la variéte manganifère, i.e. ottrélite) (d'après Passchier & Trouw, 1996). Le centre du cristal associé à une ombre de pression est prétectonique, les extrémités sont syntectoniques. Longueur de la photo 1,6 mm. **D, E:** Par rapport à la schistosité (S1) l'orientation des sections perpendiculaires ou obliques à (001) ne montre qu'un très leger mode parallèle à S1. LP, Ech n°115-7, Coscuez. **F:** Le chloritoïde pousse en se surimposant sur les phyllites recristallisées de la matrice. LP, Ech n°115-7, Coscuez.

L'observation en lame mince (Fig. III. 20A) montre le développement de cristaux de chloritoïde sur une matrice largement recristallisée. La caractérisation des phyllosilicates de la matrice est rendue difficile en lame mine par les imprégnations de matière organique et la petite taille des cristaux, mais la biréfringence des grains semble indiquer la présence de séricite sans que la pyrophyllite ne soit exclue.

L'analyse du chloritoïde a été effectuée par microsonde électronique. Il s'agit d'un chloritoïde ferrifère, variété la plus courante (Halferdahl, 1961)(Fig. III. 20B). De forme automorphe, les cristaux montrent tous les types de sections : soit subhexagonale parallèle à (001), soit en baguettes prismatiques obliques ou perpendiculaire à (001). Ces sections prismatiques sont souvent maclées à deux ou trois individus selon (001). La cristallisation de rosettes de chloritoïde est très courante à Sabripa et à Coscuez. Aucune section tabulaire n'est déformée et aucun cristal perpendiculaire à la schistosité ne montre d'ombre de pression comme c'est le cas pour des porphyroblastes anté- ou synschisteux (Fig. III. 20C). L'étude statistique de l'orientation des sections tabulaires par rapport à la schistosité de crénulation montre un léger mode parallèle à la schistosité (Fig. III. 20D, 20E). De plus dans les microlithons, ces cristaux incluent nettement les phyllites recristallisées de la matrice (Fig. III. 20F). Dans les zones de clivage, cette texture poeciloblastique affiche également des inclusions sigmoïdes d'insolubles soulignant la So plissée.

Le chloritoïde apparaît donc postschisteux ou en tous cas tarditectonique relativement au développement de la schistosité régionale.

III.*3.2.3. Conditions de formation du chloritoïde*

Bien que l'étude minéralogique des phases accompagnant le développement du chloritoïde dans les LS (détermination aux RX) n'ait pas été menée dans ce travail, ces roches représentent indiscutablement des termes métamorphiques de bas degré de séquences pélitiques.

En étudiant l'ottrélite (variété manganifère de chloritoïde) Fransolet (1978) et Michot (1954) ont démontré l'origine hydrothermale du chloritoïde, celui-ci se développant aux épontes de filons de quartz intrudant une séquence de pélites. Les LS à chloritoïde n'étant pas affectées par des veines, l'origine hydrothermale est ici exclue.

Si on excepte le domaine métamorphique haute pression-basse température où l'on rencontre fréquemment le chloritoïde (Chopin et Schreyer, 1983; Theye *et al.*, 1992), le chloritoïde se développe couramment dans les métapélites résultant d'un métamorphisme orogénique de pression intermédiaire (barrowien). Dans ce type de métamorphisme, la croissance de chloritoïde est contrôlée par la température plus que par la pression. Ce minéral indique alors des températures allant de 300°C à 560°C environ (Bucher et Frey, 1994). Selon Winkler (1976), les conditions P/T minimum de formation du chloritoïde sont très mal connues et se situent proche de la limite entre les faciès métamorphique de très bas degré et de bas degré. (Bucher et Frey, 1994) insistent sur le fait que dans une pélite moyenne, exempte d'un excès de Fe et d'alumine, le chloritoïde est le premier « vrai minéral métamorphique » à cristalliser vers 300°C alors qu'à partir d'une pélite anormalement riche en Fe et alumine, le chloritoïde peut se développer au détriment de l'assemblage à chlorite+pyrophyllite à partir de 220°C.

Le contrôle de la température sur la croissance du chloritoïde s'illustre aussi parfaitement dans les auréoles thermiques des granites (e.g. Pyrénnées) lors d'un métamorphisme de contact.

Il est donc fort probable que les halos à chloritoïde de la zone à émeraude occidentale constituent l'enregistrement d'un évènement thermique postschisteux.

III.*3.2.4. Interprétation*

La déformation du bassin de la Magdalena et du flanc Ouest de la cordillère Orientale commence à partir de l'Eocène Moyen (cf. chapitre II). Suite à cette déformation, il n'y a aucune évidence d'un important évènement thermique généralisé dans la cordillère orientale ni d'un approfondissement important de la zone actuellement affleurant le long de l'anticlinorium de Villeta.

L'épaisseur de sédiments recouvrant les gisements d'émeraude durant leur formation à la limite Eocène-Oligocéne n'a pas dépassé 6 km (e.g. Cooper *et al.*, 1995;cf. Fig. II. 21C) ce qui donne pour un bassin sédimentaire une température de l'ordre de 200°C. La température des saumures responsables de la minéralisation à émeraude a été estimée à 280°C-300°C (cf. chapitre I). Lors de la formation des gisements d'émeraude, ces saumures apparaissent donc en fort déséquilibre thermique avec les séries encaissantes, l'anomalie thermique étant alors d'au moins 80°C.

Ainsi, le contexte thermique du bassin et la distribution autour des gisements des halos à chloritoïde suggèrent que l'évènement thermique enregistré par ces halos à chloritoïdes correspond précisément à la circulation des saumures chaudes lors de la formation des gisements d'émeraude. Les chloritoïdes postdatant le développement d'une schistosité régionale impliquent que cette schistosité ne doit se développer qu'avant ou pendant la formation des gisements d'émeraude. Cette schistosité régionale est indiscutablement un marqueur de la formation de la chaîne plissée du flanc Ouest de la cordillère. Donc, les gisements se sont formés alors que cette chaîne avait déjà commencé à se structurer ou était en train de l'être.

Dans le cas où le développement de la schistosité est parfaitement synchrone des chevauchements et des plis mis en évidence dans les gisements, le fait que le chloritoïde postdate la schistosité peut s'expliquer par le décalage temporel entre la déformation et l'inertie de la conduction thermique.

III.3.2.5. *Modélisation thermique unidimensionnelle*

Afin de vérifier la cohérence des épaisseurs de LS affectées par la croissance de chloritoïde par conductivité thermique au dessus des gisements, une modélisation a été réalisée.

A t=0 (Fig. III. 21)

- le volume de LC, entièrement percolé par des saumures hydrothermales, est considéré comme un système ouvert en équilibre thermique avec ces saumures dont la température est fixée à 280°C.

- le contact LC-LS qui est considéré comme imperméable est fixé à une profondeur de 5500 mètres.

- en surface (profondeur 0) la température est fixée à 10°C.

Modéliser l'évolution de la température en fonction de la profondeur revient à intégrer la loi de Fourrier en fonction du temps, c'est à dire de la durée du déséquilibre thermique. Nous avons utilisé une solution exacte proposée par Carslaw (1986, chapitre III, p. 100) en entrant un gradient géothermique de 30°C/km et une diffusivité moyenne pour des shales de de 1.E-6.

La figure III. 21 présente les résultats. Chaque courbe représente l'évolution de la température en fonction de la profondeur pour une durée d'anomalie thermique.

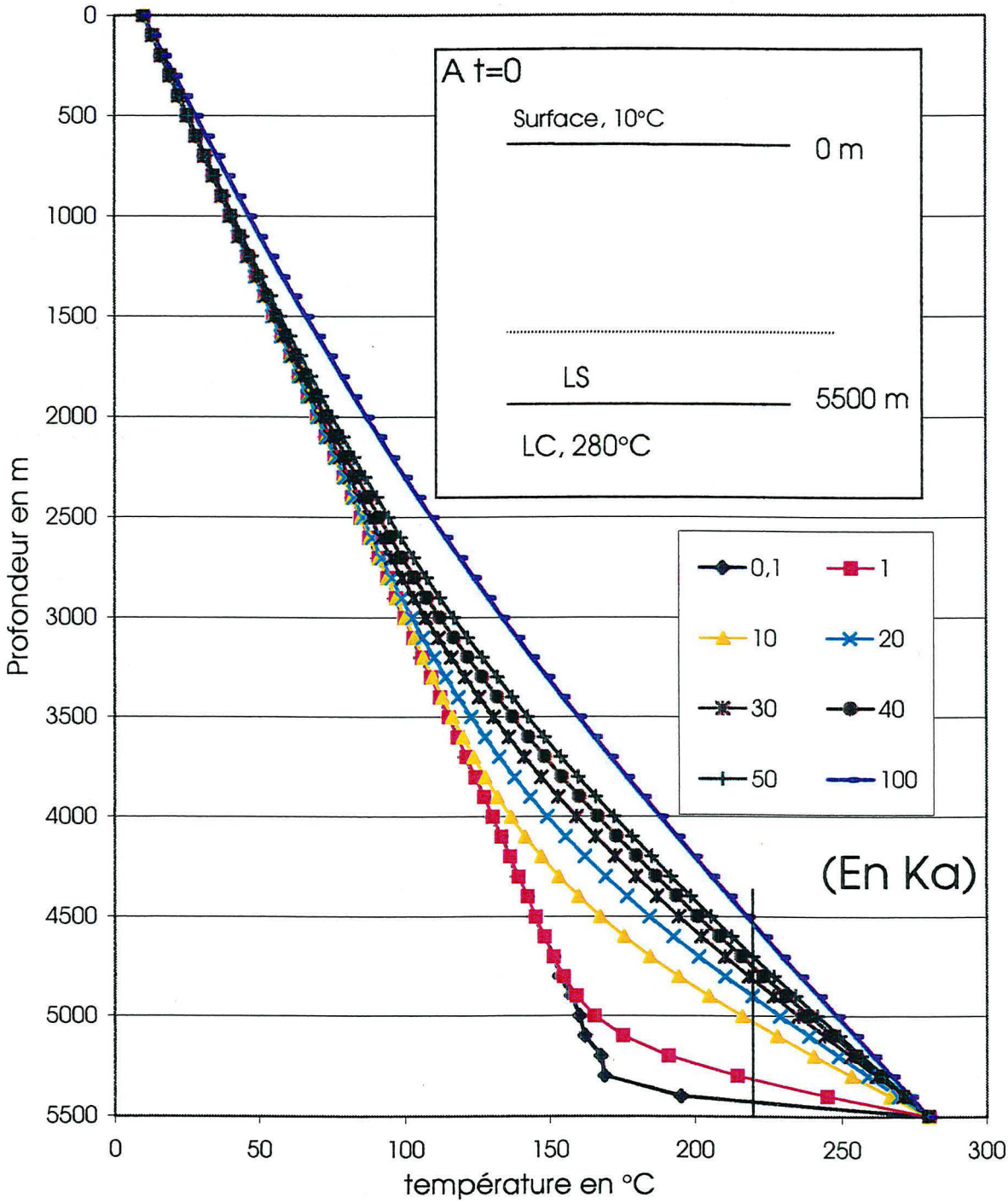


Figure. III. 21: Modélisation unidimensionnelle de l'évolution de la température en fonction de la profondeur. Chaque courbe correspond à une durée de l'anomalie thermique dans les LC. La température minimum de cristallisation du chloritoïde est 220°C.

Cette durée est le temps pendant lequel les LC sont restées à 280°C soit approximativement le temps de formation des gisements d'émeraude.

Il y deux façons d'exploiter cette modélisation.

La première consiste à vérifier la cohérence de l'épaisseur maximum de la pile de LS à chloritoïde au dessus des LC. Pour ce, nous utilisons la température minimum de cristallisation de chloritoïde dans une pelite anormalement riche en FeO et Al_2O_3 donnée dans la littérature qui est de 220° (Bucher et Frey, 1994). Il apparaît alors que pour un gisement formé en 100 000 ans, l'épaisseur maximale de la pile de LS à chloritoïde ne dépasse pas 1 km. Au dessus du gisement de Muzo (Sabripa), cette épaisseur est difficile à estimer. Par contre, à Coscuez, le bloc oriental présentant des orientations et des pendages de So très homogènes (moyenne=N°90E 50°S), le calcul approximatif de l'épaisseur de la pile de LS entre le contact LC-LS et le halo à chloritoïde le plus haut dans les LS est possible et donne 660 m. Ceci est bien cohérent avec la modélisation thermique.

La seconde façon d'exploiter cette modélisation est d'utiliser l'épaisseur maximum de LS à chloritoïde de Coscuez (660 m) pour discuter sur le temps de formation des gisements. L'intersection avec t=220°C indique en effet que le gisement de Coscuez a difficilement pu se former en moins de 30 000 ans. Ceci n'est évidemment pas un résultat, d'autant plus que la modélisation est unidimensionnelle.

Chapitre IV :

Géologie et structure des gisements de la zone orientale

Ce chapitre présente les résultats des études que nous avons menées dans la zone orientale à émeraude et plus particulièrement sur le district de Chivor. Relativement à la zone à émeraude occidentale, les gisements et indices à émeraude de la zone orientale sont beaucoup plus nombreux. La plupart ont été étudiés en détail ou visités plus rapidement (Gachalá par exemple). Ce travail a été réalisé à la suite du DEA de T. Arhan en 1993 (Arhan, 1993) qui avait mis en évidence en particulier l'importance des brèches dans le contrôle des minéralisations.

La démarche suivie dans ce chapitre est similaire à celle du chapitre III, à savoir que le gisement le plus étudié (Chivor) est présenté en premier. Les caractéristiques stratigraphiques, pétrographiques et structurales mises en évidence serviront ensuite dans l'étude et la comparaison avec les autres gisements et indices de la région.

IV.1. Etude géologique du gisement de Chivor

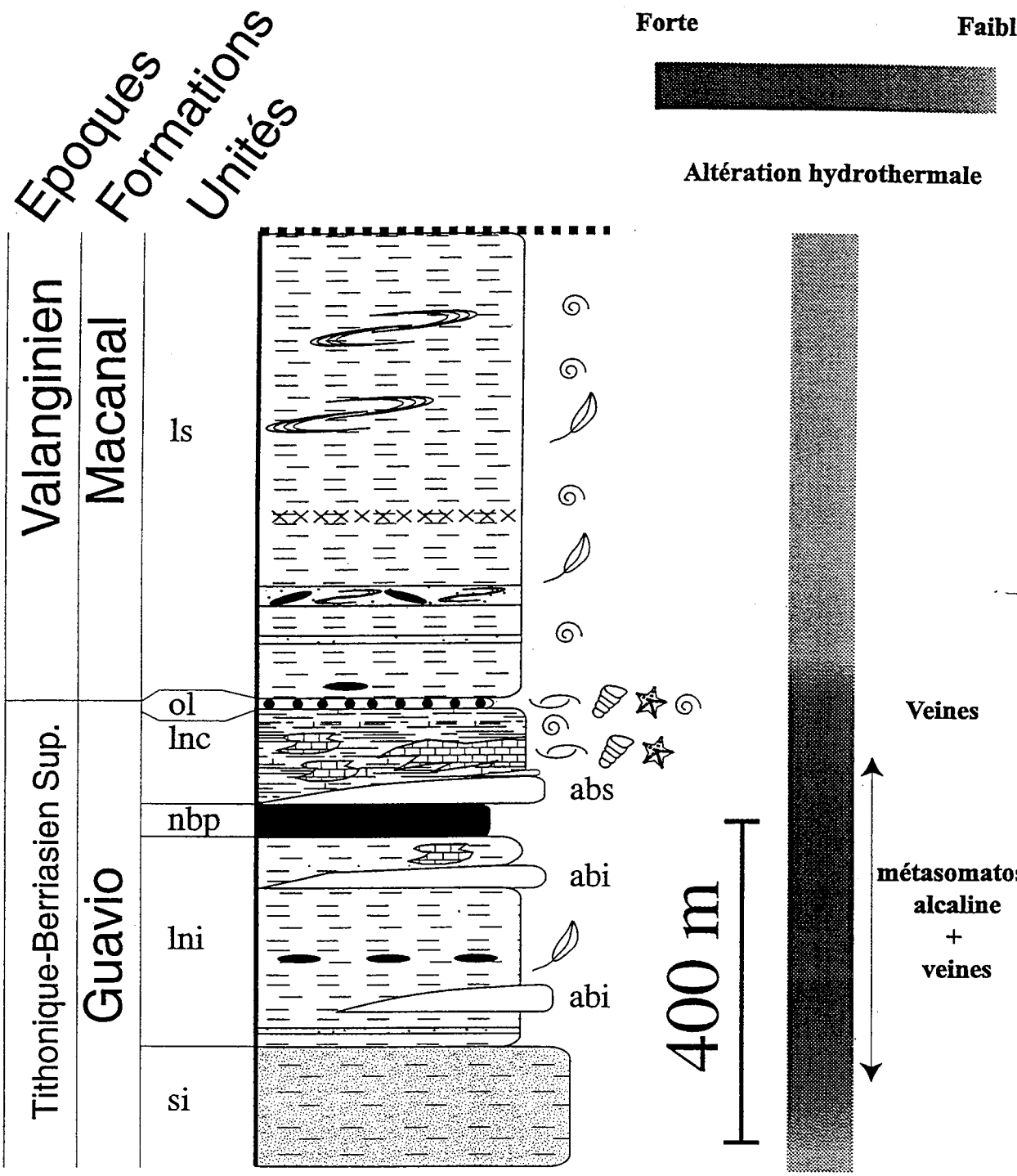
Le gisement de Chivor comprend les exploitations de San Gregorio, Porvenir, Klein, El Pulpito et d'Oriente.

IV.1.1. Les séries sédimentaires encaissantes

IV.*1.1.1.* *Lithostratigraphie et caractérisation pétrographique*

Le gisement est compris dans un monoclinal d'orientation et de pendage moyen N55°E35°NO. Suivant ce plan il existe des variations latérales de faciès et d'épaisseurs. La colonne stratigraphique qui est présentée ci-dessous (Fig. IV. 1) est donc synthétique. L'altération hydrothermale est très importante dans certains niveaux stratigraphiques rendant bien souvent difficile l'identification de la roche originelle.

La colonne stratigraphique de la figure IV. 1 a été levée depuis l'exploitation du Pulpito (base) au campement de San Pedro (sommet) et permet de suivre les descriptions qui suivent. Les formations sont décrites par rapport à leur position relativement au niveau de brèche principal, soit « inférieures », soit « supérieures ».



ls Lutites supérieures
ol Olistotrome
lnc Luntites noires à calcaires
abs Albitites supérieures
nbp Niveau de brèche principal
abi Albitites inférieures
lni Lutites noires inférieures
si Siltites inférieures

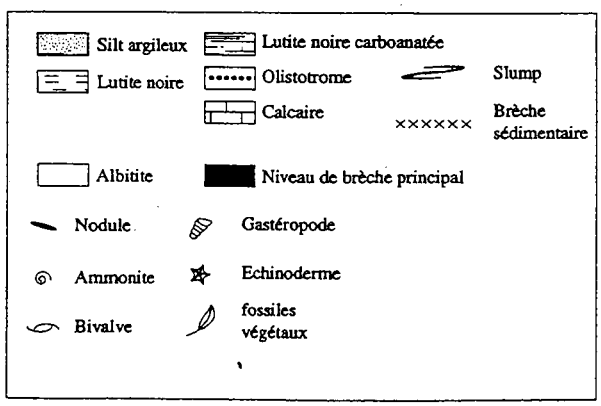


Figure IV. 1: Colonne lithostratigraphique du gisement d'émeraude de Chivor.

IV.1.1.1.1. Les siltites inférieures

Il s'agit d'un ensemble homogène à stratification frustre d'environ 170 m d'épaisseur sous le campement de l'exploitation du Pulpito. De couleur beige à l'affleurement, ces silts sont gris-noirs lorsqu'ils ne sont pas altérés par les eaux météoriques. A la faveur d'une passée plus argileuse, des laminations apparaissent. La partie sommitale de cette formation montre une albitisation ainsi que des veinules d'oxydes de fer provenant d'une météorisation de la pyrite.

IV.1.1.1.2. Les lutites noires inférieures

Cette formation présente 280 m d'épaisseur au niveau du gisement de Chivor, et est caractérisée latéralement par d'importantes variations d'épaisseur. Elle comprend des lutites noires à lamines grises, compactes, à stratification nette et régulière et avec dissémination de nodules noirs indurés allongés parallèlement à la stratification. La base de cette formation est marquée par des intercalations de bancs gréseux rougeâtres de 5 cm, carbonatés et pyritisés. De rares fragments de végétaux fossiles se rencontrent dans la partie médiane de la formation. Au sommet, dans la mine de Klein, les lutites noires inférieures incorporent un banc lenticulaire de calcaires sparitiques à lumachelles.

Toute cette formation est massivement albitisée et pyritisée, ce qui donne une patine verdâtre à la roche en certains endroits. Vers le sommet les lutites noires sont affectées par des veines de pyrite et de carbonates ainsi que par des plans de brèches cimentés par ces mêmes phases hydrothermales.

Interstratifiées à la base et au sommet, on trouve des roches très indurées composées de lits et de lentilles gris sombres « étirés » et « boudinés » dans une matrice verdâtre fracturée par des veines de pyrite (Fig. IV. 2A). Ces roches indurées (ci-dessous nommées « albitites inférieures ») forment des corps lenticulaires dans les lutites noires encaissantes.

IV.1.1.1.3. Le niveau de brèche principal

Il s'agit d'un ensemble hétérogène et chaotique (Fig. IV. 2B) constitué de lutites noires broyées et de brèches polygéniques qui incorporent des blocs de différentes lithologies dont certains peuvent atteindre 10 m de diamètre au niveau de l'exploitation de Porvenir.

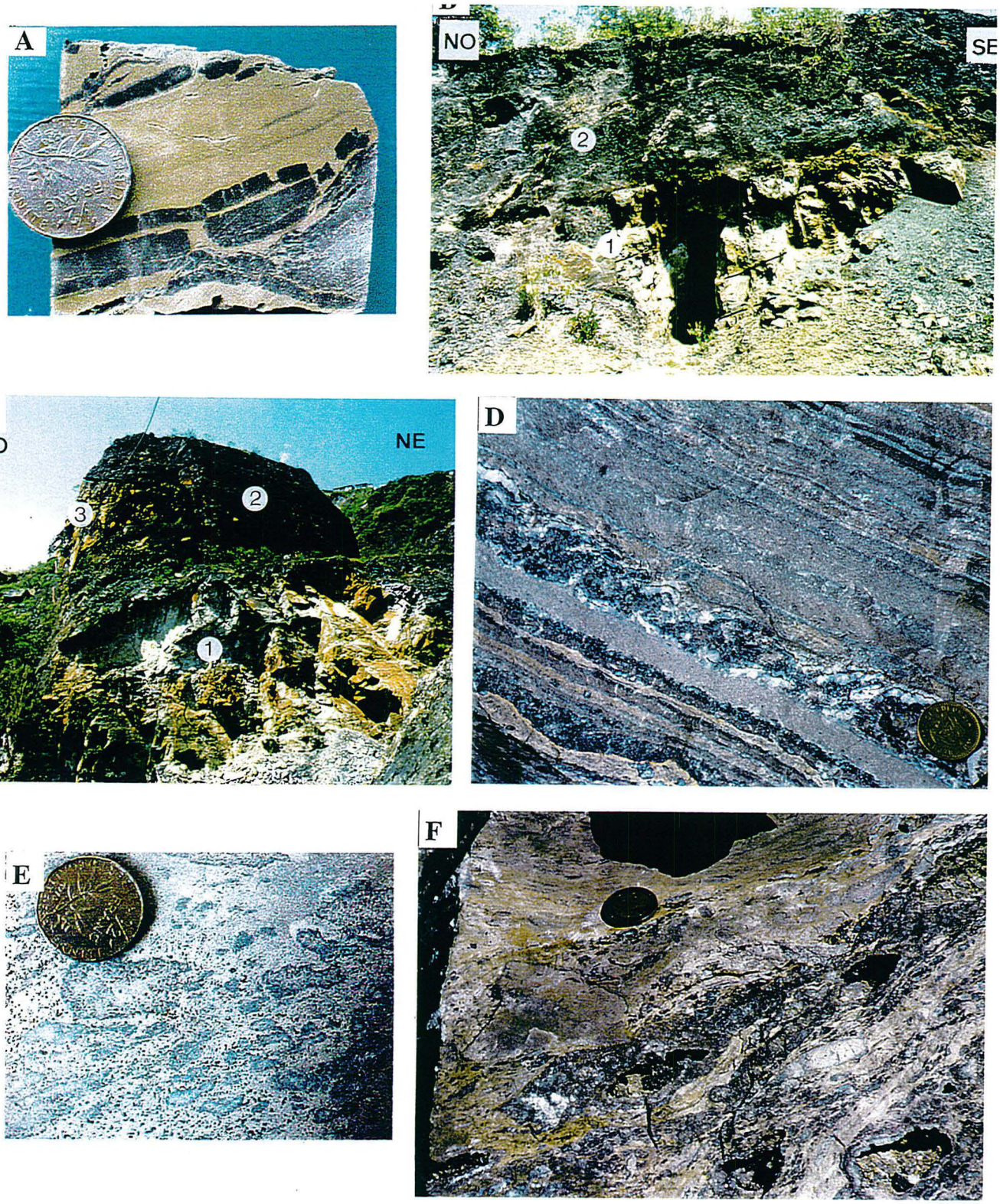


Figure IV. 2: A: Faciès caractéristique des albitites inférieures dans les lutites inférieures. Des lentilles gri sombres sont étirées et boudinées. La matrice verdâtre et les lentilles sont essentiellement composées d'albite. I Contact entre les lutites noires inférieures (1) (ici de couleur beige du fait de l'altération hydrothermale) et niveau de brèche principal (2). Les So des lutites sont subparallèles au contact. **C:** Albitites supérieures (1) de mine Klein surmontées des lutites noires à calcaires (2). (3) est une lentille décametrique de calcaire sparitique. I **E, F:** Faciès 1 des albitites supérieures. Cette roche a subi une métasomatose massive. Les phases hydrothermal qui ont précipité sont l'albite en micrograins (lits beiges sur D) et des carbonates (lits gris). Les lits contordus carbonates (D) ainsi que les nodules et les mouchetures de carbonates (E, F) correspondent à des reliques structures entérolithiques et de chicken wire de faciès évaporitiques (gypse ou anhydrite).

Même si l'aspect broyé et pulvérulent domine, une stratification apparaît par endroit dans des lutites noires. Ce niveau stratiforme montre une importante variation d'épaisseur comprise entre 35 et 8 m. Etant fortement altéré par les fluides hydrothermaux, il est considéré comme faciès hydrothermal et sera étudié en détail dans la partie IV.3

IV.1.1.1.4. Les albitites supérieures

Ce niveau est remarquable dans la mine de Klein par sa blancheur et sa dureté (Fig. IV. 2C). Son épaisseur peut atteindre 20 m. Ces roches sont avant tout un faciès hydrothermal résultant de l'albitisation et de la carbonatisation. Ce sont les « albitites blanches » de Cheilletz et Giuliani (1996) et de Cheilletz *et al.* (1997). Les effets de la métasomatose responsable de la transformation complète de ces roches seront détaillés dans la partie IV.3. Néanmoins, en gommant l'effet du remplacement par les phases hydrothermales, on distingue des structures sédimentaires révélant la nature originelle de ces roches.

Description

Deux faciès particuliers caractérisent ces roches: 1) plus fréquent vers la base, le premier faciès (faciès 1) correspond à une roche constituée d'intercalations régulières de lits beiges-gris à lamines ondulées avec des lits gris de carbonates et de pyrite hydrothermaux (Fig. IV. 2D). Les lits gris, souvent limités à la base et au sommet par des veines de calcite fibreuse avec une partie centrale de pyrite, sont contordus et ptygmatitiques. Des structures nodulaires de toutes tailles sont associées à ce faciès. Les plus grandes sont soit entièrement remplies par des carbonates et de la pyrite (Fig. IV. 2E) soit géodiques et tapissées par une couronne de carbonates (Fig. IV. 2F). Ces structures nodulaires peuvent être de petites tailles correspondant alors à des mouchetures de carbonates (Fig. IV. 2F, 3A). Elles sont en général ellipsoïdales et allongées parallèlement au litage, mais les formes sphériques existent aussi (Fig. IV. 3A) ; 2) le second faciès (faciès 2) qui ressemble aux « albitites inférieures » (Fig. IV. 3B) présente des lentilles grises étirées et boudinées dans une matrice blanche-verdâtre finement laminée comportant également des lentilles étirées de pyrite.

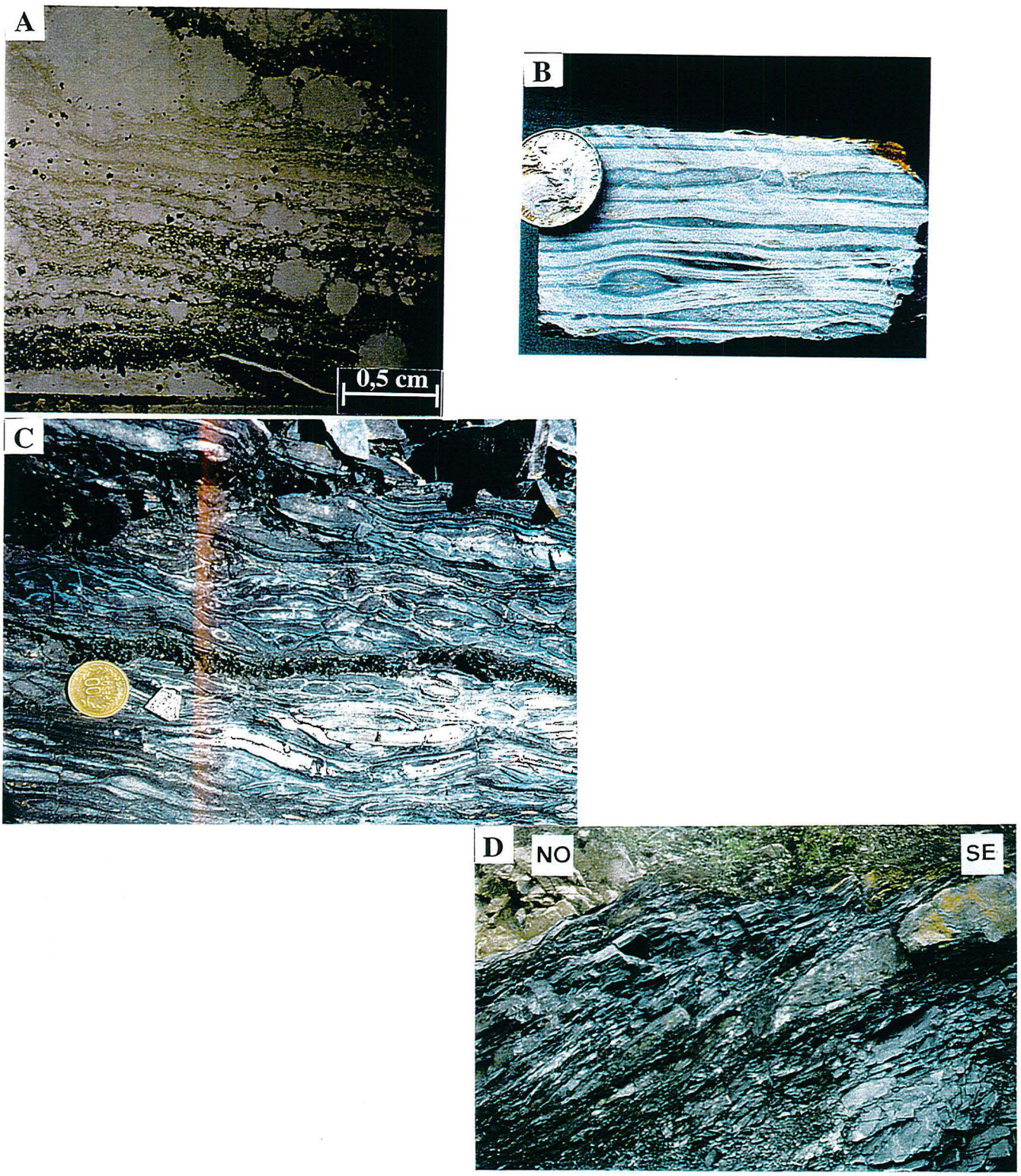


Figure IV. 3: A: Lame mince (LN) dans le faciès 1 des albitites supérieures. Les structures nodulaires sphéroïdes sont composées de carbonates hydrothermaux qui ont remplacé des nodules de gypse ou d'anhydrite primaires. Mine de Klein. **B:** Faciès 2 des albitites supérieures (comparé avec les albitites inférieures Fig. IV. 2A). Mine de Klein. **C:** Faciès du terme de transition entre albitites supérieures et lutites noires à calcaires. L'empilement de lentilles suggère un processus de resédimentation. Ce terme est partiellement pyritisé et représente un protolithe possible du faciès 2 des albitites supérieures (B). Mine de Klein. **D:** Lutites noires à calcaires. Des lentilles de calcaire micritique sont intercalées dans des lutites noires carbonatées. Mine de Porvenir.

Les lits beiges du faciès 1 sont formés de micrite recristallisée. Des plans ondulés d'éléments insolubles bruns (Fig. IV 3A) parcourent cette micrite dans laquelle se sont développés des porphyroblastes d'albite, de carbonates et de pyrite.

Les lentilles grises du faciès 2 sont formées essentiellement d'albite microgranulaire sur un fond micritique. La matrice blanche-verdâtre du faciès 2 est formée de micrograins de carbonates, de quelques grains de quartz détritiques le tout ennoyé dans une masse argileuse « gris sale ».

Aucun des deux faciès ne montre de fossiles.

Interprétation

Les nodules ainsi que les structures contordues et ptygmatitiques des lits gris du faciès 1 sont des « chicken-wire » et des structures entérolithiques qui caractérisent une sédimentation et une diagenèse de gypse et/ou d'anhydrite dans un environnement de sabkha (e.g. Handford, 1981; Hussain et Warren, 1989; Warren et Kendall, 1985). Les lits beiges du faciès 1 associés à ces faciès évaporitiques peuvent être interprétés comme étant des reliques des faciès de dolomicrites laminées qui s'intercalent entre les épisodes évaporitiques dans les sabkhas (Shearman et Fuller, 1969; West *et al.*, 1979; Wood et Wolfe, 1969). L'ondulation des lamines évoque fortement une biolamination de type stromatolithiques ou plus généralement d'origine algaire. Ceci correspondrait au développement des tapis algaires fréquemment décrits dans les sabkhas (Lowenstein, 1987). Néanmoins, la transformation de la roche par l'altération hydrothermale peut aussi être responsable de ces laminations ondulées. Le protolithe du faciès 1 des albitites supérieures massives à lentilles et nodules pourrait donc être une dolomicrite à évaporites (sulfates) déposée en contexte de sabkha.

Le faciès 2 est plus difficile à interpréter.

IV.1.1.1.5. Les lutites noires à calcaires

Le passage entre cette formation et les albitites supérieures peut être soit brutal comme par exemple dans la mine de Porvenir ou bien correspondre dans la mine de Klein à un terme de transition qui comprend un ou deux bancs lenticulaires d'albitites blanches du faciès 1 alternant avec des niveaux particuliers constitués par l'empilement de lentilles étirées et

boudinées dans une matrice argileuse laminée qui « moule » ces lentilles (Fig. IV. 3C). Les lentilles présentent une composante carbonatée plus importante que la matrice. Ces niveaux comportent des lentilles de pyrite ainsi que des microslumps. Ce faciès suggère des processus de resédimentation de matériel semiconsolidé pendant un épisode de « debris flow ». La similitude étant forte avec le faciès 2 des albitites supérieures juste en dessous, ce faciès s'affiche comme un protolithe possible du faciès 2. Ce terme de transition ne dépasse pas 8 m d'épaisseur.

Cette formation de lutites noires incorpore des lentilles de calcaires qui sont de deux types : 1) des lentilles décamétriques de calcaire sparitique très dur de couleur gris-bleu en bancs de 50 cm parallèles à la stratification des lutites noires (Fig. IV. 2C). Ces calcaires comportent quelques entroques et ne montrent aucun fragment de lutites noires. Ils sont karstifiés à Klein. Quatre de ces lentilles dépassant 10 m de longueur sont dénombrées depuis le front de taille de San Gregorio jusqu'à celui de Klein ; 2) de nombreuses lentilles métriques à centimétriques (nodules) de calcaire micritique gris-beige (Fig. IV. 3D) parallèles aux stratifications des lutites noires. Résultat de la compaction différentielle entre lutite et calcaire, les lutites noires « moulent » ces lentilles de calcaire. Des passées bioclastiques à bivalves sont fréquentes dans ces calcaires fins. Ces derniers incorporent parfois des fragments de lutites noires à leur périphérie (Fig. IV. 3D).

Les lutites noires présentent des plans de stratification irréguliers et ondulés. Au sommet de la formation, quelques passées bréchiques d'épaisseur décimétrique à métrique sont intercalées dans ces lutites. Ces passées bréchiques sont composées de fragments de lutites noires, de grès, de calcaires et de coquilles de bivalves orientés aléatoirement dans une matrice argileuse noire. Des slumps confirment que ces passées bréchiques sont des dépôts de type « debris flows ». Dans la mine de San Gregorio, un premier niveau d'olistotrome (moins épais mais de même composition que celui décrit ci-après) est intercalé au milieu de la formation.

Des passées purement bioclastiques à bivalves ainsi que des ammonites sont fréquentes au sommet de cette formation où elles sont intercalées entre les bancs de lutites noires compactes.

L'épaisseur moyenne de cette formation est estimée à 50 m.

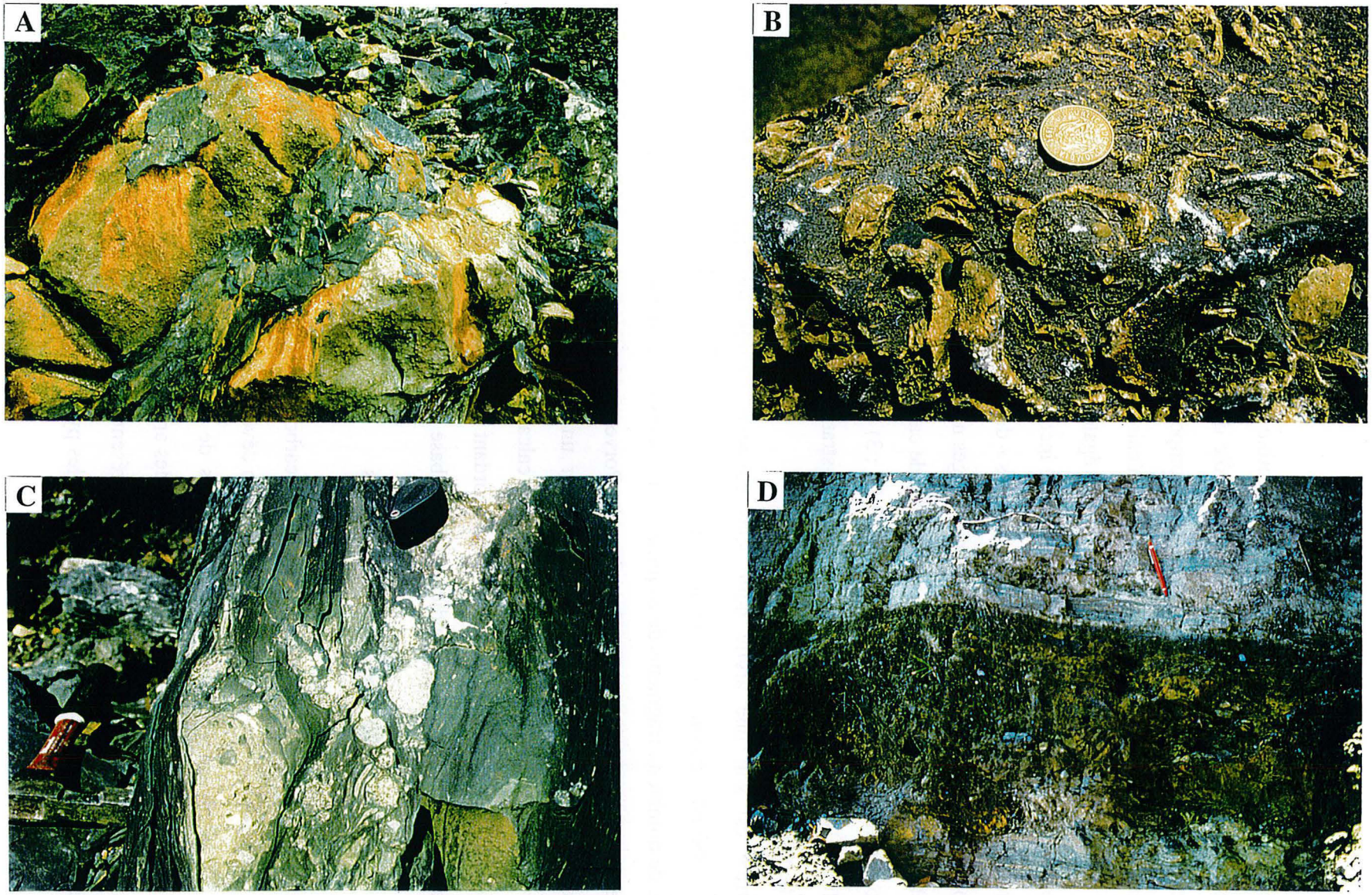


Figure IV. 4: A: "Boules" de calcaires à huîtres dans l'olistotrome. La matrice de lutites noires forme un plaquage sur ces calcaires. Mine de Porvenir. B: Détail de ces calcaires à huîtres. C: Clastes de calcaire micritique incorporant la matrice argileuse noire dans l'olistotrome. La texture est "fluidale". Mine de Porvenir. D: Niveau bréchique rubéfié dans les lutites supérieures. Affleurement entre la mine de Klein et la mine d'Oriente.

IV.1.1.1.6. L'olistotrome

Ce niveau d'épaisseur maximum de 8 m est continu dans le gisement de Chivor. Ses particularités lithologiques typiques lui confèrent un rôle de niveau repère dans ce gisement. Cette brèche sédimentaire est formée d'une matrice composée majoritairement d'argile noire incluant trois types de clastes : 1) des « boules » de calcaires à huîtres pouvant atteindre 2 m de diamètre (Fig. IV. 4A, B). Ces calcaires renferment également des fossiles d'échinodermes et de gastéropodes. Il n'y a pas de clastes d'argile noire incorporés dans le calcaire. La matrice d'argile noire forme un plaquage autour de ces « boules » de calcaires à huîtres ; 2) des clastes sphériques ou ellipsoïdaux de calcaires micritiques beiges ne dépassant pas 40 cm de longueur ou de diamètre (Fig. IV. 4C). La plupart de ces clastes de calcaires incluent de l'argile noire de la matrice sous forme de fragments d'aspect « fluidal » ; 3) des fragments de lutites noires soit d'aspect « fluidal » et alors orientés parallèlement à la stratification générale de l'olistotrome, soit subanguleux et orientés aléatoirement.

La matrice est soit une argile noire sans éléments figurés soit une microbrèche sédimentaire répétant à moindre échelle la composition de l'olistotrome. Dans ce dernier cas elle présente de nombreux fragments de coquilles de bivalves et d'ammonites.

Sous le réservoir d'eau de l'exploitation de Porvenir, des cannelures sédimentaires (« groove marks ») sont parfaitement préservées sur un plan de stratification en surface structurale représentant le sommet des lutites noires à calcaires. Même si, comme le montre ce même affleurement, l'olistotrome est parfois concordant avec les lutites noires à calcaires sous-jacentes, plusieurs observations indiquent que la base de l'olistotrome est érosive.

IV.1.1.1.7. Les lutites supérieures

Ces lutites marquent l'arrêt de la sédimentation carbonatée. Cette formation consiste en une alternance de lutites gris-noires à laminations bien développées, de bancs gréseux de 5 cm d'épaisseur et de niveaux bréchiques rubéfiés épais de 50 cm (Fig. IV. 4D). Les lutites renferment de nombreux fossiles végétaux ainsi que des ammonites. Ces lutites sont affectées par des slumps. Les niveaux bréchiques rubéfiés présentent également des slumps et sont constitués d'une matrice gréseuse contenant des nodules pyriteux pas nécessairement allongés

suivant la stratification ainsi que des fragments de lutites. En certains endroits les lutites supérieures sont discordante sur l'olistotrome.

IV.*1.1.2. Ages des formations sédimentaires encaissantes*

La colonne stratigraphique (Fig. IV. 1) synthétise des données lithostratigraphiques entièrement nouvelles. Pour le Crétacé Inférieur, l'étude stratigraphique de référence dans cette région de Chivor était la carte géologique de Guateque (Ulloa *et al.*, 1975; Ulloa et Rodriguez, 1979). Au niveau du gisement de Chivor, cette carte au 1/100 000 ème est imprécise ; en effet le gisement y est localisé aux environs de la limite entre la formation Guavio (Tithonique-Berriasien supérieur) et la formation Macanal (Valanginien). D'après ces mêmes études, la formation Guavio est caractérisée par une sédimentation essentiellement carbonatée (« calizas del Guavio ») absente dans la formation Macanal.

Des datations sur les ammonites prélevées dans les lutites noires à calcaires révèlent un âge Berriasien pour cette formation, voire plus exactement Berriasien supérieur (annexe 3) (Reboulet, Comm. Pers.).

Suivant ces nouvelles données obtenues dans le gisement de Chivor, il est logique de placer la limite Guavio-Macanal au toit de l'olistotrome qui marque la disparition de la sédimentation calcaire (Fig. IV. 1). Les lutites supérieures sont similaires aux descriptions données de la base de la formation Macanal (Ulloa et Rodriguez, 1979) dans laquelle ces lithologies sont répétées et empilées de façon monotone sur plus de 2500 m d'épaisseur.

IV.*1.1.3. Remarques sur l'environnement de dépôt*

Suite aux descriptions lithostratigraphiques précédentes dans le gisement de Chivor, certains problèmes relatifs au milieu de dépot se posent déjà.

L'interprétation en termes de milieu de dépôt de l'ensemble constitué par les siltites et les lutites noires inférieures n'est pas évidente. Néanmoins ce milieu impliquant le dépôt d'une épaisse série de lutites noires paraît incompatible avec celui que l'on peut attendre lors du dépôt d'une séquence classique de sabkha (« shallowing-upward sequence ») (Fig. IV. 5) comme Warren et Kendall (1985) le décrivent. Le niveau de brèche principal n'étant pas un faciès subtidal, le passage des lutites noires inférieures à des dolomicrites à évaporites paraît alors difficile à expliquer.

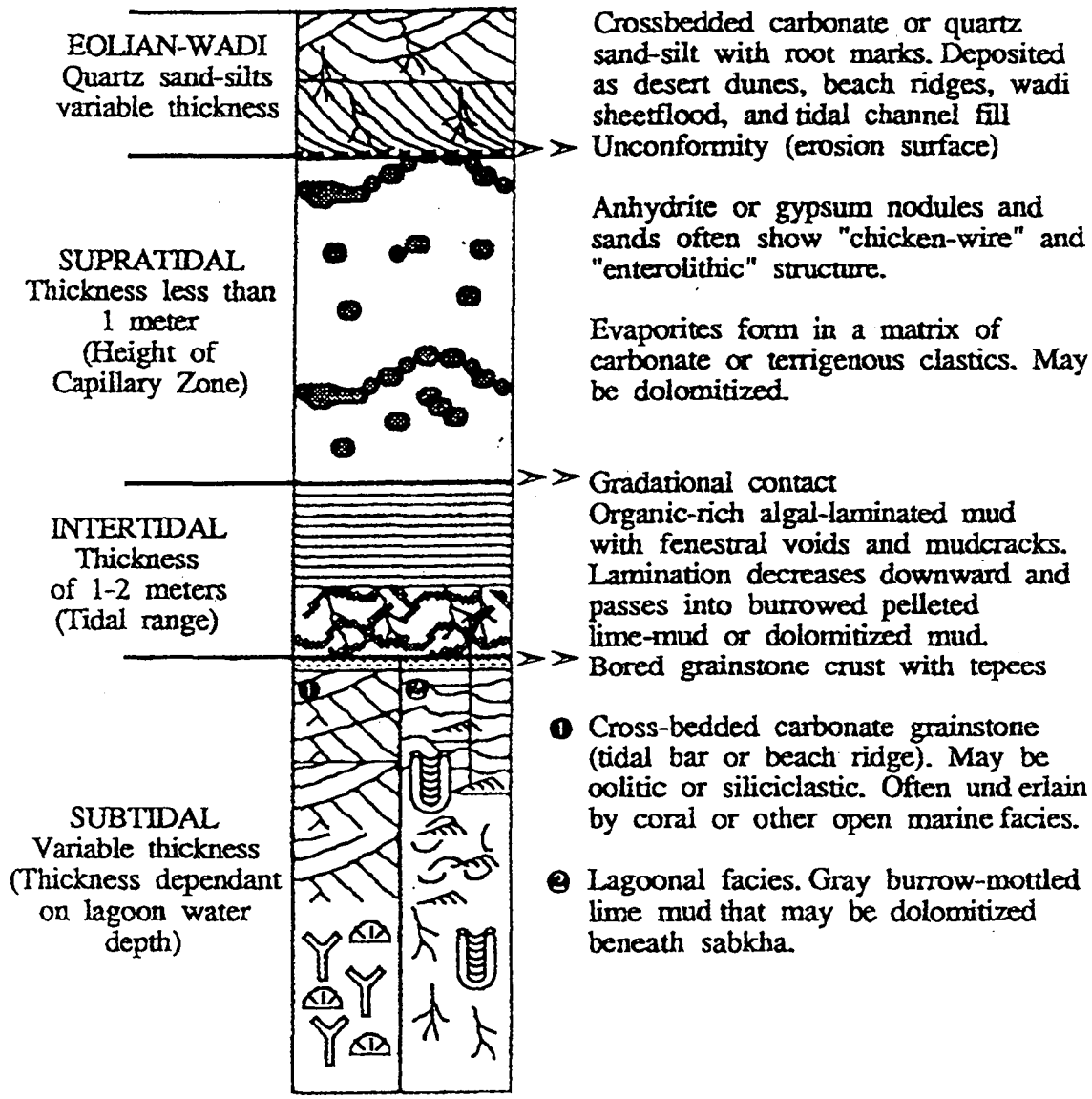


Figure IV. 5: Séquence type de sabkha établie sur les sabkhas actuelles du golfe persique (Emirats Arabes Unis) (d'après Warren, 1991).

Les lutites noires à calcaires et surtout l'olistotrome sont typiquement des faciès resédimentés de « debris flows » sur une pente, en milieu marin. Les ammonites, même si elles ont été entraînées en milieu plus profond, indiquent que le milieu est ouvert. Certains calcaires comme les « boules » de calcaire à huîtres sont de véritables olistolithes déjà lithifiés et indurés avant d'être entraînés par les courants de turbidité. Par contre les calcaires micritiques beiges ont intégré ces courants à l'état semi-consolidé ou même à l'état de boue carbonatée. Ceci suggère que pendant la sédimentation de l'olistotrome il y eu démantèlement de formations de calcaires à huîtres plus anciennes ainsi que de calcaires micritiques en train de se déposer.

L'intercalation d'un niveau de dolomicrite à évaporites dans un tel contexte pose donc un problème. On peut également s'interroger sur la signification dans les lutites noires inférieures des corps lenticulaires d'albitites inférieures qui ressemblent au faciès 2 des albitites supérieures.

IV.1.2. Géométrie du gisement de Chivor

La carte géologique et la coupe du gisement de Chivor (Figs. IV. 6, 7) résultent d'un travail de cartographie réalisé au 1/1000^{éme} en 1996 et 1997. Aucune base topographique plus précise que le 1/5000^{éme}, ni de quadrillage Lambert n'existaient initialement. Il a donc fallu lever la topographie « à la main », c'est à dire au compas et à l'altimètre.

La coupe du gisement est un transect qui serre au plus près possible les fronts de taille à partir desquels ont été projetées les données situées au dessus du niveau topographique de la coupe.

Les caractéristiques géométriques remarquables du gisement de Chivor sont :

1) L'allure stratiforme du gisement inséré dans un panneau globalement monoclinal de sédiments d'âge Crétacé Inférieur. Nous verrons plus loin, que l'inclinaison de ce panneau résulte du plissement et du soulèvement induits par la phase orogénique Andine postérieurement à la formation des gisements d'émeraude de la zone orientale.

2) La brusque interruption vers le NO des albitites supérieures.

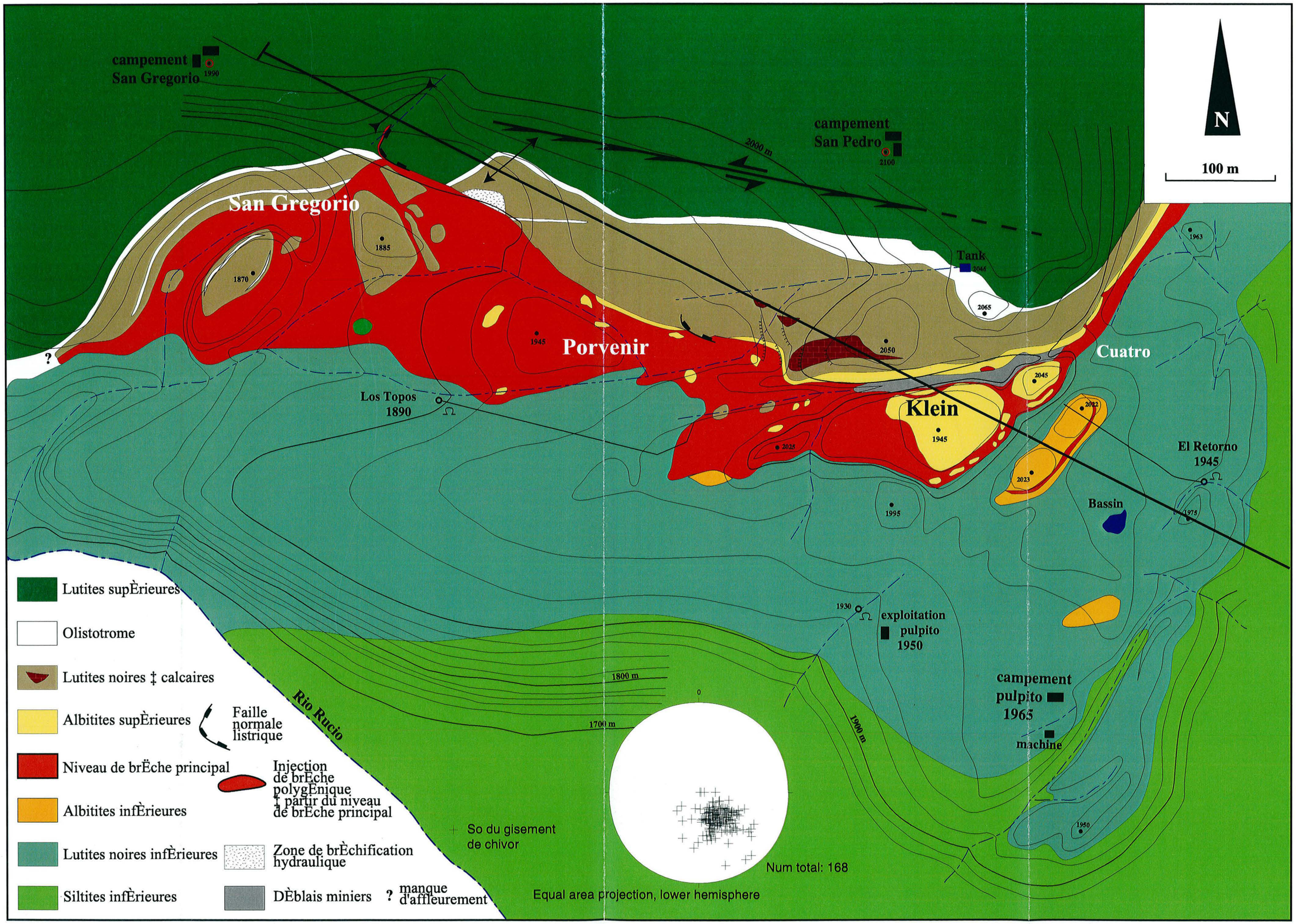


Figure IV. 6: Carte gÈologique du gisement de Chivor. Le trait de coupe localise la Fig. IV. 7.

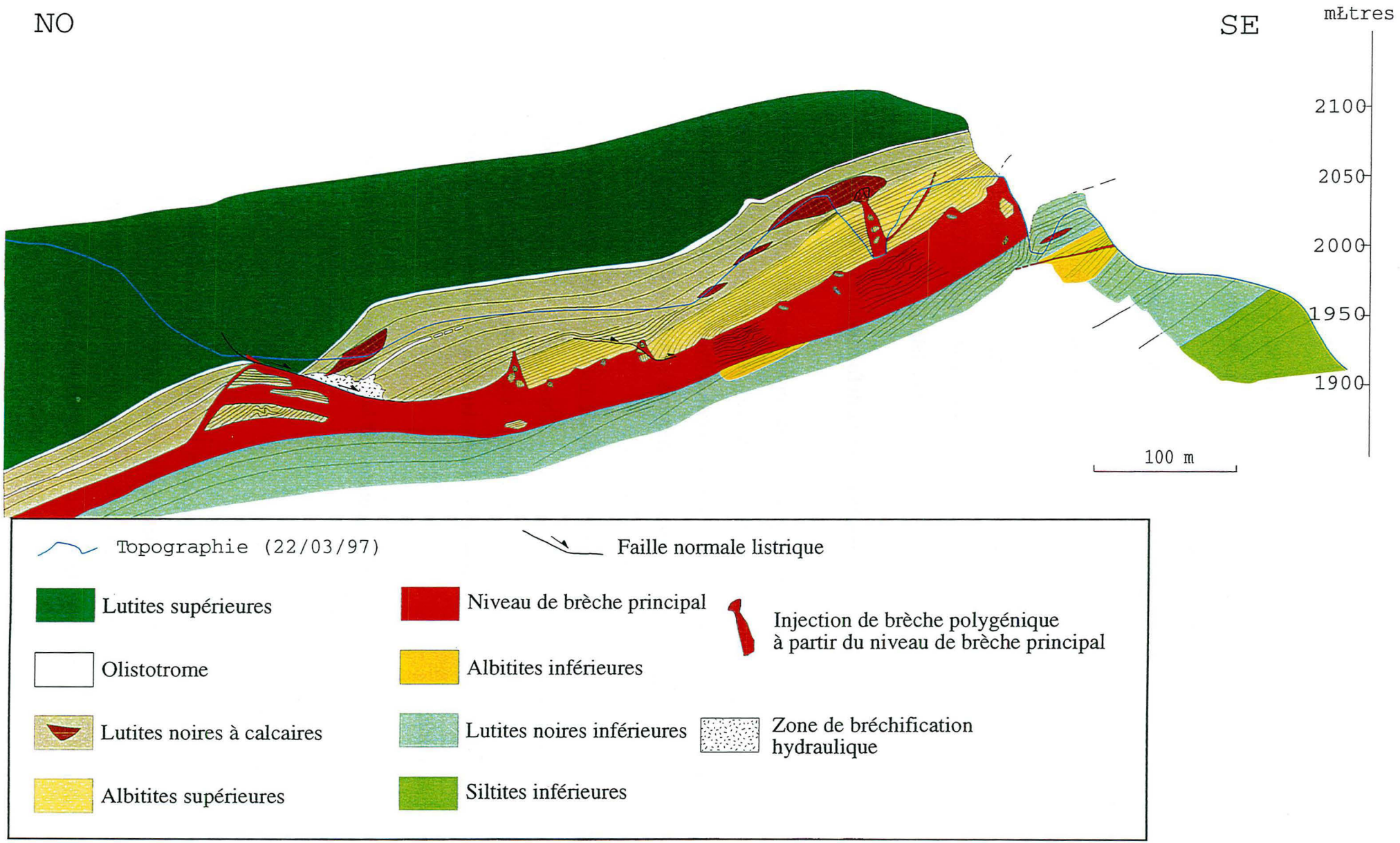


Figure IV. 7: Transect du gisement de Chivor.

3) La géométrie en « rollover » dans la mine de San Gregorio des séquences du toit du niveau de brèche principal sur lequel viennent se brancher des failles normales listriques dont une décale le niveau d'albitites supérieures.

4) La géométrie triangulaire du bombement du niveau de brèche principal sous ce « rollover ».

5) La base des albitites supérieures montre des cavités remplies par le matériel bréchique du niveau de brèche principal.

6) La base du niveau de brèche principal est un plan parfaitement défini sans irrégularités importantes. Bien qu'en certains endroits ce plan soit parallèle à la So des lutites noires inférieures, il tranche en général ces So avec un angle faible.

IV.1.3. L'hydrothermalisme et la déformation associée

Cette partie a pour premier objectif de caractériser par l'étude pétrographique les faciès et manifestations hydrothermales. Certains de ces faciès et manifestations hydrothermales résultent de déformations synchrones de l'altération hydrothermale et bien souvent inhérentes à celle-ci. Caractériser et interpréter les structures synchrones de l'altération hydrothermale constituent le second objectif de cette partie.

La figure IV. 1 présente le degré et le type d'altération hydrothermale subie par les roches sédimentaires encaissantes du gisement de Chivor. L'unité de lutites supérieures est très faiblement altérée comparé à l'olistotrome. Cette baisse brutale du degré d'altération hydrothermale évoque la présence d'une barrière de faible perméabilité au toit de l'olistotrome.

IV.*1.3.1. La métasomatose et la déformation associée des albitites supérieures*

Description pétro-structurale

En lame mince (Fig. IV. 8A), le faciès 1 montre une carbonatisation complète des anciens nodules d'évaporites. Ces nodules sont allongés parallèlement à des lignes d'insolubles. La matrice micritique a été recristallisée et transformée par la précipitation de micrograins d'albite et de carbonates et dans une moindre mesure de pyrite.

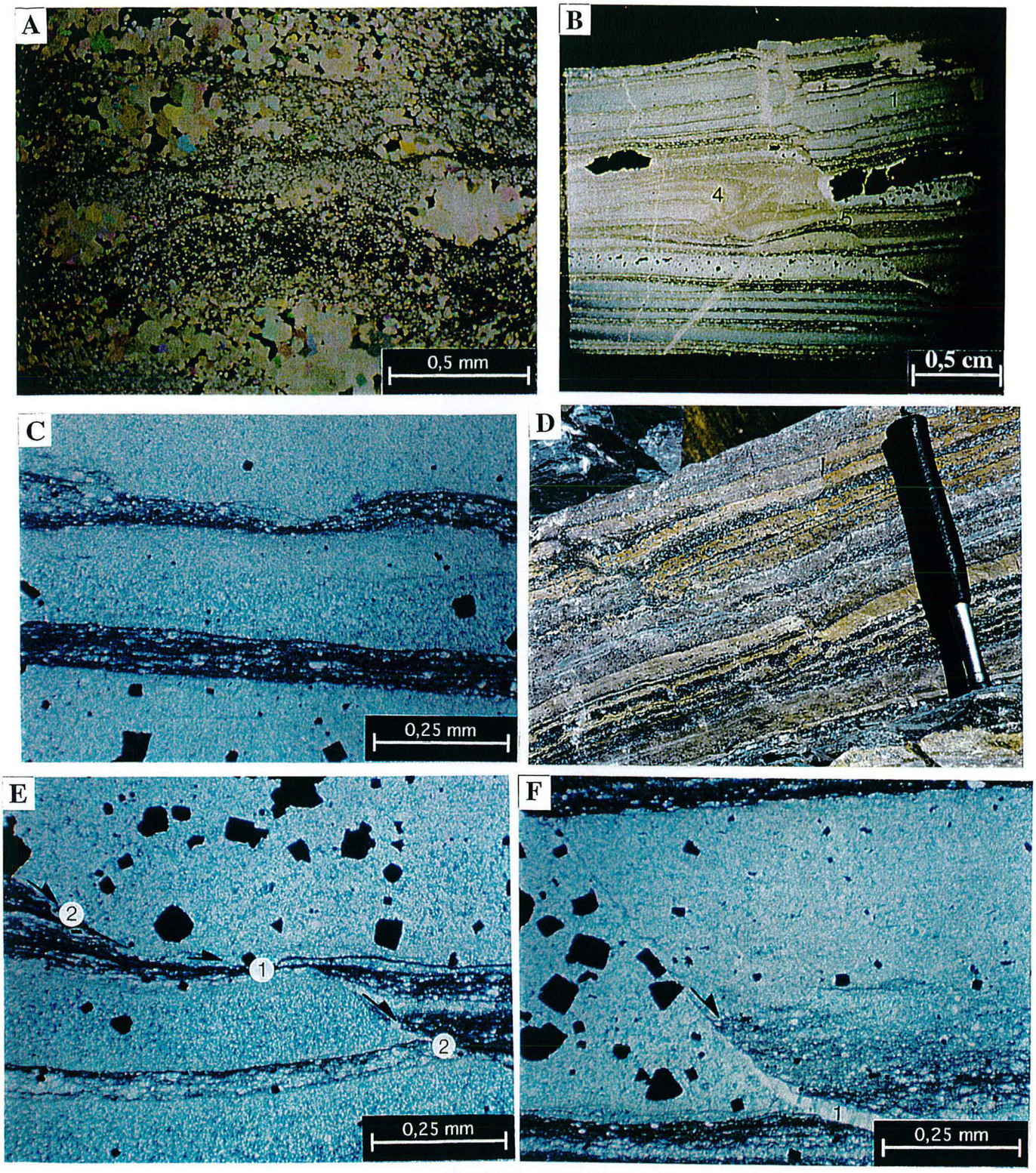


Figure IV. 8: Etude pétro-structurale des albitites supérieures (Mine de Klein). **A:** Lame mince (LP) du faciés 1 des albitites supérieures. Les nodules de gypse (ou d'anhydrite) ont été remplacés par des carbonates hydrothermaux. La matrice a été recristallisée par des micrograins d'albite et de carbonates. **B:** Lame mince du faciès 2 des albitites supérieures (LP). Les lits gris (1) sont composés d'albite microgranulaire et de cubes de pyrite; les lits beiges (2) sont composés d'une matrice argilo-micritique; Les lits sombres (3) sont constitués d'insolubles et de muscovite. Les microslumps (4) et les failles normales listriques (5) sont fréquents dans les albitites supérieures. **C:** Détail des lits d'insolubles (LP). Les ondulations et les variations d'épaisseur de ces lits sont produites par dissolution/recristallisation lors de la métasomatose banc à banc. **D, E, F:** Failles normales dans les faciès 1 (D) et 2 (E, F, détails de B, LP) des albitites supérieures. Des paliers se développent à la base des lits sombres d'insolubles (1 sur E) et les rampes (2) traversent les lits gris et beiges. Des veines de carbonates (1 sur F) ou d'albite se développent parfois dans ces failles normales listriques.

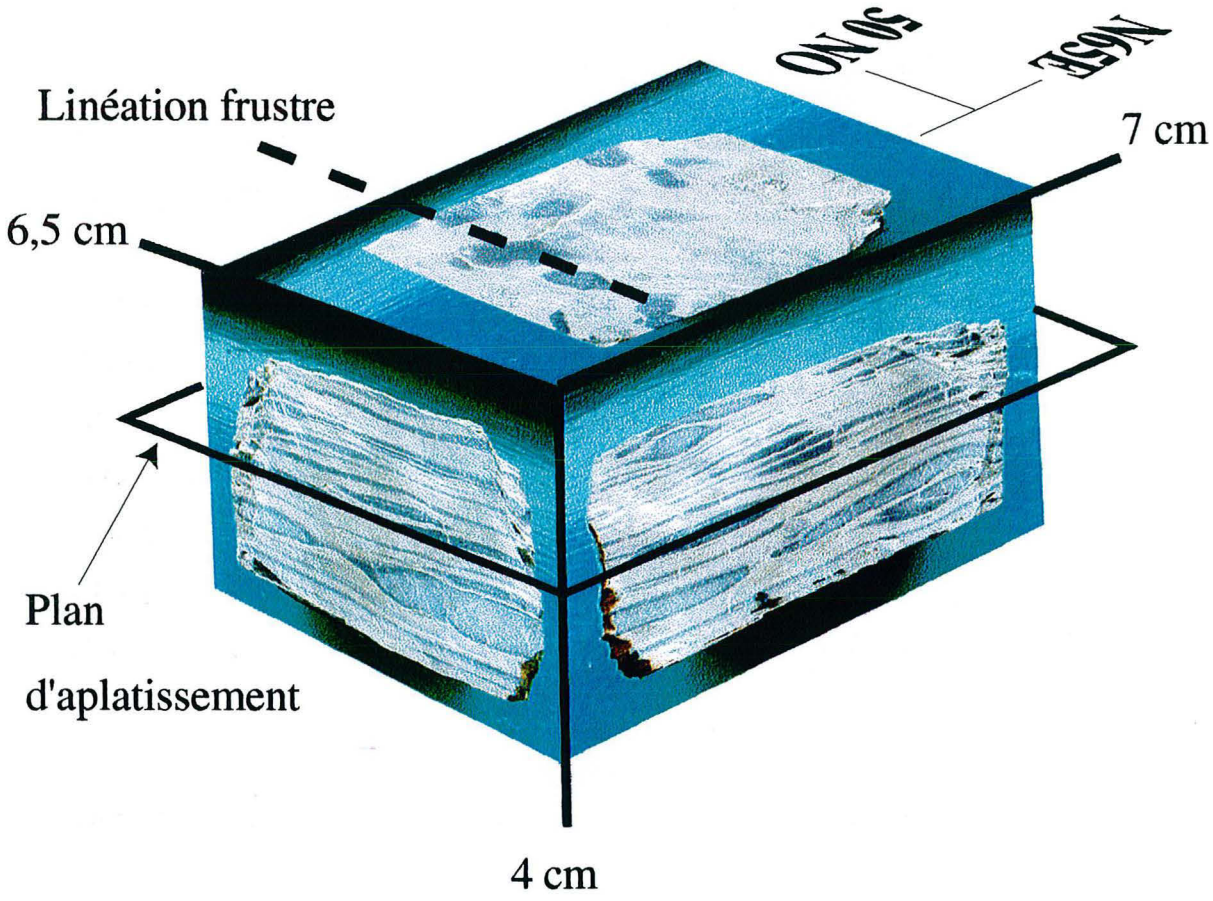


Figure IV. 9: Etude de l'étirement et du boudinage dans le faciès 2 des albitites supérieures (ech. de la mine de Klein). Ces albitites présentent deux directions d'allongement perpendiculaires paralléles au litage de la roche.

La figure IV. 8B présente un terme du faciès 2 moins étiré et boudiné que celui de la figure IV. 3B. Les lits gris sont constitués d'albite microgranulaire sur un fond micritique, où des cristaux de pyrite cubiques ainsi que des rhomboèdres de carbonates ont également cristallisé. Les lits beiges sont formés d'une matrice argilo-micritique « sale » contenant des micrograins d'albite sporadiquement répartis. Les lits sombres sont constitués d'insolubles (matière organique) et de phyllosilicates disposés parallèlement aux lignes d'insolubles (Fig. IV. 8C). Dans ces phyllosilicates, on distingue très nettement des paillettes allongées de muscovite néoformée et de même orientation.

Dans le faciès 2, à l'affleurement aucune linéation d'étirement parallèle au litage de la roche n'apparaît de façon évidente. Une étude détaillée a été menée sur un pavé orienté de la mine de Klein (Fig. IV. 9). Dans le plan parallèle au litage, il semble qu'une linéation frustre apparaisse dans la direction N145°E. Les plans normaux au litage qui sont perpendiculaires et parallèles à cette linéation montrent tous deux du boudinage. Ainsi, il semble qu'il y ait deux directions perpendiculaires d'allongement parallèles au litage de la roche ce qui indique un type d'éllipsoïde de déformation en aplatissement. Le boudinage étant quasiment de même importance suivant les deux directions, $\lambda 1$ et $\lambda 2$ sont vraisemblablement très proches (ce qui corrobore une linéation d'étirement très discrète).

La structure plissée de la figure IV. 8B, intercalée entre deux lits non plissés a toute les caractéristiques d'un slump.

Ces albitites supérieures présentent des failles normales listriques réparties indifféremment dans le faciès 1 et 2 (Fig. IV. 8B, D). Ces failles décalent les lits gris d'albite et les lits sombres d'insolubles. Ces failles normales listriques affichent une géométrie en rampes et paliers : les paliers se développent à la base des lits sombres d'insolubles alors que les rampes se développent au travers des lits gris ou beiges d'albite et de micrite (Fig. IV. 8E). Les failles normales conjuguées antithétiques sont courantes. A l'occasion d'une ouverture du plan de faille se forme souvent une veine à albite ou à carbonate (Fig. IV. 8F). L'étude statistique à l'affleurement de la vergence de ces failles normales listriques n'a pas été réalisée car l'orientation du plan de faille est trop rarement accessible.

Interprétation

La concentration des insolubles en lits sombres indique qu'au moins une partie du litage et de la lamination que l'on observe dans ces roches est due à la transformation de la roche lors de la métasomatose. Ce rubanement métasomatique se surimpose et prend la même orientation que les plans de stratification originels. Les muscovites néoformées allongées dans les lits sombres forment une fabrique planaire développée semble t-il en aplatissement. Excepté les albitites inférieures dans les lutites noires inférieures, aucune autre roche sédimentaire du gisement de Chivor ne montre les mêmes structures (boudinage, « pinch and swell ») associées à la même altération hydrothermale. Pourtant les lutites noires inférieures sont au moins autant albitisées et ne montrent pas de structures équivalentes. Il faut donc admettre que la rhéologie originelle des albitites supérieures est tout autre que celle d'une lutite noire. Ceci est une évidence pour le faciès 1 à évaporites, mais c'est également le cas pour le faciès 2 à boudins et « pinch and swell ». Les slumps observés dans le faciès 2 confirment l'hypothèse précédente suivant laquelle le faciès 2 est originellement un empilement de lentilles produit par « debris flow » (Fig. IV. 3C). La compaction sédimentaire avait déjà étiré et boudiné ces lentilles resédimentées en état semi-consolidé. La métasomatose et l'aplatissement qui l'accompagnent ont repris et accentué ces figures de compaction sédimentaire.

Les failles normales listriques sont postérieures aux développement du litage métasomatique. Néanmoins, les veines d'albite ou de carbonates que présentent ces failles indiquent que ces failles sont actives pendant l'altération hydrothermale. Ainsi, ces failles sont synchrones de l'altération hydrothermale même si elles sont légèrement postérieures à la métasomatose banc à banc dans les albitites.

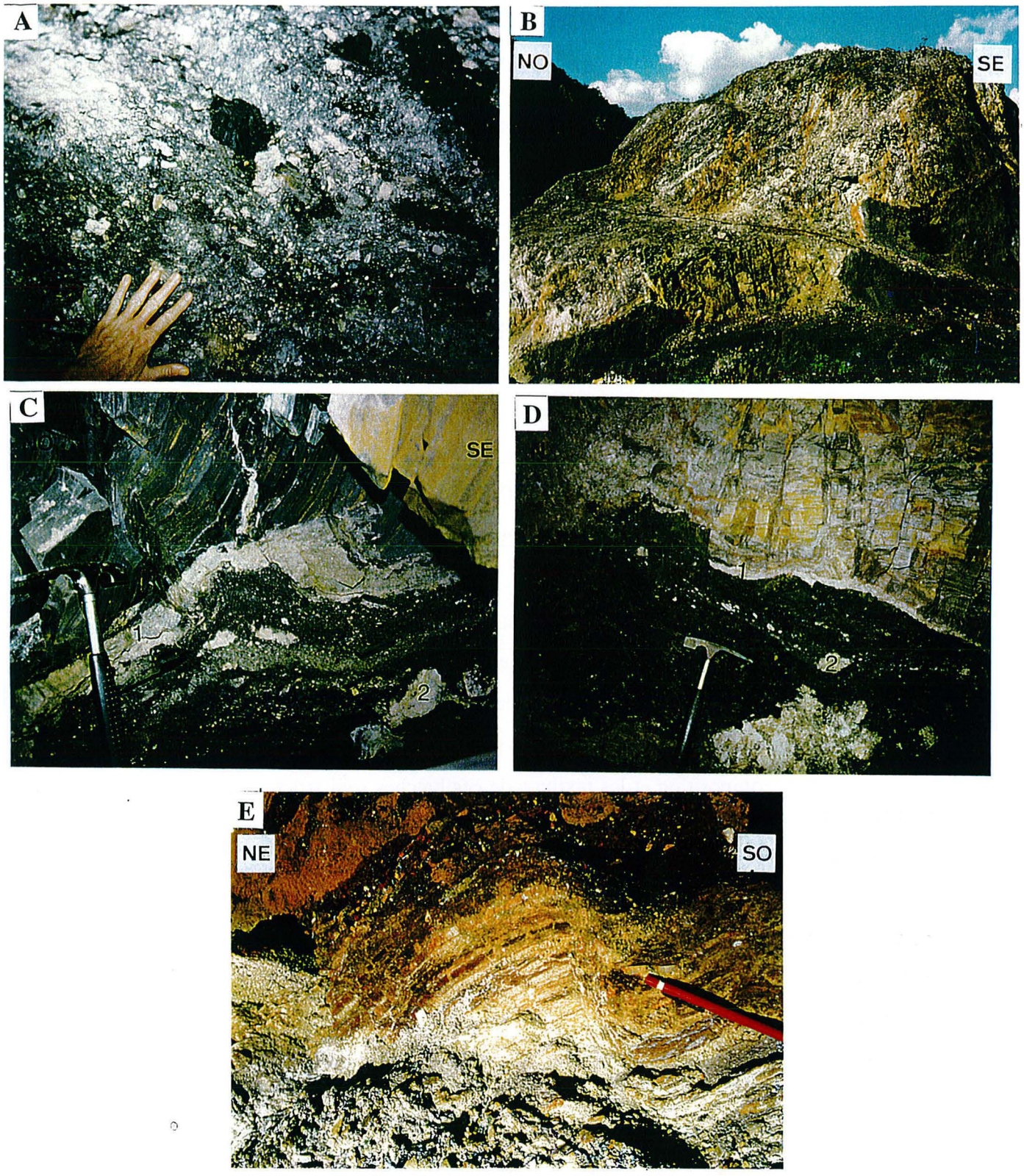


Figure IV. 10: Le niveau de brèche principal et son contact supérieur. **A:** Les brèches polygéniques à fragments d'albitite et de lutite noire sont un des faciès bréchiques du niveau de brèche principal. Mine d'Oriente. **B, C, D, E:** Contacts entre l'albitite supérieure et le niveau de brèche principal. Ce contact n'est pas rectiligne et présente des cavités remplies de brèche. Le niveau blanc (1 sur C et D) composé de phases hydrothermales (albite, carbonates, pyrite) est un plan de circulation préférentiel des saumures hydrothermales. Les fragments d'albitites qui sont tombés dans la brèche ont subi un transport (2 sur C et surtout 2 sur D). Ce contact présente également des failles normales (E). (B, E, mine de Klein; C, D, mine d'Oriente).

IV.*1.3.2. Le niveau de brèche principal*

Etude pétrographique

Ce niveau stratiforme chaotique présente de nombreux faciès bréchiques. Ces faciès ont tous été percolés par les fluides hydrothermaux produisant une cimentation partielle ou totale de ces brèches. Cette hétérogénéité dans les faciès bréchiques résulte en fait du mélange en proportions variables de deux faciès principaux.

Le premier de ces faciès bréchiques est constitué de lutites noires disloquées et cimentées ou non par les phases hydrothermales (Fig. IV. 2B). Suivant le degré de bréchification, l'aspect de ce faciès varie d'une pâte noire meuble à des lutites noires disloquées mais qui préservent une stratification frustre.

Le second faciès est une brèche polygénique formée de fragments de lutites noires et d'albitites blanches (Fig. IV.10A). La matrice est une pâte grisâtre. La cimentation est très variable, mais la corrosion chimique subie par les fragments (fragments amiboïdaux à golfes de corrosion) indique que ce faciès a subi une percolation importante par les fluides hydrothermaux. La composition et les textures de ces brèches sont strictement similaires aux brèches fluidisées décrites dans la zone occidentale (cf. chapitre III).

Des blocs métriques à décamétriques d'albitites ou de lutites noires compactes flottent dans ce niveau de brèche principal (Fig. IV, 6,7). L'orientation des plans de stratification dans ces blocs montre qu'ils ont subi des rotations.

Le contact avec les albitites supérieures

Comme le montrent les figures IV. 10B, C et D, le contact entre le niveau de brèche principal et l'albitite supérieure n'est pas rectiligne mais jalonné de cavités remplies par de la brèche qui forme des dômes. Le contact est toujours souligné par un niveau blanc induré ou meuble composé uniquement de phases hydrothermales (albite, pyrite et dolomite) marquant ainsi un plan de circulation fluide préférentiel. La figure IV. 10D montre que des fragments de l'albitite supérieure sont tombés dans la brèche et ont été entraînés et disloqués mécaniquement mais aussi chimiquement. Une fois le fragment détaché des épontes, le

transport semble s'effectuer parallèlement au plan de brèche. Ce contact est également affecté par des failles normales (Fig. IV. 10E).

Interprétation

Le démembrement du mur de l'albitite supérieur est caractéristique d'un mécanisme d'effondrement lié à de la dissolution (Jébrak, 1997; Smith, 1968). Les minéraux hydrothermaux qui précipitent dans la brèche ainsi que le niveau de circulation fluide préférentiel montrent que cette dissolution résulte de la circulation des saumures hydrothermales responsables de la minéralisation.

En plus de la dissolution, cette brèche affiche du transport. Nous verrons des structures qui indiquent clairement qu'au moins une partie de ce transport se fait par fluidisation.

Ainsi, le niveau de brèche principal est le drain majeur des saumures hydrothermales dans le gisement et apparaît comme étant un résidu de dissolution. Sa composition et ses différentes textures en font un analogue parfait du fameux « rute » des corps salifères de la Sabana de Bogotá (McLaughlin, 1972). Le « rute » est le résidu bréchique d'insolubles qui coiffe ces corps salifères en les préservant de la dissolution par les eaux météoriques.

Plus loin, il sera discuté de la composition originelle et de la signification stratigraphique de ce niveau de brèche principal.

IV.*1.3.3. Etude de la fracturation*

IV.1.3.3.1. Les veines parallèles à la stratification

Elles sont nombreuses dans les lutites noires à calcaires et dans les albitites supérieures. Leur remplissage est composé de calcite blanche fibreuse. Les fibres sont légèrement sigmoïdes et affichent le plus souvent une croissance antitaxiale. Ces veines sont réouvertes : au centre des carbonates rhomboédriques et de la pyrite cristallisent alors qu'aux épontes de la muscovite verte précipite en lamelles perpendiculaires aux épontes. La densité du réseau de veines augmente sous les lentilles de calcaires. Même réouvertes, ces veines sont toujours stériles.

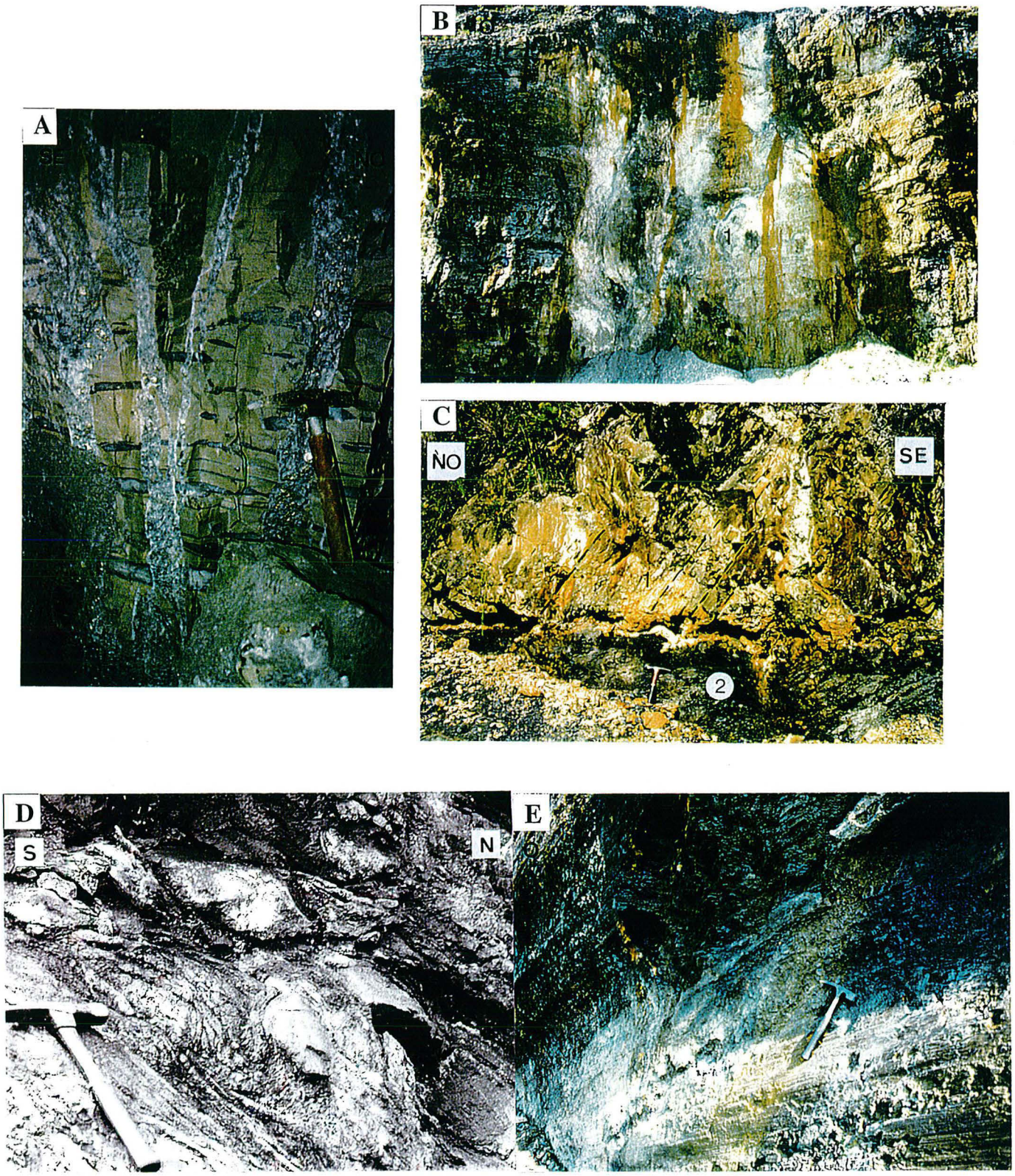
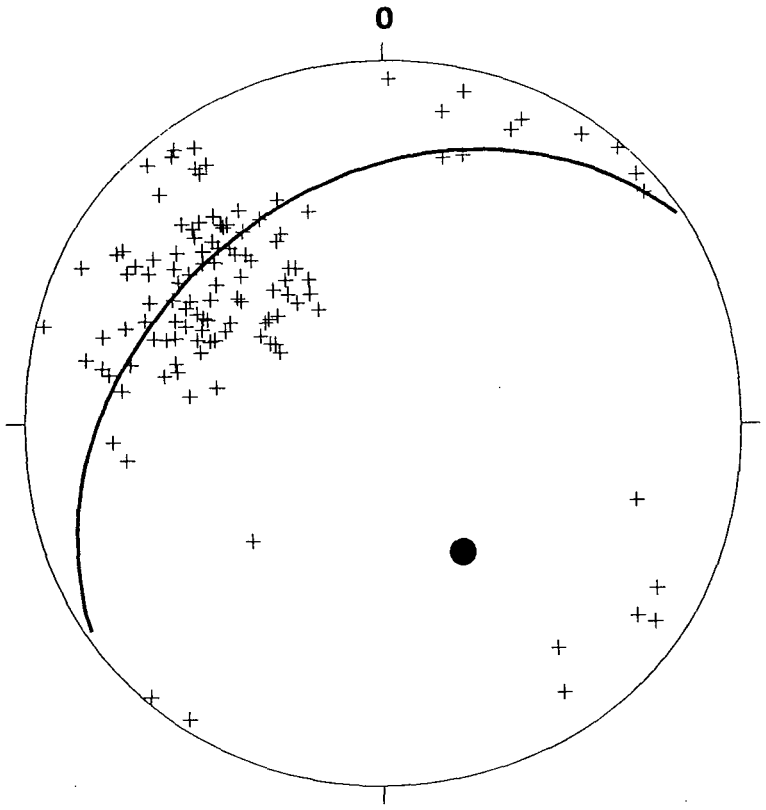


Figure IV. 11: A: Veines subverticales perpendiculaires à So (ou au litage métasomatique) recoupant les albitites supérieures (ici faciès 2). Mine d'Oriente. Ces veines ("planchons") à remplissage de dolomite grise et de pyrite sont le principal piège à émeraude du gisement de Chivor. Ce sont des veines d'extension qui représentent une famille très bien individualisée (Fig. IV. 12). **B:** Fracture à brèche polygénique (1) recoupant perpendiculairement les albitites supérieures (2). Mine de Klein, hauteur de la photo 18 m. **C:** Rotation antihoraire d'un panneau d'albitites (1, les traits noirs représentent les So) sur le niveau de brèche principal (2). Mine de Klein. **D:** Bandes de cisaillement au contact entre le niveau de brèche principal et les albitites supérieures. Mine d'Oriente. E: Faille décrochante senestre-inverse affectant les lutites supérieures du gisement de Chivor le long de la mine de Porvenir. Cette faille est interprétée comme résultant des tectoniques Andines.



Equal area projection, lower hemisphere

● So (grand cercle) moyenne du gisement de Chivor (mine d'Oriente incluse)

\+ n=127, veines du gisement de Chivor (mine d'Oriente incluse) (les veines // So ne sont pas représentées)

Figure IV. 12: Stéréogramme des veines non parallèles à So du gisement de Chivor (mine d'Oriente incluse). La famille des "planchons" (moyenne à N55E65SE) perpendiculaires à So s'individualise parfaitement.

IV.1.3.3.2. Les veines perpendiculaires à la stratification : les « planchons »

Ces veines constituent le principal piège de la minéralisation dans le gisement de Chivor. Elles sont bien connues des mineurs qui les appellent « los planchons ». Elles affectent les albitites supérieures (Fig. IV. 11A) et dans une moindre mesure le mur du niveau de brèche principal (lutites noires inférieures et albitites inférieures).

Leur remplissage se compose essentiellement de dolomite grise rhomboédrique et dans une plus faible proportion de pyrite et de quartz. Les minéraux hydrothermaux accessoires sont la fluorite, l'albite, l'apatite, la muscovite verte et l'émeraude. Dans la mine de Klein, il arrive que la veine soit entièrement scellée par du Béryl vert (« morralla ») et de la pyrite. La largeur de ces veines varie entre 2 cm à 1 m. Elles sont moins larges dans les mines de Klein et Porvenir que dans la mine d'Oriente. Ces veines s'initient au contact avec le niveau de brèche principal et leur longueur ne dépasse pas l'épaisseur de la pile d'albitites supérieures.

La figure IV. 11A montre bien que ces veines sont des fractures d'extension sans composante cisaillante apparente et de caractère fragile. La formation de ces fractures est postérieure au développement du litage métasomatique et des structures étirées-boudinées qui lui sont associées.

Ces veines étant strictement perpendiculaires aux plans de stratification (ou au litage métasomatique), elles ont un fort pendage vers le SE. Elles représentent une famille très bien individualisée (Fig. IV. 12).

Cette famille de fractures d'extension constitue le marqueur principal de la déformation syn-minéralisation et montre donc une direction d'extension principale NW-SE.

IV.1.3.3.3. Les fractures à brèches polygéniques

Moins nombreuses mais orientées comme les « planchons », des fractures perpendiculaires à So sont remplies de brèches polygéniques (Fig. IV. 11B). Ces fractures, qui prennent parfois la forme de «dyke » affectent les albitites supérieures et sont directement branchées au niveau de brèche principal. Elles s'initient le plus souvent au niveau des « dômes » que forment la brèche au niveau des cavités de dissolution au mur des albitites. comme le montre la figure IV. 11B, ces fractures à brèche polygénique peuvent être d'échelle

décamétrique. Il arrive que ces fractures traversent les albitites supérieures pour se terminer dans les lutites noires à calcaires. Dans ce cas, on observe un décavage des lentilles de calcaire avec des fragments de calcaires qui s'effondrent dans la brèche polygénique.

Le remplissage de ces fractures se fait par deux processus : 1) le vide induit par l'ouverture de la fracture crée une instabilité mécanique dans les épontes provoquant le détachement de fragments qui tombent par gravité et remplissent la fracture. C'est notamment le cas pour les fragments de calcaires. Aucune brèche hydraulique d'implosion n'est présente aux épontes des albitites, ce qui laisse penser qu'il n'y a pas pompage de fluides des albitites vers la fracture ouverte ; 2) les fabriques planaires d'entraînement ou de circulation fluide dans la brèche affichent à la base de ces dykes bréchiques une virgation vers le sommet du dykes. Les fluides qui cimentent cette brèche polygénique semblent provenir du niveau de brèche principal. Par recoupement avec les textures observées dans cette brèche (qui sont identiques à celles décrites dans Branquet *et al.* (1999a), ceci suggère qu'une partie de la brèche polygénique est injectée par fluidisation sous forme d'une pulpe hydrothermale.

A en croire les mineurs, les épontes de ces fractures à brèche polygénique représentent un excellent piège pour la minéralisation à émeraude.

IV.1.3.3.4. Les failles normales listriques d'échelle métrique

Comme le montre la figure IV. 7, ces failles normales viennent se brancher sur le niveau de brèche principal. Elles sont scellées par des phases hydrothermales telles que la dolomite et la pyrite. La base des ces failles montre un remplissage de brèche polygénique ou d'une pâte de lutites noires cimentée par de la pyrite. Pour des raison d'affleurement, certaines de ces failles n'ont sans doute pas pu être cartées.

Le jeu de ces failles normales listriques d'échelle métrique implique un mouvement relatif du toit vers le SE. Il occasionne la formation de « rollovers » ainsi que la rotation antihoraire de panneaux d'albitites supérieures (Fig. IV. 11C).

IV.1.3.3.5. Les brèches hydrauliques

Elles sont peu fréquentes comparativement aux gisements de la zone occidentale. La seule occurrence importante de bréchification hydraulique correspond à un halo bréchique dans la mine de San Gregorio à l'aplomb du « rollover » (Fig. IV. 7). Ce halo de brèche hydraulique a été productif.

IV.1.4. Le type de déformation et la cinématique syn-minéralisation

La Figure 3 de l'article inséré au chapitre V (Branquet *et al.*, 1999b) fournit les illustrations du texte ci-dessous.

L'étude des géométries du gisement de Chivor ainsi que de la déformation associée à la circulation des fluides hydrothermaux indiquent que ce gisement s'est formé pendant un épisode de déformation qui crée de l'extension. La circulation des fluides hydrothermaux ainsi que les structures extensives sont liées au niveau de brèche principal. Un agent majeur de cette déformation est la dissolution occasionnée par les fluides hydrothermaux dans ce niveau de brèche principal. La perte de volume que cette dissolution implique dans le niveau de brèche induit un effondrement du toit. Cependant, le transport des fragments dans le niveau de brèche, le mouvement relatif vers le SE du toit de ce niveau, le branchement des failles listriques normales sur ce niveau de brèche, sont des arguments en faveur d'un détachement gravitaire syn-minéralisation. Ce détachement se produirait dans le niveau de brèche principal favorablement incliné par la tectonique. Il serait « lubrifié » par les saumures hydrothermales. En s'appuyant sur le seul gisement de Chivor, le mouvement relatif résultant de ce détachement et les structures extensives associées semblent être de faible amplitude. Au dessus du gisement, par exemple au niveau des campements de San Pedro et San Gregorio (Fig. IV. 6), aucune faille normale n'a été observée dans la formation Macanal.

De telles conclusions amènent à réfléchir sur ce qu'était le niveau de brèche principal avant sa dissolution. Des éléments de réponse sont apportés plus loin mais d'ores et déjà on peut émettre l'hypothèse qu'il contenait des évaporites et peut-être même de la halite si on en juge par la forte albitisation que présente ce gisement. La littérature qui traite des brèches résultant de la dissolution d'évaporites (sulfates ou halite) appuie fortement cette hypothèse (Diegel, 1988; Huyghe-Buissart et Mansuy, 1995; Rouchy *et al.*, 1993; Smith, 1968; Swennen *et al.*, 1990). La modélisation analogique sur la dissolution d'évaporite a été récemment abordée par Ge et Jackson (1998). Bien entendu ces modèles montrent des failles normales, mais ils sont statiques au sens où ils n'impliquent pas de détachement sur un plan incliné.

IV.1.5. Implications sur le modèle métallogénique

Nous venons de voir que les failles normales listriques d'échelle métrique, les fractures perpendiculaires à la stratification (planchons et dykes de brèche polygénique) sont postérieures à la transformation métasomatique massive dans les albitites supérieures et dans les lutites noires inférieures (albitites inférieures comprises). A condition de remplacer au stade 2 la compression par de l'extension, ceci semble confirmer le modèle à deux stades de Cheilletz et Giuliani (1996). Pendant ce stade 2, durant lequel cristallise l'émeraude, le niveau de brèche principal est affecté par la dissolution et joue en détachement. La muscovite syngénétique de l'émeraude précipite pendant ce stade 2. C'est donc précisément ce stade 2 qui est daté à la limite Crétacé-Tertiaire (Cheilletz *et al.*, 1997).

La transformation métasomatique massive du mur et du toit du niveau de brèche principal au stade 1 nécessite d'importantes circulations de saumures hydrothermales dans ce niveau. Ainsi, la dissolution dans le niveau de brèche principal mais également dans les roches qui seront plus tard les albitites a dû commencer dès le stade 1. Cette hypothèse est confirmée par les failles normales listriques d'échelle centimétrique qui affectent les albitites. Ces failles semblent s'être développées à la fin du stade 1.

Contrairement à la zone occidentale, il n'y a pas de données pétrographiques, géochimiques et structurales assez précises sur les veines parallèles à la stratification à calcite fibreuse pour en faire une famille développée au cours d'un stade très précoce.

IV.1.6. Les autres structures

Dans cette partie sont présentées succinctement des structures qui restent problématiques relativement à leur orientation ou à leur interprétation.

Les plis

Plus de 60 plis ont été mesurés à l'intérieur et aux épontes du niveau de brèche principal. Malgré quelques crochons bien marqués, l'étude statistique des ces plis et de leur vergence nous montre une complète désorganisation sans qu'aucune famille ne puisse être dégagée. De plus, pour beaucoup de plis dans le niveau de brèche principal, un doute subsiste entre slumps et pli syn-tectonique. En éliminant ces données douteuses (une vingtaine), aucune direction préférentielle ne se dégage encore.

Les bandes de cisaillement et les stries de friction

Dans la mine d'Oriente le contact entre le niveau de brèche principal et les lutites noires inférieures présente des bandes de cisaillement (Fig. IV. 11D) ainsi que des stries de friction graphiteuses. Le temps passé en galerie à Oriente n'a pas été suffisant pour en faire une étude statistique approfondie. Les 8 mesures de stries relevées sur les So varient de N140°E à N120°E.

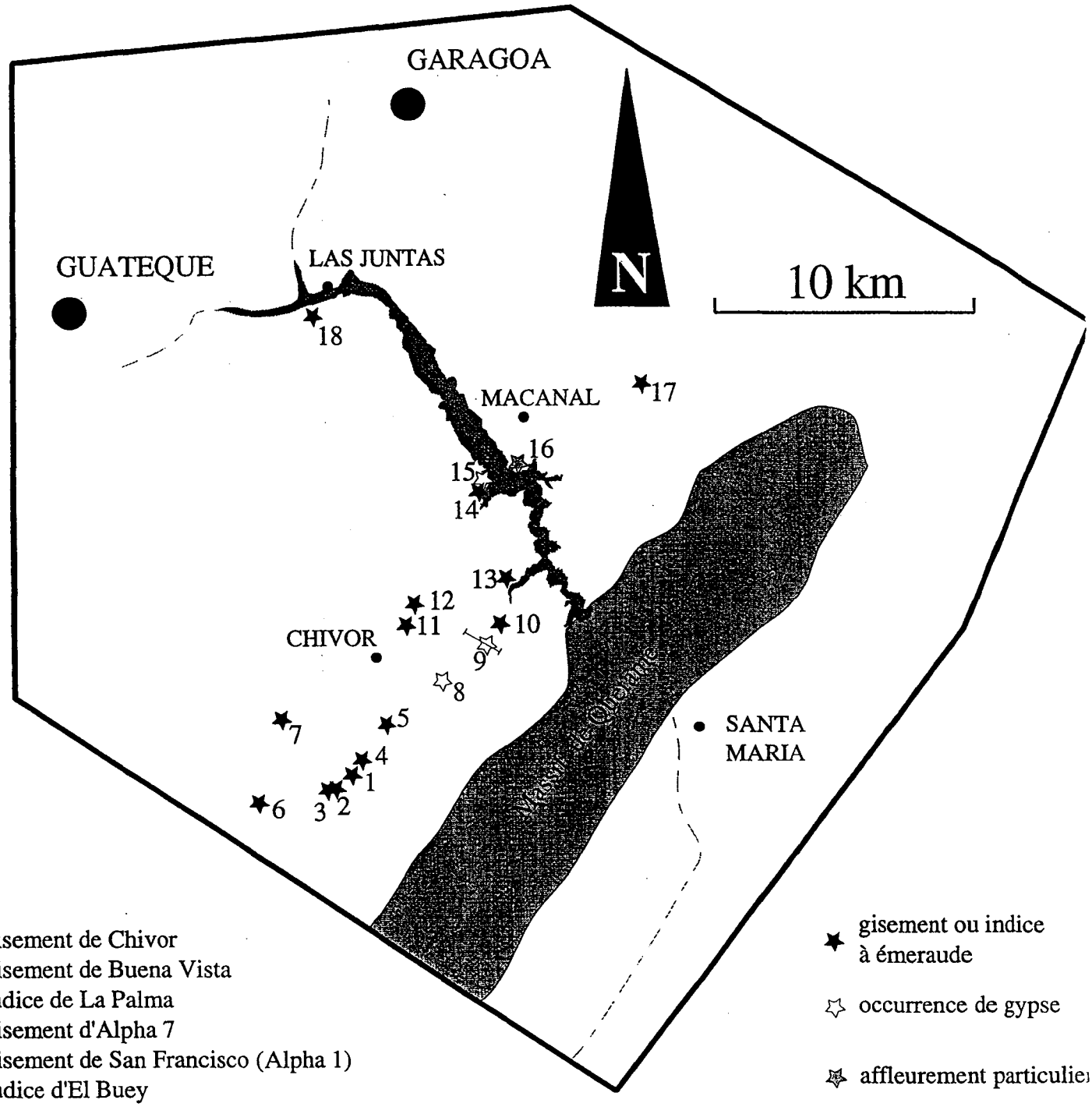
Ces bandes de cisaillement et ces stries ne montrent absolument aucune association avec des phases hydrothermales. Par exemple, il n'y a pas de minéraux fibreux en « slickensides », ni de plans de circulation fluide préférentiel. De plus, aucune observation affichant une réactivation ou une reprise des structures syn-minéralisation n'a pu être faite. Il manque donc encore des observations permettant de rattacher ces bandes de cisaillement et ces stries à l'épisode de déformation syn-minéralisation ou bien à la tectonique andine. La seconde hypothèse impliquerait une réactivation andine du niveau de brèche principal. Si cela est effectivement le cas, dans le gisement de Chivor la réactivation de ce niveau est de faible amplitude.

Faille décrochante senestre-inverse N100°E

Cette faille (Fig. IV. 6, 11E) longe l'exploitation de Porvenir et semble s'amortir vers l'Est. Sur le terrain et en photographie aérienne, il n'a pas été possible de suivre sa prolongation vers l'Ouest. Elle affecte les lutites supérieures. Le plan strié du miroir de faille est gondolé et ne présente aucune cristallisation de minéraux hydrothermaux. Par ses caractéristiques et son jeu, cette faille est interprétée comme résultant de la tectonique andine. Elle a peut-être joué un rôle important dans la mise à l'affleurement du gisement.

IV.2. Les autres gisements et indices à émeraude du district de Chivor

La carte (Fig. IV. 13) localise les différents gisements et indices à émeraude du district minier de Chivor. Excepté les gisements d'Agua Blanca et de Achiote, ils ont tous fait l'objet au cours de ce travail d'une étude stratigraphique et structurale. Les données de Arhan (1993) seront utilisées pour le gisement d'Agua Blanca.



1 gisement de Chivor
2 gisement de Buena Vista
3 indice de La Palma
4 gisement d'Alpha 7
5 gisement de San Francisco (Alpha 1)
6 indice d'El Buey
7 gisement de La Guala
8 occurrence de gypse de la Yesera
9 occurrence de gypse de Guali (la coupe localise la Fig. IV. 16A)
10 gisement de Guali Bajo
11 indice de La piedra Chulo
12 indice de la Vereda Guavio
13 gisement de Paolo Aranado
14 indice de la Quebrada Negra
15 occurrence de gypse de la Quebrada Negra
16 affleurement rive gauche Lusitania (Fig. IV. 17)
17 gisement d'Agua Blanca
18 gisement de Achiote (Somondoco)

Figure IV. 13: Localisation des gisements et indices à émeraude et des occurrences de gypses de la région de Chivor.

Le gisement d'Achiote (ou gisement de Somondoco) a fait l'objet d'une étude métallogénique précise concernant la géochimie des fluides responsables de la minéralisation (Kozlowski *et al.*, 1988). Nous avons seulement contrôlé sa localisation atypique dans la formation Las Juntas.

Une fois la structure de chaque gisement et indices caractérisée, il etait nécessaire de lever un log aussi détaillé que possible pour chacun (Fig. IV. 14).

Dans cette partie, seront détaillées les structures riches d'enseignement du gisement de La Guala.

IV.2.1. Synthèse lithostratigraphique des gisements et indices à émeraude du district de Chivor

La figure IV. 14 synthétise la lithostratigraphie, les géométries ainsi que les principaux pièges à émeraude pour chaque gisement et indices visités.

A l'exception des gisements de La Guala, de Guali et d'Achiote, il ressort de la figure IV. 14 une grande similitude qui s'articule autour de trois points fondamentaux:

1) La géométrie des gisements est stratiforme.

2) Dans la majorité des gisements et indices, on retrouve les mêmes contrôles métallogéniques à savoir : i) un niveau stratiforme de brèche très altéré par les fluides hydrothermaux et composé de lutites noires broyées (aspect de « terre noire ») et de brèche polygénique ; ii) des albitites blanches ou verdâtres qui contiennent parfois des reliques carbonatisées et pyritisées d'évaporites (« chicken wire » et structures entérolithiques).

3) Des lentilles, des blocs ou des niveaux stratiformes de calcaires de composition et d'origine variée sont fréquemment présents dans la pile sédimentaire qui encaisse les gisements et indices à émeraude.

La coupure stratigraphique établie dans le gisement de Chivor entre les formation Guavio (qui comporte des calcaires) et Macanal a ici une conséquence importante. En effet, suivant la feuille de Guateque (Ulloa *et al.*, 1975; Ulloa et Rodriguez, 1979) beaucoup de ces gisements et indices à émeraude sont supposés être encaissés dans la formation Macanal. Les calcaires intercalés dans les différents gisements indiquent plutôt que ces derniers sont encaissés dans la formation Guavio. Il y a donc sans doute des modifications à apporter sur la feuille géologique de Guateque.

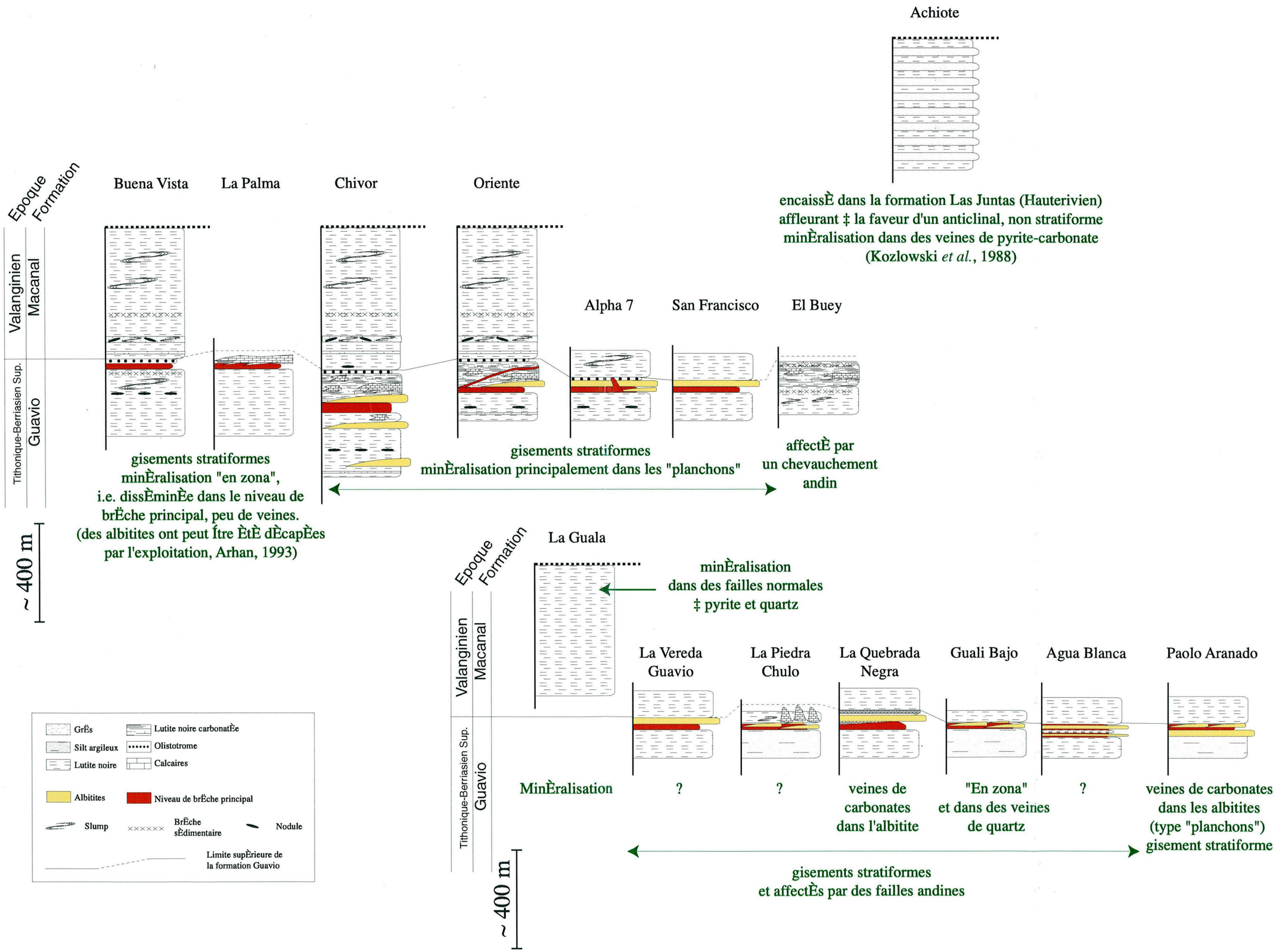


Figure IV. 14: SynthËse lithostratigraphique des gisements et indices ‡ Èmeraude du district de Chivor. La gÈomÈtrie et les diffÈrents piËges de la minÈralisation sont Ègalement reportÈs.

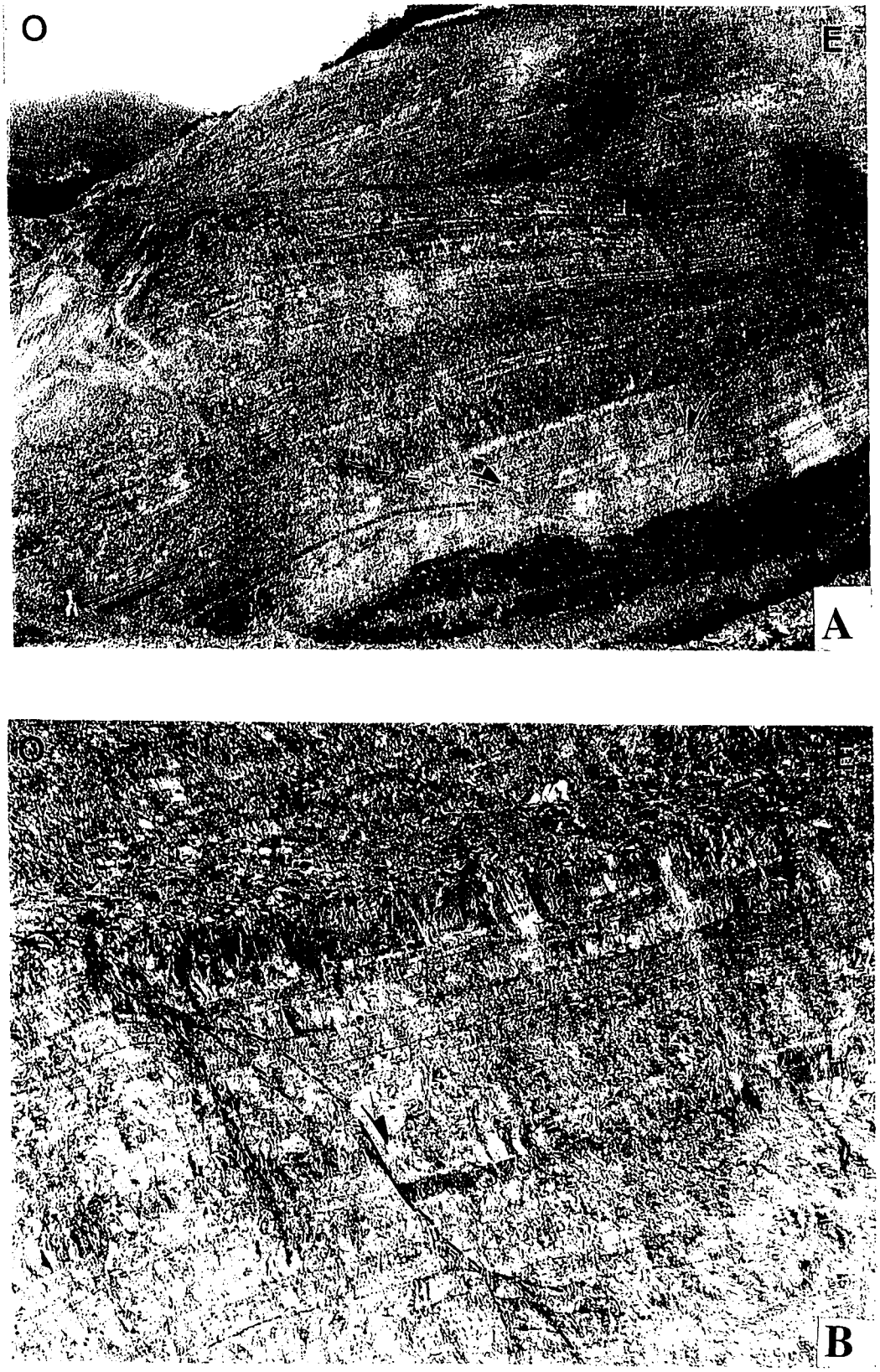


Figure IV. 15: Le gisement de La Guala dans les shales de la formation Macanal. **A:** Failles normales et crochons associés sur le front de taille. Ces failles normales présentent un remplissage de pyrite, de quartz et plus rarement d'émeraude. **B:** détail de la géométrie de ces failles normales qui se ramifient vers le bas en divergeant.

IV.2.2. Le gisement de La Guala

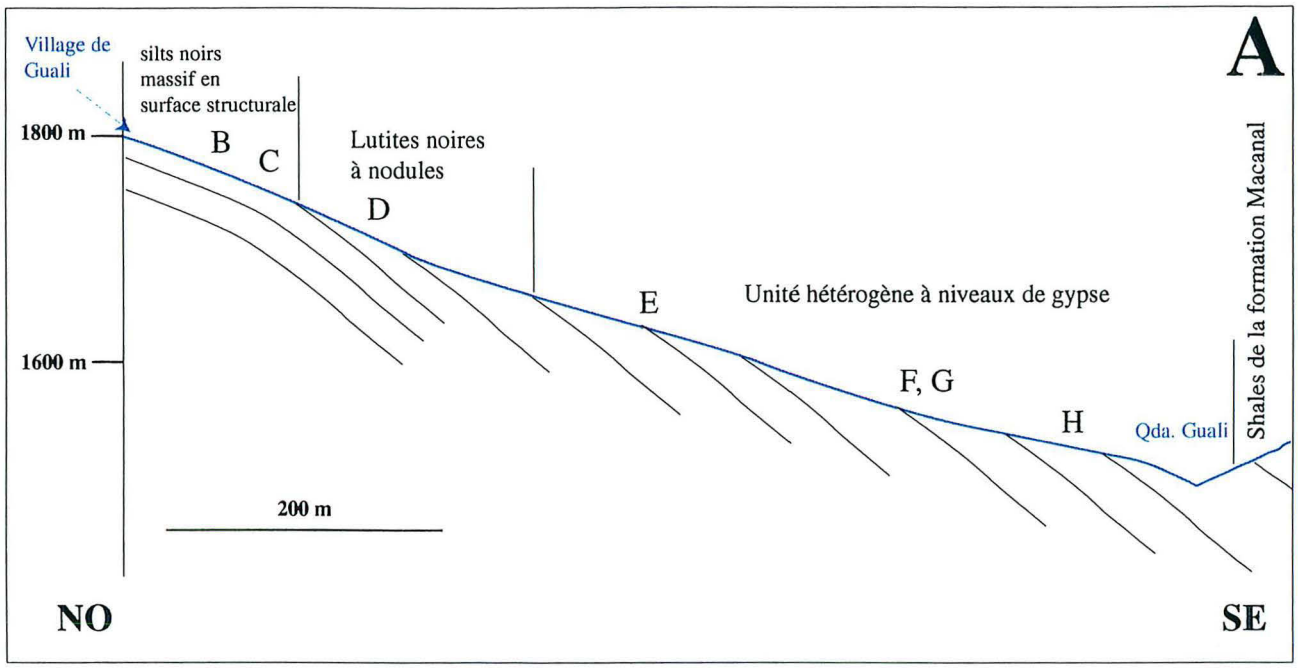
L'exploitation de La Guala est située au NO du gisement de Chivor (Fig. IV. 13). Le front de taille de cette exploitation (actuellement exploitée en galerie) constitue un affleurement spectaculaire où la formation Macanal est affectée par des failles normales. L'azimut de ces failles est N155°E. Excepté une faille antithétique conjuguée, ces failles ont une vergence vers l'Est (Fig. IV. 15A). Elles sont listriques et génèrent des crochons bien individualisés. En allant vers le bas, il arrive qu'une faille se ramifie en plusieurs failles qui divergent (Fig. IV. 15B). Dans ce cas, la plus externe qui est la plus convexe vers le haut devient la principale, les autres plus internes s'amortissant.

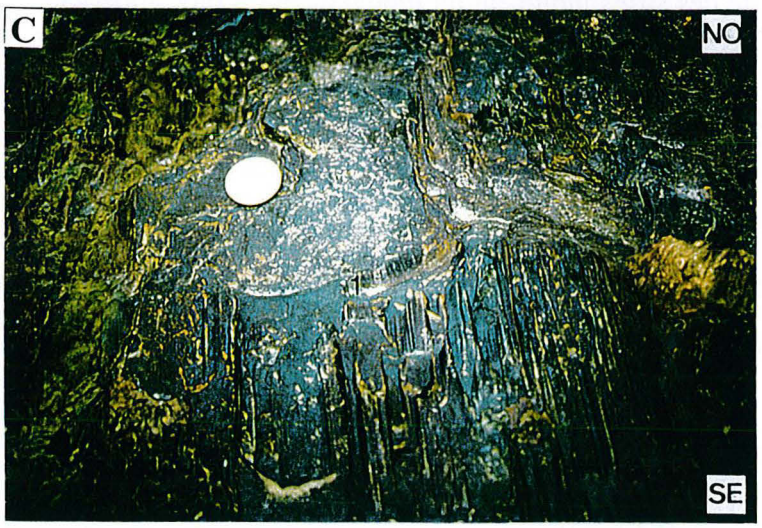
La plupart des plans de failles sont scellés par des cristallisations de pyrite, de quartz et plus rarement d'émeraude. Ces failles sont donc contemporaines des circulations de saumures hydrothermales.

L'extension et le sens de mouvement relatif affichés par ces failles normales du gisement de La Guala renforcent l'interprétation structurale du gisement de Chivor. Ceci suggère qu'à l'aplomb de La Guala, au cours de l'évènement minéralisateur, il y a eu dissolution d'un niveau de brèche principal. Ces failles normales affectant les lutites du Macanal à La Guala, la dissolution du niveau de brèche sous ce gisement semble avoir été plus importante qu'à Chivor. Si la tectonique andine n'a pas trop affecté ce secteur, il y a de bonnes chances pour qu'un gisement d'émeraude important existe sous la Guala.

IV.3. Les occurrences de gypse de la région de Chivor

La région de Chivor présente trois principales occurrences de gypse (Fig. IV. 13). L'étude de ces occurrences de gypse constituait un passage obligé pour deux principales raisons : 1) les études géochimiques et d'inclusions fluides ont montré que les fluides minéralisateurs étaient des saumures hydrothermales qui avaient dissout des formation évaporitiques (cf. chapitre I) ; 2) des structures sédimentaires et diagénétiques qui caractérisent le dépôt de gypse et d'anhydrite (« chicken wire » et structures entérolithiques) venaient d'être reconnues dans les albitites supérieures du gisement de Chivor où elles sont transformées par l'altération hydrothermale. Ainsi, ces occurrences de gypse offraient peut-être l'opportunité d'approcher les lithologies originelles.





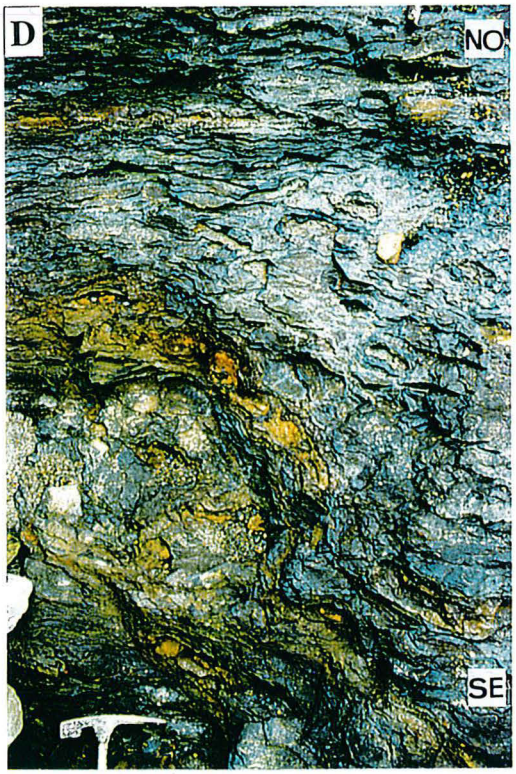


Figure IV. 16: Occurrence de gypse de Guali. **A:** Coupe sur le flanc oriental de l'anticlinal de Guali. Les lettres représentent les photos suivantes. **B, C:** Paquets de brèche pyritisée cannelures hydroplastiques sur des silts noirs massifs en surface structurale. Sur B, (1) représente une fracture de type Riedel. Les blocs supérieurs manquants ont glissé vers le SE. **D:** Lutites noires à nodules très pyritisées à plans de stratification irréguliers.

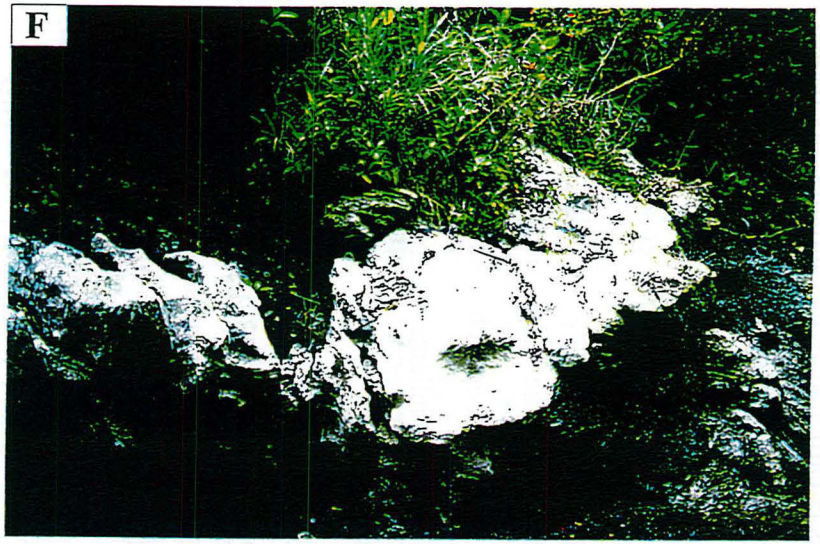
IV.3.1. Guali

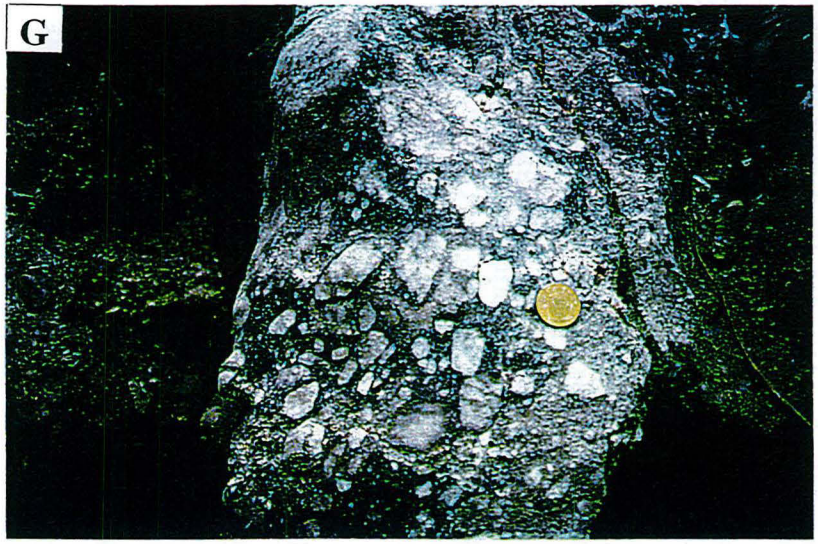
L'occurrence de gypse de Guali se trouve le long d'une quebrada sur le flanc Est d'un anticlinal. La tectonique andine n'ayant pas trop affecté ce secteur, il a été possible de réaliser une coupe (cf. localisation Fig. IV. 13) et ainsi de lever un log (Fig. IV. 16A) de la série sédimentaire qui contient ce gypse.

La coupe commence par une unité de silts noirs durs et compacts qui affleurent en surface structurale près du village de Guali. Cette surface structurale est recouverte par des paquets de brèche à fragments de shales noirs dans une matrice rose très dure (Fig. IV. 16 B). Cette matrice est totalement pyritisée. L'interface structurale des silts-paquets de brèches est marqué par un niveau constitué à 100% de pyrite de 1 à 2 cm d'épaisseur. Cet interface présente également une fabrique linéaire spectaculaire d'azimut très régulier N140°E (Fig. IV. 16B, C). Cette linéation (Fig. IV. 16C) indique un « creusement » de la surface du banc de silt par des objets. Ces structures sont caractéristiques de cannelures qui se sont développées sur le banc de silt alors que celui-ci n'etait pas encore ou peu lithifié. Cette linéation correspond donc soit à des « groove marks » si elles se sont formées à l'état liquéfié du sédiment soit à des stries hydroplastiques si elles se sont formées lors de la lithification du sédiment. L'existence de fractures de type Riedel associées à ces linéations indique qu'elles sont plutôt des stries hydroplastiques (Fig. IV. 16C) (Guiraud et Séguret, 1987; Petit et Laville, 1987). Ces fractures de type Riedel ainsi que la morphologie des stries indiquent un mouvement du bloc supérieur manquant vers le SE.

Ces paquets de brèche sont recouverts par des lutites noires à nodules (Fig. IV. 16D). La stratification est très perturbée et d'allure sigmoïde présentant des plans convexes et concaves vers le haut. Des niveaux bréchiques gréseux et rubéfiés sont intercalés dans les lutites. Ces lutites sont très pyritisées et ressemblent au niveau brèchique du gisement de Buena Vista. Comme à Buena Vista, à Guali des émeraudes ont été trouvées dans ces lutites (la production est alors dite « en zona »).

Au-dessus de ces lutites « chahutées » vient se superposer une unité épaisse et très hétérogène qui comporte les niveaux de gypse. Cette unité est une alternance chaotique composée de différents niveaux qui généralement ont peu de continuité latérale. Les niveaux et faciès observés sont les suivants :





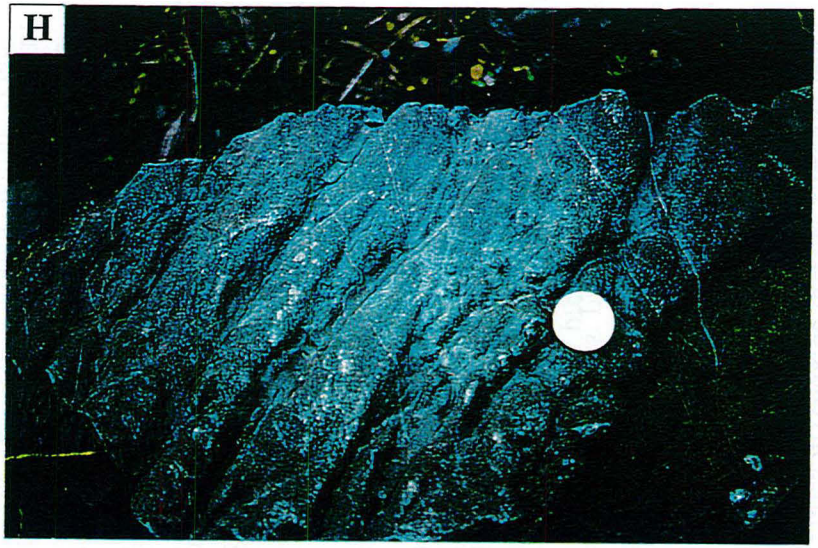


Figure IV. 16 (suite): Occurrence de gypse de Guali. **E:** Faciès bréchique pyritisé à fragments de lutite noire et d'évaporite laminée entièrement pyritisée (voir discussion dans le texte). **F:** Les niveaux de gypse sont en fait des lentilles décamétrique de gypse intercalées dans des lutites noires bréchifiées. **G:** Brèche à galets de gypse dans une matrice d'argile et de gypse. **H:** Surface de banc présentant des structures de cisaillement dans un sédiment peu lithifié.

1) des niveaux de brèches extrêmement pyritisés et carbonatisés et similaires aux paquets de brèches précédents. Les fragments de shales noirs sont contordus et n'affichent aucune orientation préférentielle. Ces brèches renferment des fragments particuliers grisâtres, très durs et pyritisés (Fig. IV. 16E). Ces fragments présentent une lamination et sont façonnés de telle manière qu'ils présentent une structure conique concentrique. Ils reposent sur les fragments de shales noirs par l'intermédiaire d'une couche grise pyritisée qui donne l'impression d'avoir « flué » depuis le fragment et de s'être épanchée sur les shales noirs. Dans cette couche grise, il semble que la lamination est partiellement perdue pour laisser la place à une texture bréchique comportant des clastes laminés.

Ces observations évoquent la dissolution d'un bloc de matériau laminé sous l'action de fluides hydrothermaux. Un analogue actuel de ce phénomène mais qui implique lui des eaux de pluie pourrait être la karstification. La lamination, la pyritisation massive (qui nécessite des sulfates si on adopte la thermoréduction des sulfates comme réaction responsable de la pyritisation) ainsi que le gypse rencontré juste au-dessus sont autant d'arguments qui confirment que ce matériau laminé était un bloc d'évaporite (laminite de gypse ou d'anhydrite).

2) Les niveaux de gypse se présentent en lentilles décamétriques boudinées (Fig. IV. 16F). Deux principaux niveaux ont été observés. Sur tous les affleurements de la pyrite est disséminée dans le gypse. Ce dernier se présente soit en « boules » d'un mètre de diamètre où le gypse est pur et propre (Fig. IV. 16F), soit dans une brèche (Fig. IV. 16G). Dans ce dernier cas, la brèche est composée de galets de gypse dans une matrice gris-blanche. Cette matrice est une pâte d'argile grise et de gypse cimentée partiellement par la pyrite et des carbonates. Localement, ces brèches de gypse incorporent des galets mous d'argile.

3) Entre les deux principaux niveaux de gypse et plus haut dans l'unité, des bancs de roches laminées blanches de 1 mètre d'épaisseur alternent avec des brèches polygéniques et des lutites noires ou grises.

Les roches laminées blanches contiennent des mouchetures sphéroïdes et des nodules carbonatisés représentant des reliques d'évaporites (« chiken wire »). Ces roches blanches sont identiques au faciès 1 des albitites supérieures du gisement de Chivor, excepté l'albitisation qui y est moins prononcée.

Les brèches polygéniques sont également identiques à celles observées sur les gisements. Six niveaux de ces brèches ont été dénombrés.

Les lutites noires et grises sont généralement bréchifiées. Cependant, certains bancs plus compacts présentent des structures de surface de banc qui évoquent du cisaillement synsédimentaire ou du moins dans un sédiment peu lithifié (Fig. IV. 16H).

4) Le sommet de cette unité est marqué par 3 bancs (40 cm) de calcaires bioclastiques à lumachelles.

Les shales de la formation Macanal se superposent brusquement à cette unité chaotique. Ce passage à la formation Macanal est aussi marqué par la quasi-interruption des manifestations hydrothermales.

IV.3.2. La Quebrada Negra-Lusitania

L'ancienne mine de gypse de Lusitania a été ennoyée sous le lac artificiel de Chivor lors de la construction du barrage. Sur la rive droite du lac (Fig. IV. 13), le toit de la mine de Lusitania est restée submergé permettant de continuer l'exploitation du gypse. Cette exploitation de gypse se situe juste en-dessous de l'indice à émeraude de la Quebrada Negra. Nous reviendrons plus tard sur cette exploitation de gypse (chapitre VI).

En face, la rive gauche du lac constitue un affleurement particulièrement intéressant. Comme dans le gisement de Chivor on y retrouve la succession niveau de brèche principale, albitite (faciès 1 seulement) et lutites noires à calcaires. La différence avec le gisement de Chivor se situe précisément dans cette dernière formation. En effet, les calcaires dans ces lutites noires sont des bancs slumpés. En général ces slumps ont une vergence Sud à SE.

IV.3.3. Interprétations et apports de l'étude des occurrences de gypse

Si on se réfère à la synthèse lithostratigraphique des gisements et des indices à émeraude (partie IV.2.1), ces occurrences de gypses s'inscrivent exactement dans le même contexte lithostratigraphique que les gisements d'émeraude. De plus, comme les gisements d'émeraude, elles présentent une forte altération hydrothermale et du même type. Il est donc confirmé que les dépôts d'évaporites et les gisements d'émeraude entretiennent une relation dans l'espace très étroite. De plus à Guali la séquence à gypse étant stratigraphiquement sous la formation Macanal, en suivant les coupures stratigraphiques établies dans le gisement de Chivor, ces dépôts de gypses font partie de la formation Guavio. De façon similaire aux gisements et indices à émeraude, il y aurait là aussi une incompatibilité avec la feuille de Guateque (Ulloa

et al., 1975; Ulloa et Rodriguez, 1979) où ces occurrences de gypse sont supposées être encaissées dans la formation Macanal.

Cette étude apporte aussi de précieux renseignements relatifs à la stratigraphie et la sédimentologie de ces dépôts évaporitiques. En effet, les stries hydroplastiques, les brèches de gypses à galets mous d'argile, la morphologie des niveaux de gypse, les slumps, ainsi que les brèches à fragments de shales noirs contordus sont tous des arguments en faveur de dépôts évaporitiques resédimentés lors d'un épisode de « debris flow ». Cette resédimentation est associée sans doute à du glissement gravitaire synsédimentaire (stries hydroplastiques et critères de cisaillements en surface de banc) ainsi qu'à un apport sédimentaire important en matériel argileux riche en matière organique. Comme le faciès 1 des albitites supérieures du gisement de Chivor, les bancs et les niveaux blancs laminés à « chiken wire » sont vraisemblablement des dolomicrites laminées à évaporites initialement déposées dans une sabkha. Dans ce contexte de « debris flow » et de resedimentation, ces bancs de dolomicrites à évaporites apparaissent donc comme des olistolithes provenant du démantèlement de dépôts de sabkha.

Même si les données manquent pour une étude statistique, l'étude des vergences des slumps ainsi que des critères de cisaillement en surface de banc semblent indiquer des écoulements et des glissements gravitaires orientés vers le SE.

Dans le gisement de Chivor, les implications de ce qui précède sont importantes: tout comme les lutites noires à calcaires et l'olistotrome, le niveau de brèche principal et les albitites supérieures sont sans doute également des dépôts de « debris flow ». Le terme de transition entre les albitites supérieures et les lutites noires à calcaires (Fig. IV. 3D) le suggérait déjà.

Une tentative de synthèse de ces observations et interprétations est présentée dans la partie IV.5.

IV.4. Mise en évidence d'un niveau régional à émeraude et évaporite (NREE)

Les données présentées précédemment sont très suggestives de l'existence d'un niveau stratigraphique unique qui contient des gisements et indices à émeraude et les occurrences de gypse. Seule la cartographie structurale de la région de Chivor pouvait infirmer ou confirmer ce point.

Ce travail de cartographie a été réalisé à deux échelles : 1) une cartographie au 1/5000^{éme} de la région du gisement de Chivor qui comprend les gisements de Buena Vista, d'Alpha 7, de San Francisco et de La Palma (Fig. IV. 17). Des coupes NO-SE à travers les gisements et la falaise du Pulpito ont été levées à cette occasion (Fig. IV. 18) ; 2) une cartographie au 1/25000ème de la région de Chivor comprenant une partie du massif de Quetame (Fig. IV. 19). Ce fut aussi l'occasion de réaliser une coupe le long du lac artificiel de Chivor jusqu'aux plaines des Llanos (cf. chapitre VI).

Les résultats obtenus concernant la déformation andine sont présentés au chapitre VI.

Ces cartes confirment l'existence d'un niveau régional à valeur stratigraphique au sein duquel sont encaissés de façon sporadique les gisements d'émeraude et les occurrences de gypse (niveau régional à émeraude et évaporite : NREE). Ce NREE est très hétérogène concernant sa composition et son épaisseur. Sur les figures IV. 17 et 18, les différentes lithologies du NREE sont détaillées. Pour des raisons de lisibilité, ces lithologies ne sont pas détaillées sur la figure IV. 19. Les figures IV. 14 et 16 indiquent les lithologies impliquées dans le NREE.

Le NREE, qui constitue le sommet de la formation Guavio (Berriasien supérieur), se définit comme une alternance chaotique de :

- lutites noires bréchifiées (« terres noires ») souvent hydrothermalisées.
- brèches polygéniques à fragments de lutites noires et d'albitites dans une matrice grise hydrothermalisée.
- lentilles décamétriques de gypse et de brèche à clastes de gypse.
- albitites blanches ou verdâtres (ou dolomicrites blanches si l'altération hydrothermale est faible), laminées à fantômes de « Chiken wire » et de structures entérolithiques.

- calcaires de lithologies variées en « boules », en lentilles ou en bancs parfois slumpés dans des lutites noires hydrothermalisées compactes ou bien bréchifiées. L'olistotrome représente le terme bréchique extrême de cet ensemble.

Suivant les affleurements, plusieurs de ces termes lithologiques peuvent manquer ou bien alors se répéter. L'ordre suivant lequel se superposent ces termes lithologiques est variable, excepté la position des calcaires qui sont en général intercalés au sommet du NREE.

Ce NREE présente toujours une altération hydrothermale aussi faible qu'elle soit. Cette altération se caractérise principalement par la métasomatose alcaline, des veines de carbonates-quartz-pyrite et de la pyrite disséminée. Ces trois manifestations hydrothermales ne sont pas nécessairement réunies sur le même affleurement. Au sommet, le passage à la formation Macanal marque une brusque diminution des ces manifestations hydrothermales.

L'épaisseur du NREE est très variable, ce niveau s'élargissant et se pinçant jusqu'à ne plus affleurer. Cette morphologie en « pinch and swell » est de nature sédimentologique mais est aussi due à la dissolution lors de l'altération hydrothermale.

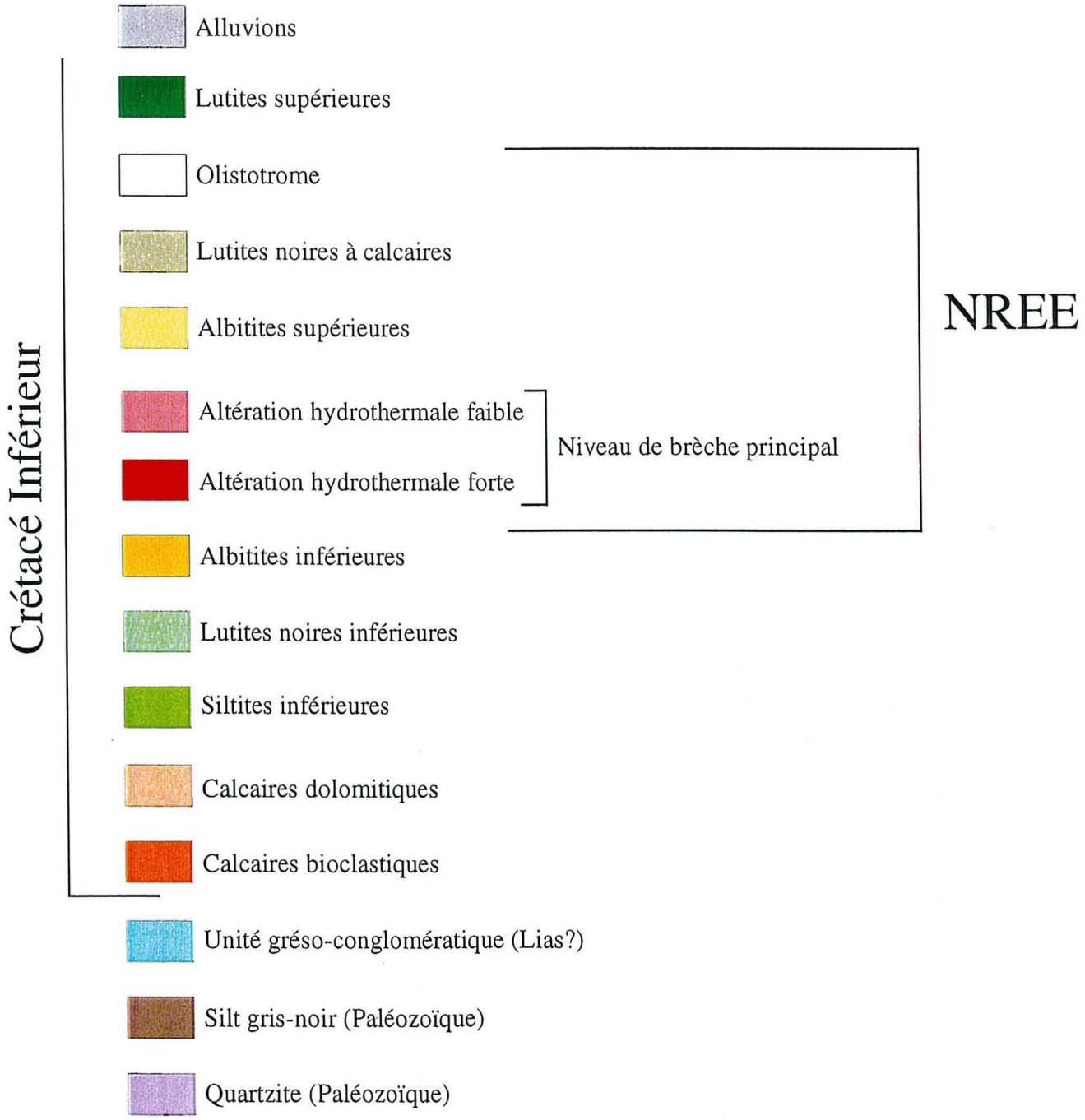
Le NREE peut être en parfaite concordance avec les lutites noires ou les silts sous-jacents de la formation Guavio (e.g. la surface structurale des gisements de Buena Vista et de La Palma, Fig. IV. 17 ou bien l'occurrence de gypse de Guali, Fig. IV. 16A). Cependant dans le gisement de Chivor, il repose en discordance (tectonique ou sédimentaire, ou peut-être les deux) sur les lutites noires inférieures.

Au niveau de l'exploitation du Pulpito, les lutites noires inférieures du gisement de Chivor incorporent les albitites inférieures identiques au faciès 2 des albitites supérieures. Il est donc envisageable qu'une partie de ces lutites noires inférieures fassent aussi partie du NREE (sous forme d'un « lobe » par exemple). Cette remarque n'a pas été prise en compte sur les cartes.

Le NREE affiche dans beaucoup de ces termes de la resédimentation lors d'un épisode de « debris flow ». Cette caractéristique est développée dans la partie qui suit.

Le NREE est mis à l'affleurement par la déformation andine. Les plis et les chevauchements liés à cet épisode de déformation andine sont postérieurs à la circulation des saumures hydrothermales responsables de la minéralisation à émeraude dans le NREE. Les chevauchements andins paraissent emprunter par endroits (e.g. faille de la Quebrada Negra, Fig. IV. 19, 17) le NREE pour se propager. Ceci induit des affleurements de NREE sous forme d'écailles le long des accidents andins.

Légende commune aux figures IV. 17, 18



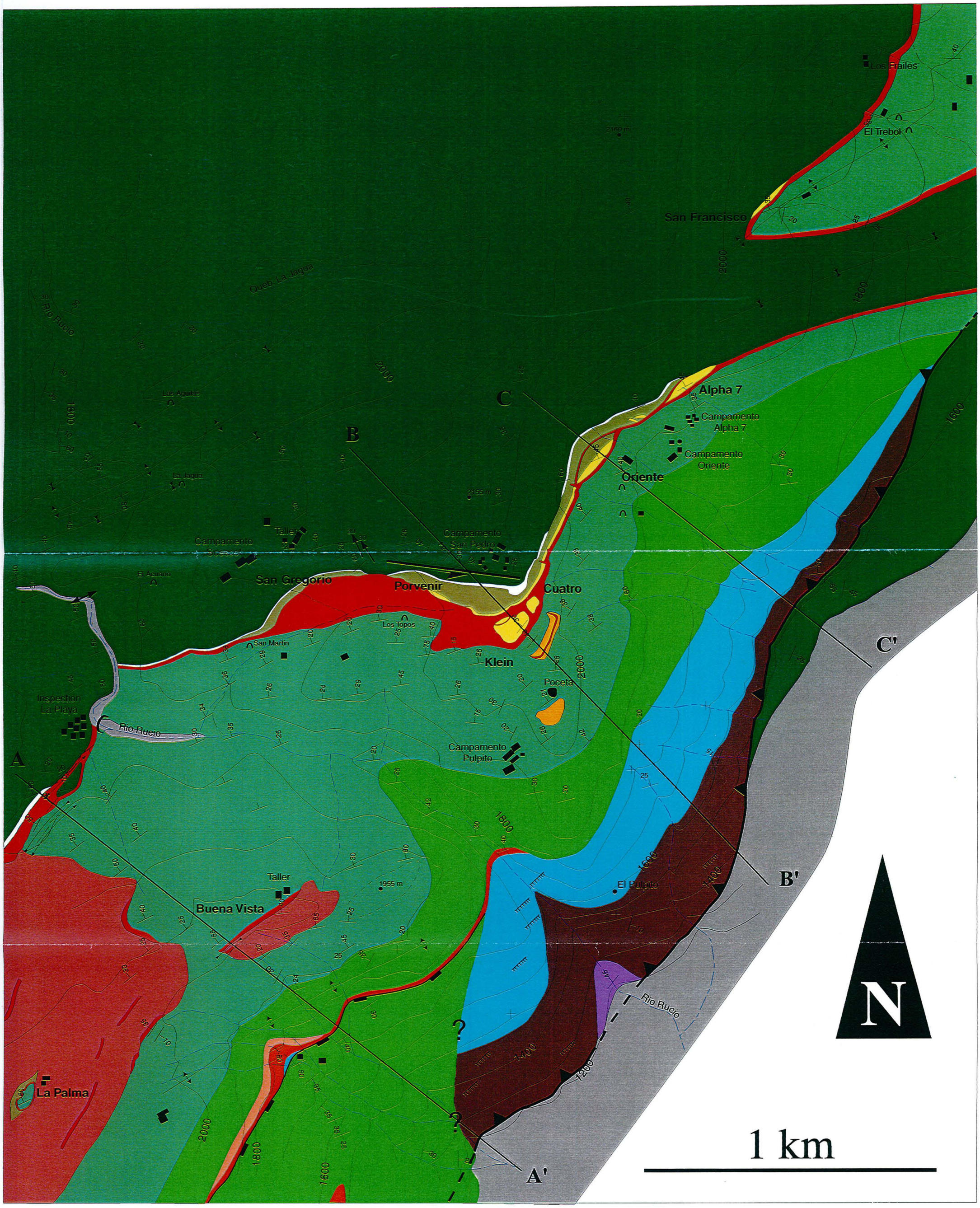


Figure IV. 17: Carte gÈologique de la zone du gisement de Chivor (cf. lÈgende page prÈcÈdente et lithostratigraphie des formations Fig. IV. 20). Les coupes localisent la figure IV. 18.

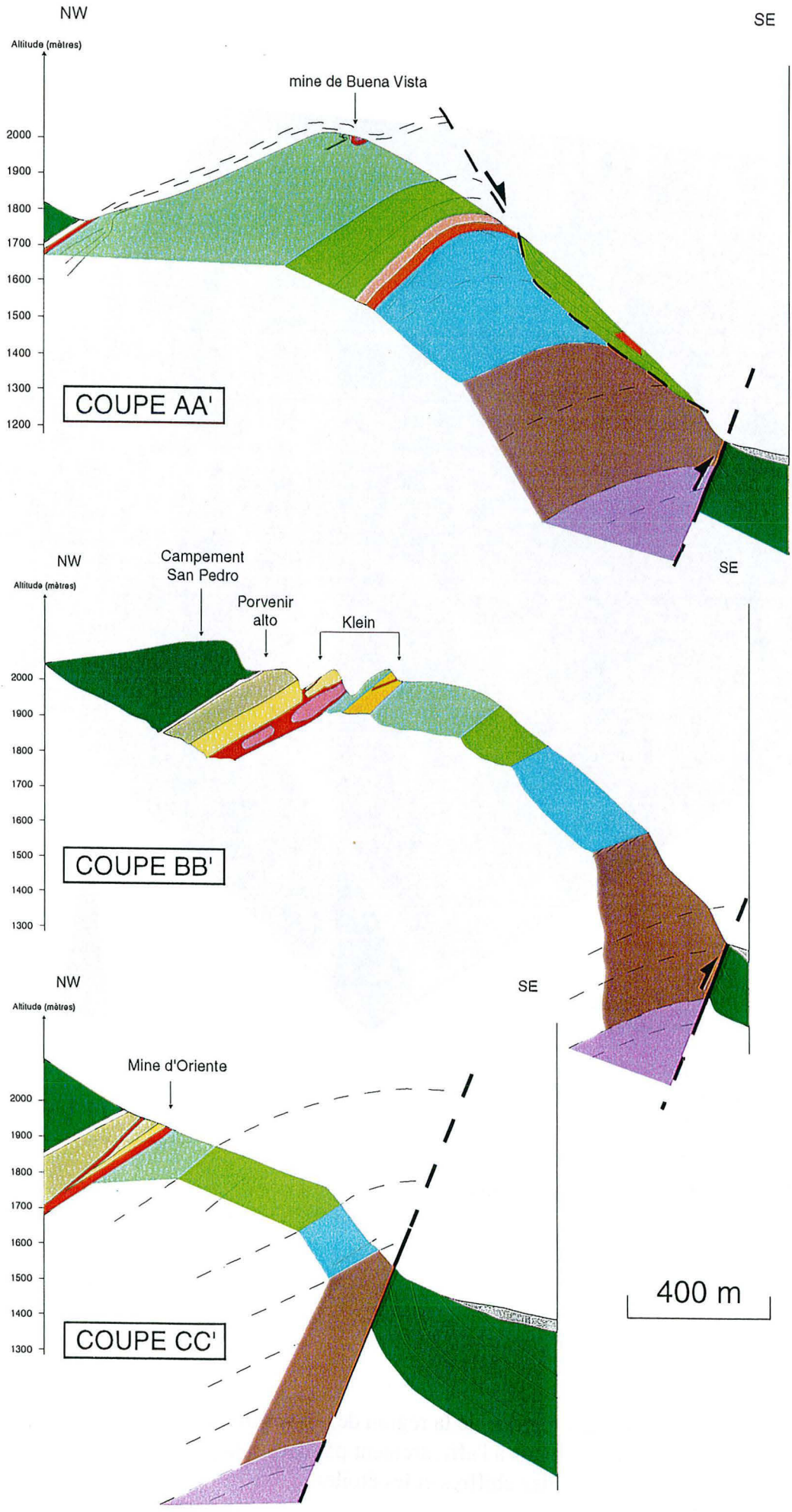


Figure IV. 18 : Coupes dans la zone du gisement de Chivor (cf. localisation et légende Fig. IV. 17).

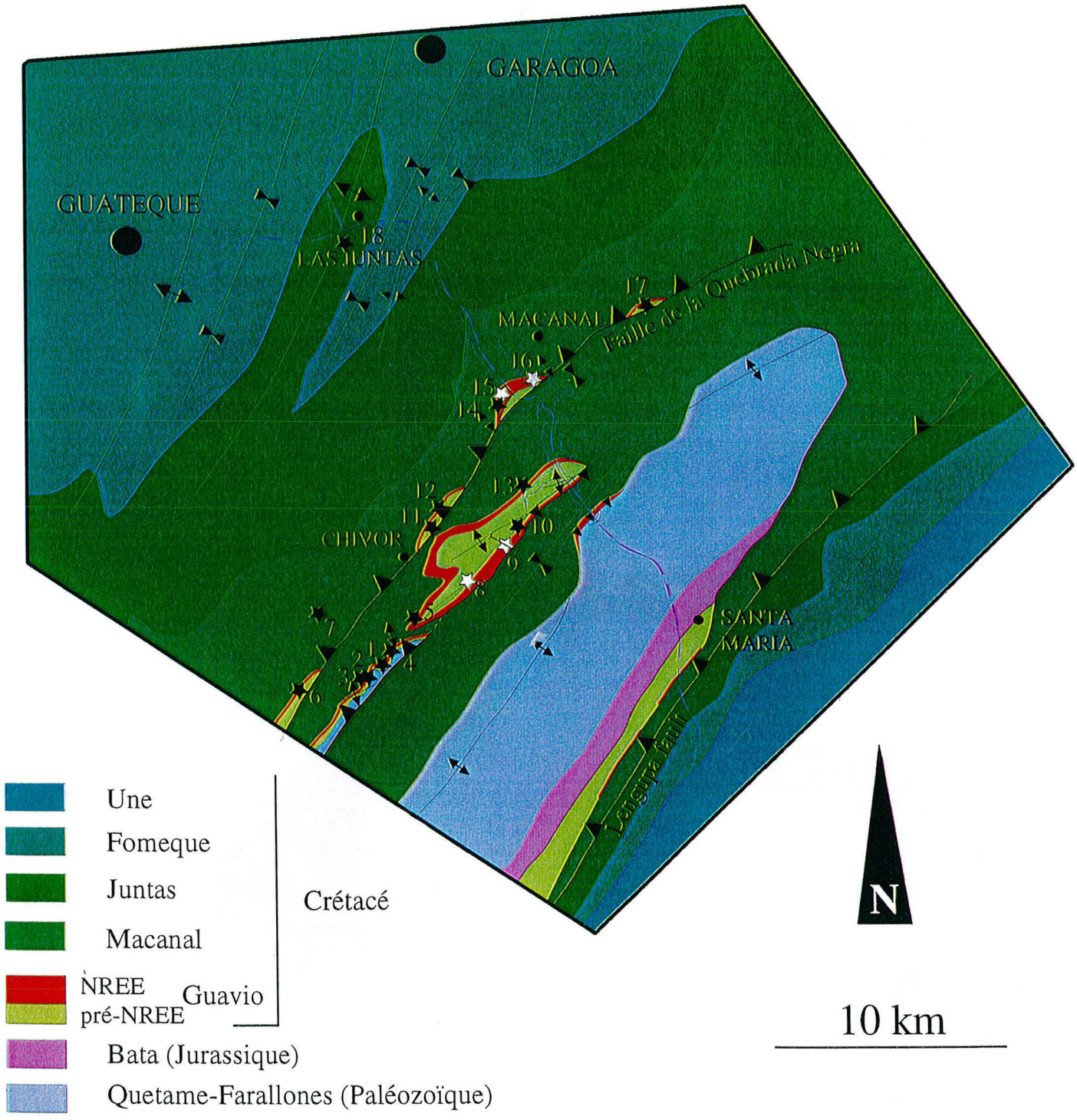


Figure IV. 19 : Carte géologique de la région de Chivor (modifié d'après Ulloa & Rodriguez, 1975). Le NREE est mis à l'affleurement par la tectonique andine. Se reporter à la Fig. IV. 13 pour la légende des chiffres et les étoiles.

Finalement, l'identification de ce NREE ainsi que des structures andines impliquent des modifications non négligeables sur la feuille de Guateque.

IV.5. Apports à la sédimentologie et à la stratigraphie de la formation Guavio dans la région de Chivor

Ce qui suit n'est applicable qu'à la formation Guavio de la région de Chivor. Cette formation affleure également dans la région de Gachalá où elle présente des faciès de calcaires et de grès non reconnus dans la région de Chivor.

Cette partie n'a pas la prétention d'interpréter complètement la sédimentation au début de Crétacé sur la marge orientale du bassin de la cordillère orientale. Nous discuterons simplement ces nouvelles donnés sédimentologiques et stratigraphiques.

Ce travail s'appuie particulièrement sur les trois coupes de la falaise du Pulpito sous les gisements de Chivor et de Buena Vista (Fig. IV. 17, 18). Il s'appuie aussi sur la coupe Las Juntas-Llanos (cf. chapitre VI) et en particulier sur la partie de cette coupe qui traverse la massif de Quetame.

La figure IV. 20 synthétise ces données.

IV.5.1. Les formations et les unités stratigraphiques pré-NREE

Le Paléozoïque est représenté par : 1) des quartzites rougeâtres, 2) des silts gris-noirs peu métamorphisés, 3) des lentilles de calcaires sparitiques gris recristallisés. Ces lithologies ont été reconnues dans le massif de Quetame près de Santa Maria où elles font partie de la formation Carbonifère Farallones.

L'unité sus-jacente est formée d'une alternance de grès argileux verts et de lentilles conglomératiques verdâtres. Les lentilles de conglomérats sont absentes sous Buena Vista. Les grès argileux verts présentent de nombreuses « tâches » vertes qui sont en fait de petites géodes de chlorite ferrifère avec parfois au centre des cristaux d'albite. Cette unité a été reconnue plus au SO par Ulloa et Rodriguez (1979) sous le nom de « conglomerado de Miralindo ». Un âge Tithonique lui est attribué. Il est inséré dans la formation Guavio. Ces auteurs ne présentent pas leurs arguments paléontologiques précisément.

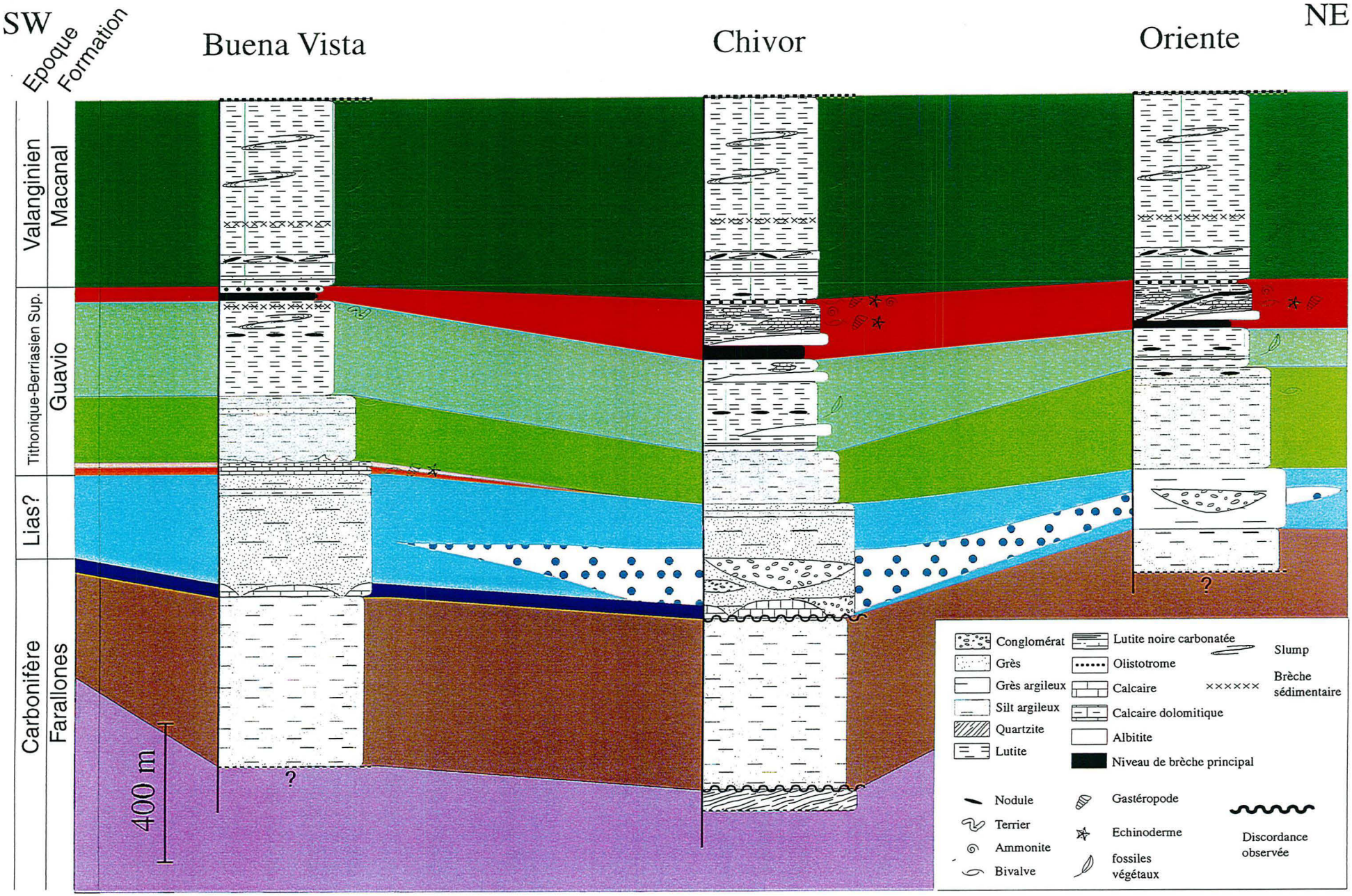


Figure IV. 20: Stratigraphie de la zone du gisement de Chivor (cf. légende Fig. IV. 17).

Il est donc permis de douter de cet âge, d'autant plus que ces conglomérats sont très semblables à certaines passées conglomératiques de la formation Bata (à l'Est du massif de Quetame près de Santa Maria) qui est d'âge Rhétien-Lias.

Sous le gisement de Buena Vista, cette unité gréso-conglomératique est recouverte par des calcaires sombres. La base de ces calcaires est constituée de calcaires bioclastiques à bivalves, gastéropodes et échinodermes. Au sommet les calcaires sont plus dolomitiques et moins riches en faune. Ces calcaires sont karstifiés et forment des pinacles qui peuvent atteindre 5 m de hauteur. Vers le SO, les remplissages de shales noirs entre ces pinacles suggèrent une paléokarstification. Ces calcaires disparaissent vers le NE (Fig. IV. 20) et semblent plus épais vers le SO.

Ces calcaires sont recouverts par les siltites inférieures, elles-mêmes recouvertes par les lutites noires inférieures. A Buena Vista, le sommet de ces lutites présente des slumps.

IV.5.2. Discussion sur le milieu de dépôt du NREE

Les faciès resédimentés que présentent le NREE sont associés à un apport sédimentaire important de matériel argileux. Les fossiles tels que les ammonites que l'on trouve dans les lutites noires à calcaires du gisement de Chivor, prouvent que ces faciès se sont déposés dans un milieu marin ouvert. L'olistotrome, les slumps, les stries hydroplastiques indiquent clairement qu'il y eut durant cet épisode des courants de turbidité associés à des cônes d'épandage et sans doute du glissement sous-marin de paquets de « debris flow » sur une pente.

Dans ce NREE, les évaporites et des bancs de dolomicrites blanches à « chiken wire » (futur faciès 1 des albitites) sont aussi resédimentés. A ce sujet, on peut noter que l'étude des mines de gypse de Paez situées au NE du barrage de Chivor illustre de façon probante cette resédimentation d'évaporite. Les cas de resédimentation de faciès évaporitiques décrits dans la littérature font tous état d'une association avec des dépôts de « debris flow » et des turbidites (Peryt et Kovalevich, 1997; Peryt *et al.*, 1993; Schlager et Bolz, 1977).

Cette resédimentation implique le démantèlement de formations calcaires ainsi que de faciès évaporitiques de sabkha ou de lagon.

Au chapitre II, on a vu que le début du Crétacé est caractérisé par un « rifting » affectant le bassin d'arrière-arc de la future cordillère orientale. Au chapitre VI sont présentées des évidences de ce « rifting » dans la formation Macanal.

Suivant ces observations et ces remarques, une interprétation possible est la suivante :

1) installation pendant une première incursion marine d'une plate-forme carbonatée de dimension très réduite et sans doute isolée. Les calcaires qui se déposent alors sont essentiellement bioclastiques. Les barres calcaires de la formation Guavio de Gachalá pourraient correspondre à une partie de cette plate-forme carbonatée.

2) suite à une baisse du niveau marin relatif des faciès évaporitiques et dolomitiques supratidaux restreints se déposent dans des sabkhas ou des lagons. Pendant cette phase régressive, une partie des calcaires est émergée et karstifiée.

3) les évaporites et les dolomicrites continuent de se déposer dans les sabkhas jusqu'à ce que le « rifting » s'initie. Ce « rifting » est associé à une nette augmentation du flux sédimentaire argileux. Le niveau marin relatif est en période de remontée inaugurant la grande transgression Crétacé. L'instabilité gravitaire due au tilting des blocs et le ravinement qui se produisent (surtout au niveau des « nez de blocs ») vont engendrer le démantèlement des sabkhas et d'une partie des calcaires de plate-forme. Les blocs et les bancs détachés qui glissent et s'épandent alors sur les pentes sous marines s'accumulent et forment le NREE.

Chapitre V :

Synthèse de l'étude structurale des gisements d'émeraude de Colombie

Ce chapitre est rédigé sous forme d'article qui est à paraître dans Geology (Branquet, Y., Laumonier, B., Cheilletz, A. & Giuliani, G., 1999b. Emeralds of the Eastern Cordillera of Colombia: Two tectonic settings for one mineralization. Geology, In press)

V.1. Résumé en français

Les émeraudes de Colombie se sont formées par l'intermédiaire d'un processus hydrothermal-sédimentaire. Sur le flanc ouest de la cordillère orientale, les gisements sont liés à des failles de déchirement et aux chevauchements associés formés au cours d'une phase tectonique compressive développée à la limite Eocène-Oligocène, c'est à dire avant la surrection majeure de la Cordillère qui a eu lieu au cours de la phase andine (Miocène moyen). Sur le flanc est de la cordillère, la minéralisation à émeraude s'est formée plus tôt, à la limite Crétacé-Tertiaire, au cours d'un épisode de tectonique extensive tégumentaire associé à la dissolution d'évaporites. Cet évènement précède également la phase andine au cours de laquelle cette portion de la chaine a été plissée et charriée au dessus de l'avant-pays des Llanos.

V.2. Article : Emeralds in the Eastern Cordillera of Colombia: Two tectonic settings for one mineralization

Emeralds in the Eastern Cordillera of Colombia: Two tectonic settings for one mineralization

Yannick Branquet, Centre de Recherches Pétrographiques et géochimiques (CRPG-CNRS), BP 20, 54501 Vandœuvre-Lès-Nancy Cedex, France. E-mail: branquet@crpg.cnrs-nancy.fr

Bernard Laumonier, Ecole des Mines, 54042 Nancy, France

Alain Cheilletz, Ecole Nationale Supérieure de Géologie (ENSG) and CRPG-CNRS

Gaston Giuliani, Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and CRPG-CNRS

ABSTRACT

Colombian emeralds are formed through a hydrothermal-sedimentary process. On the western side of the Eastern Cordillera, the deposits are linked with tear faults and associated thrusts developed during a compressive tectonic phase that occurred at the time of the Eocene-Oligocene boundary, prior to the major uplift of the Cordillera during the Andean phase (middle Miocene). On the eastern side of the Cordillera, emerald mineralization occurred earlier, at the time of the Cretaceous-Tertiary boundary, during a thin-skinned extensional tectonic event linked to evaporite dissolution. This event predates the Andean phase during which this part of the chain was folded and thrust over the Llanos foreland.

INTRODUCTION

Like most of other emerald deposits in the world, the Colombian emerald deposits were supposed to be linked to magmatic fluids. Detailed geological and geochemical studies undertaken in 1988 have led to an entirely different and original model involving hot basinal brines (Cheilletz and Giuliani, 1996). The mesothermal-sedimentary genetic model of this unique type of emerald mineralization involves generation of brines through dissolution of evaporites by hot basinal waters, Na-Ca metasomatism (albitization and carbonatization) of black shales and coeval leaching of beryllium. Thermochemical reduction of sulfates at temperatures to 300 °C is responsible for the precipitation of pyrite, calcite, dolomite, bitumen and emeralds.

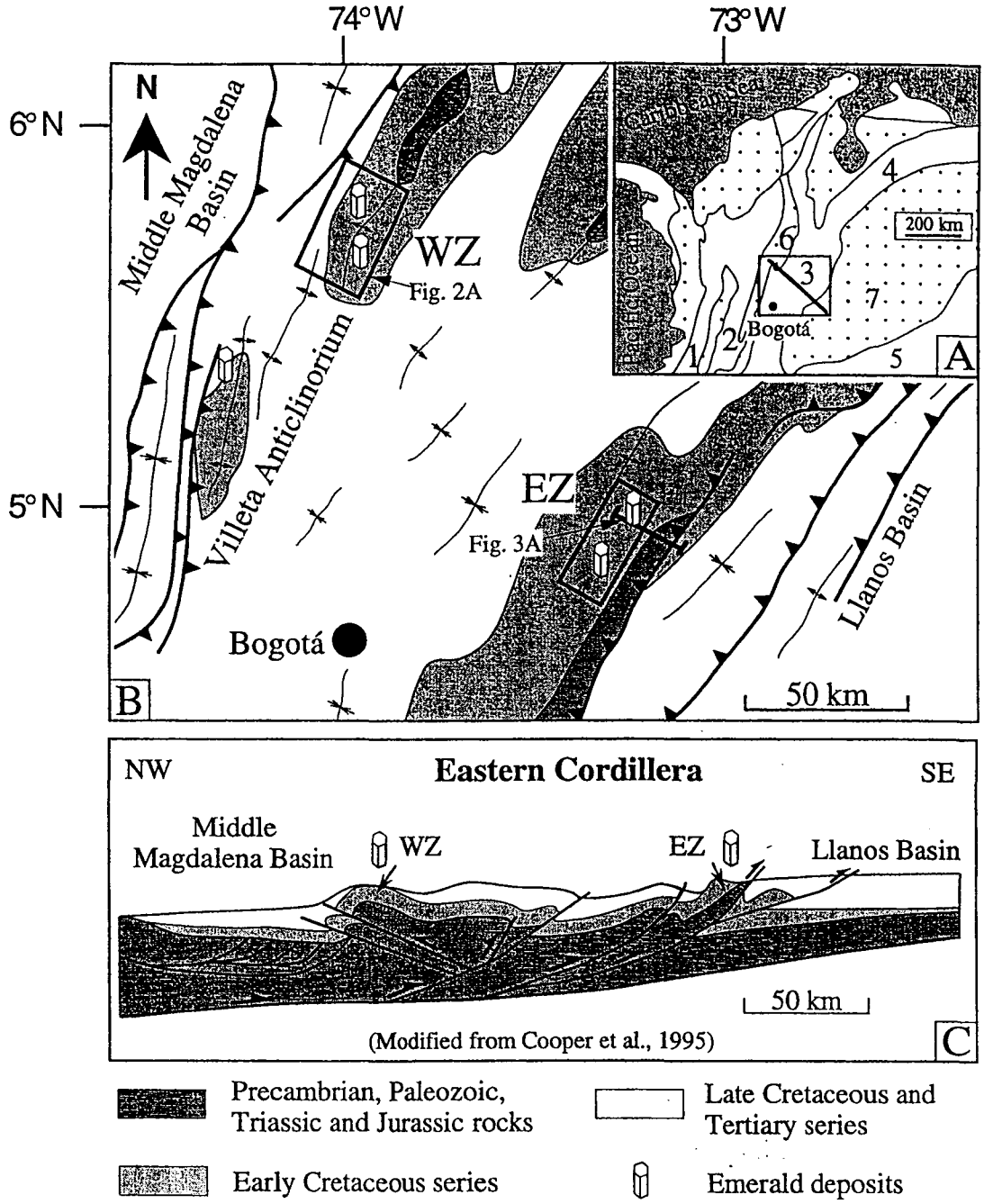


Figure 1. A: Major tectonic provinces of northwestern Colombia and western Venezuela: (1) Western Cordillera; (2) Central Cordillera; (3) Eastern Cordillera; (4) Merida Andes; (5) Guyana shield; present-day sedimentary basins are shown by dotted pattern: (6) Middle Magdalena basin; (7) Llanos basin. Inset and line are B and C, respectively. B: Simplified structural map of Colombian Eastern Cordillera. Both western zone (WZ; e.g., Muzo and Coscuez) and eastern zone (EZ; e.g., Chivor and Gachalá) emerald deposits are hosted within Early Cretaceous series in large anticlinoria along Cordillera flanks. C: Cross section through Eastern Cordillera, which is a bivergent fold and thrust belt overthrusting its two foreland basins, middle Magdalena basin to west and the Llanos basin to east.

The Colombian emerald deposits are located in the Eastern Cordillera, within two narrow bands on the west side (western zone, Muzo and Coscuez deposits) and on the east side (eastern zone, Chivor and Gachalá deposits) (Fig. 1). The Eastern Cordillera is considered to have acted since the middle Miocene (Andean phase) as a fold and thrust belt, squeezed between and thrust over its two foreland basins, the middle Magdalena basin to the west and the Llanos basin to the east (Fig. 1) (Colletta et al., 1990; Dengo and Covey, 1993; Cooper et al., 1995). The belt resulted from the tectonic inversion of the central part of a large Mesozoic basin. After a Triassic to Early Cretaceous rifting stage, the middle Magdalena and Eastern Cordillera areas became a rapidly subsiding marine backarc basin during Cretaceous time. Emerald mineralization is known to be hosted in the Neocomian series, which represents the top of the rift-stage infill, and is characterized by sandstones, limestones, black shales and evaporites, and includes very rapid thickness and facies changes linked to synsedimentary normal faulting. The middle to Late Cretaceous backarc sequences, mainly clastic, are thicker and more uniformly distributed. By the very end of the Cretaceous, the entire basin became the eastern continental foreland basin of the Central Cordillera.

A very peculiar aspect of the emerald mineralization in the Eastern Cordillera is its formation at two different ages measured by $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K-Ar dating of syngenetic green muscovite crystallized on emerald-bearing vein wallrocks: one at the time of the Cretaceous-Tertiary boundary in the eastern zone and the second at the time of the Eocene-Oligocene boundary in the western zone (Cheilletz et al., 1997). A major issue is to unravel the relations between these two mineralizing events and the tectonic evolution of the Eastern Cordillera. Since 1994, precise structural studies have confirmed the compressive tectonic setting of the western deposits (Laumonier et al., 1996), but have also shown that a different scenario might have occurred in the eastern zone.

WESTERN ZONE EMERALD DEPOSITS

The western zone crops out in the core of the Villeta anticlinorium (Fig. 1 and 2A). The sedimentary series that enclose the emerald deposits (Fig. 2B) are a few hundred meters thick and are composed of, from bottom to top: (1) micritic, largely dolomitic limestones (Rosablanca Formation, Valanginian-Hauterivian); (2) calcareous black shales (Hauterivian); and (3) siliceous black shales that form the base (Hauterivian) of the thick mudstones (Barremian-Aptian) of the Paja Formation. Most of the emeralds are found in hydrothermal

breccias or in carbonate-pyrite veins developed within both dolomitic limestones and calcareous black shales.

The deposits are hectometer-sized at most and display numerous folds, thrusts, and tear faults (Laumonier et al., 1996). All the tectonic contacts are marked by centimeter- to meter-thick hydrothermal breccias that are cataclasites with clasts of black shales and albitites (i.e., massively albitized shales) within a carbonate-albite-pyrite cement. These breccias derived from a fluid-rich pulp (Branquet et al., 1999). Part of the overpressured fluids escaped and triggered intense hydraulic fracturing in surrounding rocks, especially along tear faults. In each deposit, there is evidence of complex deformation that resulted in polyphase duplex structures. For example, in the Coscuez deposit (Fig. 2A and C) N30°E verging folds and thrusts were guided by the sinistral N20°E trending Coscuez tear fault. In the Muzo deposit (Fig. 2A) early thrusts and folds were deformed by later southeast-verging folds and thrusts (Fig. 2D and E). Later, the sinistral N140°E trending Rio Itoco tear fault divides the deposit between the Quipama and the Tequendama mines with oposite thrust vergence. A flower structure developed at the intersection of the Rio Itoco fault with a N30°E trending strike-slip fault characterizes the small La Pava deposit (Fig. 2F). In all emerald mines tear faults are deep-reaching fractures that acted as vertical conduits for the hot mineralizing fluids. Thus, the structures of the western zone deposits result from thrusts branched and guided by tear faults of regional extension.

At a regional scale, within the Villeta anticlinorium, the emerald deposits are capped by the Paja Formation, which is deformed by reverse faults and kilometer-scale upright folds with crenulation cleavage that trend N30°E (Fig. 2A). Thus, an overall disharmony appears between this regional deformation pattern and the smaller and more complex structures of the deposits, implying the existence of basal and roof decollements along which the tectonic contacts visible in the deposits are branched. The basal decollement (Φ in Fig. 2B) is thought to be the evaporitic level also involved in the genesis of the mineralizing hydrothermal brines. In the Paja shales above the deposits, the regional cleavage is overprinted by the growth of chloritoid porphyroblasts during the temperature peak synchronous to emerald deposition. It thus appears that at the time of the Eocene-Oligocene boundary, this mineralizing event is coeval with local- and regional-scale structure development in the Eastern Cordillera west side.

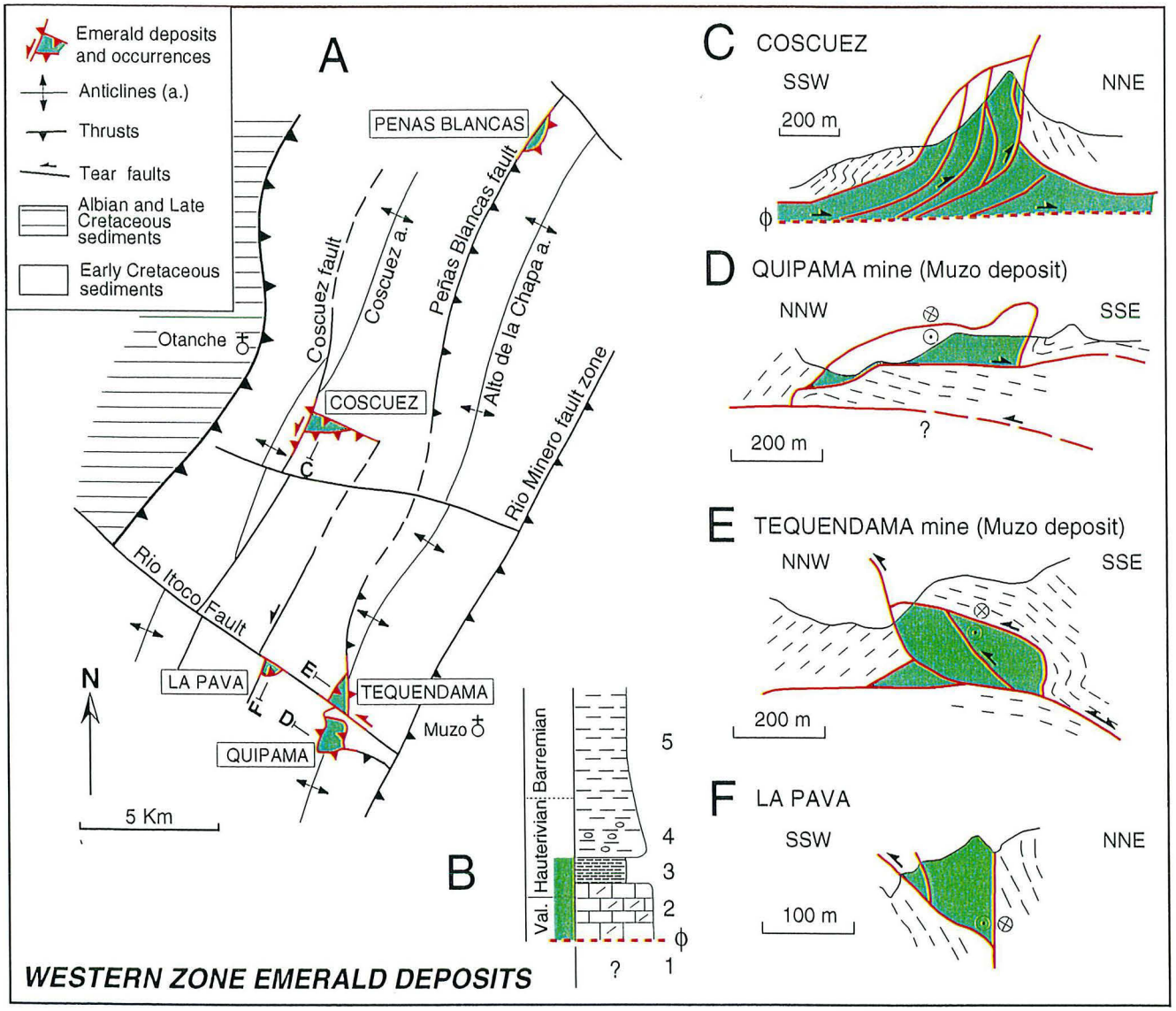


Figure 2. Western zone emerald deposits. A: Structural sketch map (location in Fig. 1B) reinterpreted from Rodríguez and Ulloa (1994) for regional structures and from our original data for deposits (slightly enlarged). B: Schematic lithostratigraphic log: (1) lowermost Cretaceous rocks do not crop out; (2) Valanginian-Hauterivian dolomitic limestones; (3) Hauterivian calcareous black shales; (4) Hauterivian siliceous black shales; (5) Barremian-Aptian mudstones. F represents basal decollement. C, D, E, F: Cross sections (see A for locations) of the emerald deposits; the (2)-(3) sequence is in green and the hydrothermal breccias marking the thrust and fault planes are in red.

EASTERN ZONE EMERALD DEPOSITS

In the eastern zone (Fig. 3A), Andean thick-skinned tectonics are responsible for the main deformation observed on regional cross sections through the Eastern Cordillera and adjacent Llanos foothills. This Andean deformation corresponds mainly to reverse faults (with an overall vergence to the southeast) and folds affecting the Paleozoic basement and its Cretaceous-Tertiary sedimentary cover. Some of these faults are inverted Early Cretaceous growth faults (Cooper et al, 1995). The Esmeralda fault (Fig. 3A) seems to represent a preserved part of an Early Cretaceous normal fault (Ulloa and Rodriguez, 1976). As the result of these Andean thick-skinned tectonics, the Chivor emerald deposit is located on a gently northwest-dipping monocline situated on the western flank of a large, N30°E-trending, upright fold, devoid of cleavage (Fig. 3A). The enclosing sedimentary series (Fig. 3B) correspond to the upper part of the Guavio Formation (Berriasian) which unconformably overlies the Paleozoic basement and is overlain by the shales of the thick (2900 m) Valanginian Macanal Formation (Ulloa and Rodriguez, 1976). The series hosting the emerald-bearing veins and the hydrothermal breccias are composed of, from bottom to top: (1) shales and siltstones that are locally massively albitized (lower albitites); (2) a 1-10-m-thick, stratiform brecciated level largely made of hydrothermal breccia; (3) an albitized and carbonatized sequence (upper albitites), that is white and initially contained anhydrite beds (as evidenced by phantom nodules, chicken-wire, and tepee structures); and (4) bioherms of micritic or shelly limestones grading vertically and laterally into black shales intercalated with calcareous pebbly mudstones and olistostromes.

Within the brecciated level, disrupted blocks of the hanging-wall (albitites, black shales, limestones) and caving structures are evidence for the collapse of the roof. Thus, the dissolution of an evaporitic horizon (probably initially containing also halite) appears to be a major process controlling the formation of the brecciated level. The stratiform association of evaporites, limestones, albitites, and the brecciated level is known over tens of kilometers around the Chivor deposit, owing to its folding by the Andean phase. All the emerald deposits of the Chivor mining district are located within or just above this regional level, and so define a stratigraphic emerald horizon (Fig. 3A).

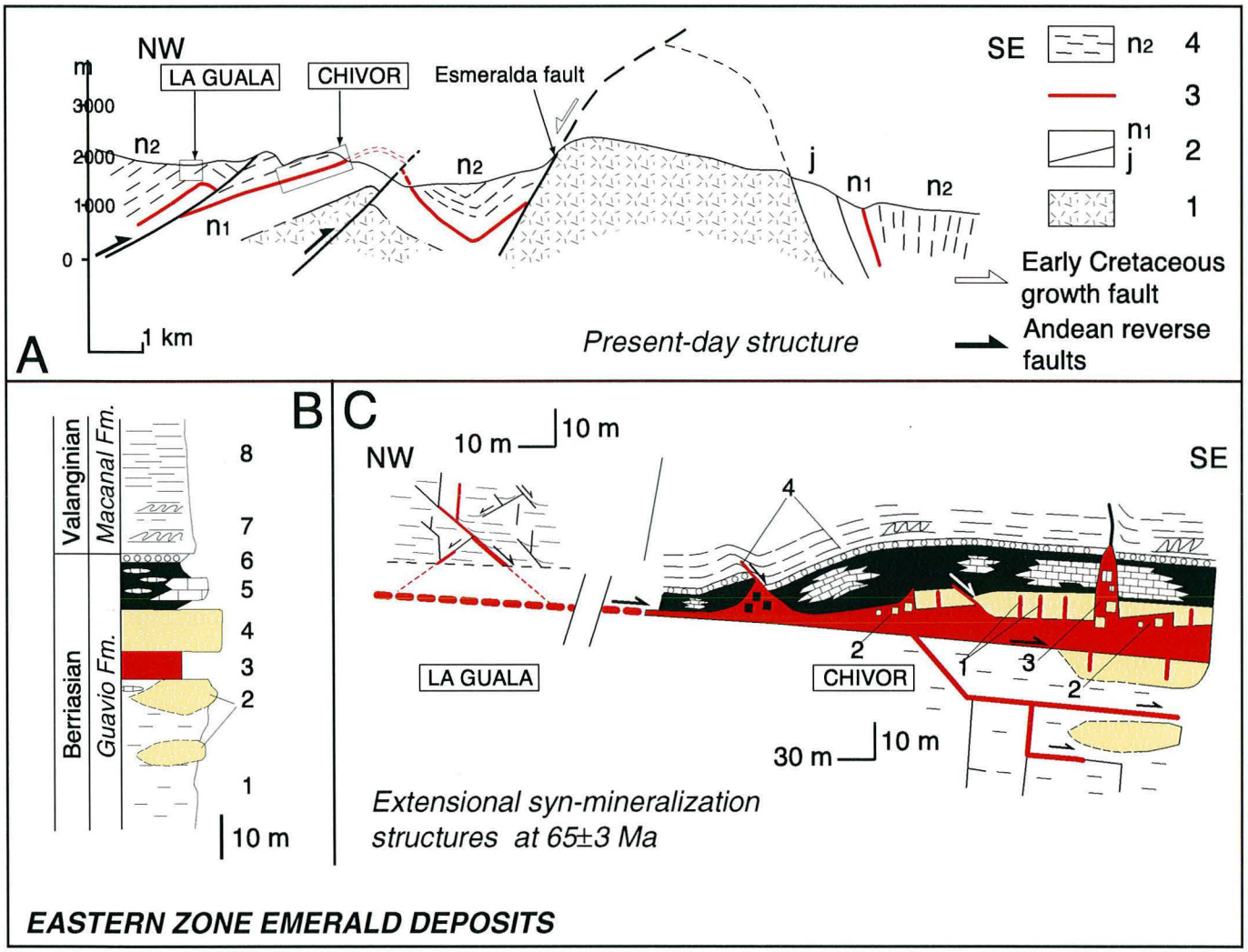


Figure 3. Eastern zone emerald deposits. A: Simplified regional cross section (location in Fig. 1B): (1) Paleozoic basement; (2) Jurassic and Berriasian sediments; (3) brecciated level; (4) Valanginian Macanal Formation. Insets are locations of 3C. B: Schematic lithostratigraphic log of Chivor deposit: (1) shales and siltstones with lower albitites, (2); (3) brecciated level; (4) upper albitites; (5) black shales, limestone lenses, calcareous pebbly mudstones; (6) olistostrome; (7) slumped shales; (8) shales. C: Extensional synmineralization structures in pre-Andean attitude, i.e., with a southeast-directed dip (schematic). Red shows main brecciated level and associated mineralized faults and fractures. La Guala deposit contains conjugate normal faults with slight movement toward the southeast. In Chivor deposit are: (1) set of extensional fractures to 10 m high and 1 m wide perpendicularly crosscutting albitites (in yellow); (2) lateral erosion (caving structures) of upper albitites and incorporation of blocks in thick brecciated level; (3) collapse of blocks of limestone and albitite in subvertical chimneys; and (4) rollovers associated with listric normal faults.

The Chivor deposit reveal several obvious mineralized structures (Fig. 3C): (1) centimeter- to decameter-scale listric faults and associated rollovers; (2) meter-wide extensional fractures injected with hydrothermal breccia that form chimneys; and (3) a well-developed set of extensional fractures, striking northeast-southwest, mainly filled with carbonate and pyrite and perpendicularly crosscutting the stiff albitites. All these mineralized structures are branched from the brecciated level, which is itself mineralized. The small La Guala deposit, located 4 km northwest of the Chivor deposit, is hosted in the Macanal shales just above the brecciated level and shows numerous conjuguate normal faults sealed by the emerald hydrothermal paragenesis (Fig. 3C). The most developed set of these normal faults is northeast-southwest-striking and southeast-dipping.

It appears that the initiation and the development of all these structures are coeval with hydrothermal fluid circulation and the emerald deposition. Most of these syn-mineralization structures are clearly extensional and point to a relative movement of the hanging-wall of the brecciated level toward the southeast, but the slip could have been small (some hectometers at most). This southeast-directed movement is interpreted as a normal downdip slip on the brecciated level which acted as a local detachment. The brecciated level is an evaporite dissolution residue suggesting that the lubricating agent of this detachment was the evaporite-dissolving and mineralizing fluid rather than a viscous flow of salt. The slip might have been gravity driven on a favourably inclined slope (Fig. 3C). Thus, in the eastern zone, the synmineralization deformation corresponds to a thin-skinned extensional tectonic event of limited extent at the time of the Cretaceous-Tertiary boundary, controlled by evaporite dissolution and gravity driven.

DISCUSSION AND CONCLUSION

Apart from the geochemical processes (and hence the emeralds), which were basically the same in the western and eastern zones, the two groups of deposits differ in many points. In the western zone, the mineralizing fluids were generated in an evaporitic level some place under the deposits, then migrated upward and turned to overpressured fluids through the enclosing series, where hydrothermal breccias and intense hydraulic fracturing developed along thrusts and faults. In the eastern zone, all the geochemical processes occurred in the mineralized series, which contained an evaporitic level, in relation to an extensional deformation. Then, the deposits of the eastern zone are almost autochtonous, while in the western zone, they

appear allochtonous relatively to the source of the mineralizing fluids. In the western zone, traps for the mineralization were small but complex compressive structures guided by tear faults, whereas the eastern deposits are scattered along a regional brecciated level. In both groups of deposits, thick, impermeable shales (Paja Formation in the western zone and Macanal Formation in the eastern zone) acted as a seal for the fluids.

The genesis of the western deposits is the consequence of an overall WNW-ESE shortening characterized by folding and thrusting along tear faults at the time of the Eocene-Oligocene boundary (38-32 Ma). In fact, middle Eocene folds and thrusts truncated by regional unconformity in the middle Magdalena basin (Schamel, 1991) and a generalized sedimentary hiatus spanning the Early and Middle Eocene in the entire Eastern Cordillera (George et al., 1997) are reported. Folding and thrusting in the west side of the Eastern Cordillera begun at this time while the main uplift occurred later during the subsequent Andean s.s tectonics (Middle Miocene). In the eastern zone, the regional structures are Andean and obviously postdate the emerald mineralization. The mineralization-related structures are small and define thin-skinned extensional tectonics, possibly gravity driven and enhanced by the escape of the evaporite-dissolving and mineralizing fluids. Therefore, around the time of the Cretaceous-Tertiary boundary, something must have triggered these extensional structures and then initiated the mineralizing process. A slight tilting of the Cretaceous series attitude might have been sufficient to induce local detachments on evaporites associated with a release of residual fluids. Whether this tilting is produced by extensive, compressive, or transpressive regional tectonics is not yet known. At the time of the Cretaceous-Tertiary boundary, the northwest South America passive margin became a convergent active margin. The Llanos basin (in the Cusiana field) also records a major unconformity within a hiatus spanning the Cretaceous-Tertiary boundary (Cazier et al., 1995) which could correspond to the Laramide phase 1 of Casero et al. (1997). Somehow, the mineralization and the associated thin-skinned extensional structures in the eastern zone must be linked to this tectonic event.

The Colombian emerald deposits are almost exhausted, and the finding of new deposits will necessitate active prospecting structurally oriented, focusing on the localization of: (1) structural traps along regional tear faults in the western zone; and (2) the stratiform brecciated level in the eastern zone. In summary, in the Eastern Cordillera of Colombia, the east side story was quite different from the west side story.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank MINERALCO S. A. and the Colombian emerald mining companies for logistical support; N. Tchegliakova and S. Reboulet for faunal determinations; P. Baby, P. Cobbold and G. Mascle for helpful comments; M. Ford for editorial assistance; and B. Colletta and L. Groat for their constructive reviews. The study was supported by the French Ministry of Education, IRD and European Commission DG XII (grant CT 94-0098).

REFERENCES CITED

Branquet, Y., Cheilletz, A., Giuliani, G., Laumonier, B., and Blanco, O., 1999, Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits: in McCaffrey, K., Lonergan, L. and Wilkinson, J., eds, Fractures, Fluid and Mineralization: Geological Society of London Special Publication, 155, 183-195.

Casero, P., Salel, J. & Rossato, A., 1997, Multidisiplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia):VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena: Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petroleo, tomo I, p. 100-118.

Cazier, E. C., Hayward, A. B., Espinosa, G., Velandia, J., Mugniot, J.-F., and Leel, W. G, Jr., 1995, Petroleum geology of the Cusiana Field, Llanos Basin foothills, Colombia: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 79, p. 1444-1463.

Cheilletz, A., and Giuliani, G., 1996, The genesis of Colombian emeralds: A restatement: Mineralium Deposita, v. 31, p. 359-364.

Cheilletz, A., Giuliani, G., Branquet, Y., Laumonier, B., Sanchez, A. J., Féraud, G., and Arhan, T., 1997, Datation K-Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 65±3 Ma des gisements d'émeraude du district de Chivor-Macanal: argument en faveur d'une déformation précoce dans la Cordillère Orientale de Colombie: Paris, Académie des Sciences, Comptes Rendus, série IIa, v. 324, p. 369-377.

Colletta, B., Hébrard, F., Letouzey, J., Werner, P., and Rudkiewicz, J. L., 1990, Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section: in Letouzey, J., ed., Petroleum and tectonics in mobile belts: Paris, Editions Technip, p. 81-100.

Cooper, M. A., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J., and Taborda, A., 1995, Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 79, p. 1421-1443.

Dengo, C. A., and Covey, M. C., 1993, Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 77, p. 1315-1337.

George, R. P., Pindell, J. L. & Cristancho, H., 1997, Eocene paleostructure of Colombia and implications for history of generation and migration of hydrocarbons: VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena: Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petroleo, tomo I, p. 133-140.

Laumonier, B., Branquet, Y., Cheilletz, A., Giuliani, G., and Rueda F., 1996, Mise en évidence d'une tectonique compressive Eocène-Oligocène dans l'Ouest de la Cordillère orientale de Colombie, d'après la structure en duplex des gisements d'émeraude de Muzo et Coscuez: Paris, Académie des Sciences, Comptes Rendus, série IIa, v. 323, p. 705-712.

Rodríguez, E. M., and Ulloa, C. M., 1994, Plancha 189-La Palma: Bogotá, Ingeominas, scale 1/100 000.

Schamel, S., 1991, Middle and upper Magdalena basins: in Biddle, K. T., ed., Active margin basins: American Association of Petroleum Geologists memoir, vol. 52, p. 283-303.

Ulloa, C. M., and Rodriguez, E. M., 1976, Geología del cuandrangulo K-12, Guateque: Bogotá, Boletin Geológico Ingeominas, 1979, v. 22, p. 3-56.

Chapitre VI :

Caractérisation de la déformation andine le long du Borde Llanero dans la zone de Chivor et des « foothills » du Guavio

Ce chapitre est consacré à l'étude de la tectonique andine qui affecte la zone orientale à émeraude (région de Chivor) et les « foothills » (ou zone subandine) du Guavio. Ce travail a consisté à réaliser une coupe d'environ 60 km. Des données de sismique pétrolière ont été utilisées.

Cette étude fait l'objet d'une publication qui est à soumettre au Bulletin of the geological Society of America. Elle est présentée ci-dessous.

VI.1. Résumé en Français

Du fait de l'affleurement du massif de Quetame constitué de formations paléozoïques, la région de Chivor-Guavio est une zone clé pour comprendre l'implication du socle dans la tectonique qui affecte le Borde Llanero. En réalisant une coupe nous avons identifié des « pop-ups » et des structures en « fleur positive » impliquant le socle et que nous attribuons à une inversion en régime décrochant dextre d'un semi-graben. Ce semi-graben constituait la marge orientale d'un bassin d'arrière-arc, aujourd'hui formant la cordillère orientale. La réactivation a eu lieu essentiellement durant l'orogène andin (Miocène Moyen à l'actuel) et implique des structures (chevauchements et plis) héritées d'événements tectoniques paléozoïques. Les failles normales du Crétacé Inférieur ont été réactivées en transpression et certaines d'entre elles ont servi de rampes à l'andin lors d'une tectonique tégumentaire qui accommode la tectonique de socle dans la couverture sédimentaire. La réactivation des failles normales majeures du bassin (e.g. failles de Tesalia et de Guaicaramo) est responsable du chevauchement de la cordillère orientale sur les « foothills » orientaux. Ainsi, la partie méridionale du Borde Llanero peut être considérée comme une chaîne résultant d'une transpression dextre.

VI.2. Article : Transpressional inversion and reactivation, Chivor-Guavio emerald belt, eastern Cordillera Oriental, Colombia

AVERTISSEMENT : Dans cette note « the emerald-bearing evaporitic level » n'est pas l'équivalent exact du NREE, mais représente précisément le niveau de brèche principal au sein du NREE.

Transpressional inversion and reactivation, Chivor-Guavio emerald belt, eastern Cordillera Oriental, Colombia

Y. BRANQUET, A. CHEILLETZ, P. R. COBBOLD, P. BABY, B. LAUMONIER and G. GIULIANI

Introduction

For the last few years, a group from Nancy and colleagues from Bogotá have been studying the genesis of emerald deposits in Colombia. The emeralds occur in vein systems, that are hosted by Early Cretaceous black shales (see Cheilletz & Giuliani, 1996) The project therefore has included detailed stratigraphic and structural analyses at various scales (Laumonier *et al.*, 1996; Branquet *et al.*, 1999a; Branquet *et al.*, 1999b). One of the challenges has been to put the emerald deposits into their proper regional context, that of the Cordillera Oriental of Colombia (Fig. 1). This is the subject of the present paper.

The main emerald deposits of Colombia occur in two belts, one on each side of the Cordillera Oriental, where Early Cretaceous shales crop out. In the eastern belt (Chivor-Guavio), the emerald deposits are associated with evaporites, limestones and olistotromes of the Guavio Formation (Berriasian). Although somewhat heterogeneous and discontinuous, this stratigraphic association can be mapped regionally. Veins containing emeralds and associated minerals appear to have formed in a local context of horizontal extension, evaporite dissolution and gravitational gliding. This event has been dated at 65 Ma (Cretaceous/Tertiary boundary) by K/Ar and Ar/Ar on synchronous green muscovites (Cheilletz *et al.*, 1997). An important question is, what was the regional tectonic context of the Cordillera Oriental at that time? Of more immediate importance, what is the current architecture of the Cordillera Oriental in the Chivor-Guavio area and how does it control the distribution of emerald deposits? Previous studies have not provided satisfactory answers to these questions.

One of the features of the Chivor-Guavio area is its strong Andean deformation, involving uplift of metamorphic basement (the Quetame Massif). Little information on the structure of this massif is available in the international literature. During the course of our project, we had access to a report compiled by an engineering company that was involved in constructing the Chivor dam, at the western edge of the Quetame Massif (ISA, 1985). This major civil engineering project resulted in foundations, tunnels, galleries, shafts and underground chambers, which provide exceptional three-dimensional information.

At the surface, the valley of the pre-existing River Batá provides excellent outcrops of basement and Early Cretaceous sediments, which we were able to map almost continuously along a geological transect.

Towards the foreland, relief and exposures decrease. Our transect continues over the foothills into the Llanos foreland basin, including the Cusiana area, where there have been several major discoveries of oil and gas in recent years. For the foothills, we were given part of a seismic line. For the Llanos Basin, we were able to consult subsurface data.

Our interpretation of the regional structure and the style and timing of deformation should be of interest to petroleum geologists, involved in continuing exploration of the foothills and foreland, and to economic geologists, involved in emerald prospection.

Geological setting

The Colombian Andes consist of three nearly parallel cordilleras, the Cordillera Occidental, Cordillera Central and Cordillera Oriental (Fig. 1). Between them are inrtermontane basins, along which flow the Cauca and Magdalena rivers. Towards the foreland, the Cordillera Oriental grades into the Subandean foothills (Borde Llanero) and then the Llanos Basin.

South of 7°N, the three Colombian cordilleras trend approximately N20°E. In Ecuador, they merge southward into a single range (Fig. 1A). The three cordilleras developed in close connection with subduction of the Nazca plate beneath South America since the Triassic.

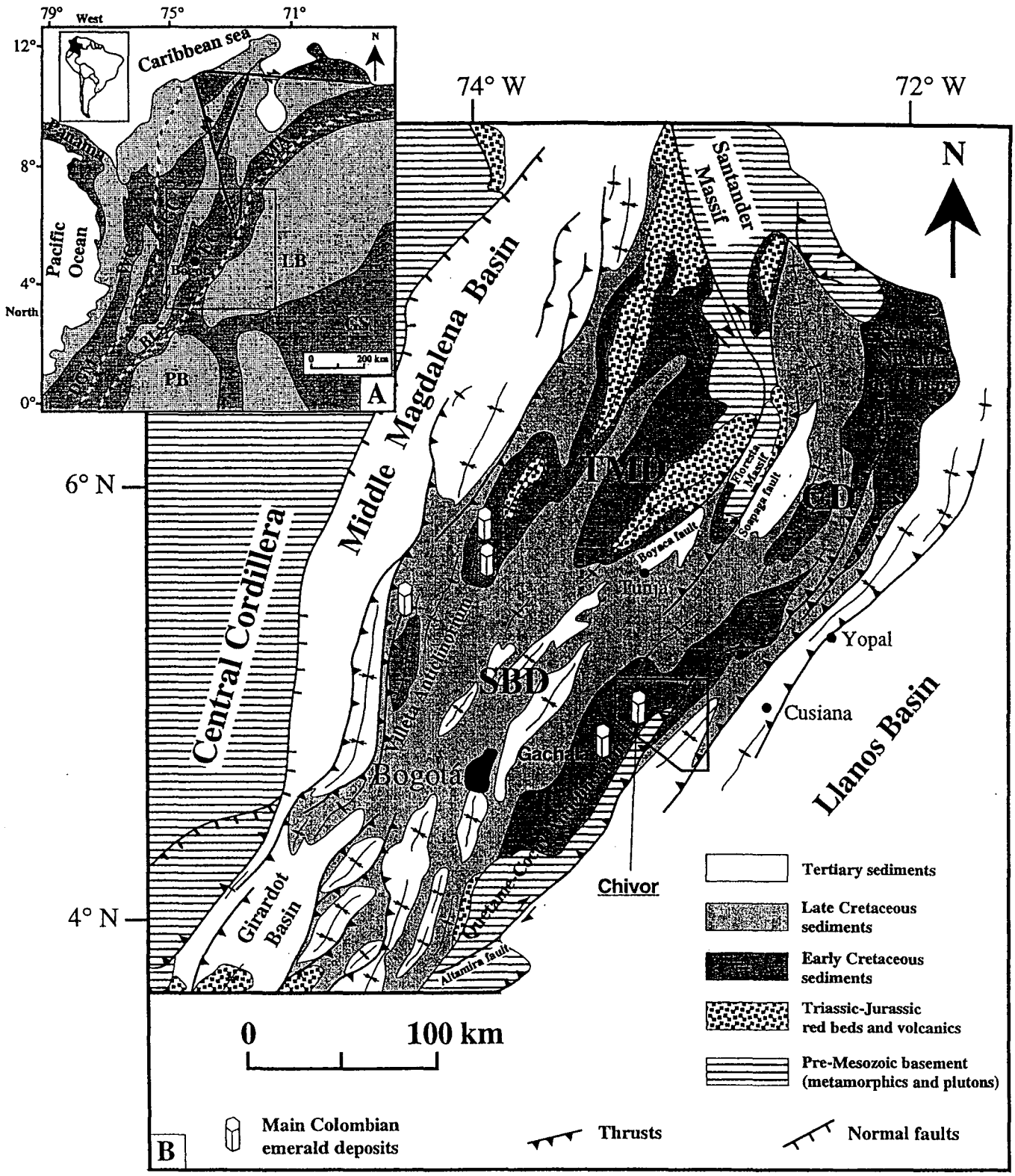


Figure 1: **A**: Major tectonic provinces (dark gray) of Colombia and western Venezuela (modified from Cooper et al, 1995). WC: Western Cordillera; CC: Central Cordillera; EC: Eastern Cordillera; MA: Merida Anes; GS: Guiana Shield. Present-day sedimentary basins shown in light gray. LB: Llanos basin; PB: Putumayo Basin. Two main suture zones are represented: The Dolores-Guayaquil Megashear (DGM, or Romeral fault) and the Borde Llanero Suture (BLS). Inset is Fig. 1B. **B**: Structural map of the Colombian Eastern Cordillera. Inset is the Chivor-Guavio area (Fig. 4). The Tablazo-Magdalena (TMD) and Cocuy (CD) Early Cretaceous depocenters merge southward into the single Sabana de Bogota depocenter (SBD).

North of 7°N, the tectonic context is complicated by oblique subduction of the Caribbean plate beneath South America. This has induced a component of right-lateral wrenching along the Caribbean margin (Stephan *et al.*, 1986).

Ever since the Triassic, the Cordillera Central has developed as a magmatic arc at the western edge of South America.

From the Triassic to the Early Cretaceous, separation of North America from South America resulted in a set of grabens, trending NE-SW and filled with continental redbeds, marine carbonates and shallow-marine sediments. Today, these sediments underlie much of the Magdalena Valley and Cordillera Oriental (Colletta *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995). In the North, the submerged Santander Massif was flanked by two depocenters (Fig. 1B), the Tablazo-Magdalena depocenter in the West and the Cocuy depocenter in the East (Fabre, 1987). Today the Santander Massif plunges southward and the two depocenters merge into a deep, narrow basin, that underlies the Sabana de Bogotá (Fig. 1B).

At around 120 Ma, the Cauca ophiolites (Amaima terranes) became metamorphosed, perhaps as a result of eastwards obduction of the Nazca plate along the Romeral fault (Toussaint *et al.*, 1978; Bourgois *et al.*, 1982; McCourt *et al.*, 1984). Alternatively, the ophiolites may be remnants of the Caribbean plate, which migrated northward along the margin of South America (Pindell *et al.*, 1997, 1988). If so, the Amaima terranes were metamorphosed at 120 Ma but accreted against South America at the end of the Cretaceous.

During the Late Cretaceous, perhaps as a result of thermal subsidence, a large back-arc marine basin formed across what are now the Magdalena Basin and Cordillera Oriental.

By the end of the Cretaceous, the Cordillera Occidental, composed of unmetamorphosed oceanic material (crust and island arcs) and deep marine flysh, was accreted and thrust over the Cordillera Central along the Dolores-Guayaquil fault system (Fig. 1a), which extends southward into Ecuador (McCourt *et al.*, 1984; Bourgois *et al.*, 1987; Mégard, 1987; Daly, 1989).

During the Neogene, Central America collided with the north-western corner of South America and the Cordillera Oriental became uplifted (Burke, 1988). The Cordillera Oriental is a doubly-verging fold-and-thrust belt (Fig. 1b), resulting from inversion of a thick Mesozoic and Tertiary basin (Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*,

1995). Cretaceous sediments crop out on both its western and eastern flanks, which form anticlinoria (Villeta and Quetame-Cocuy). In contrast, the axial zone of the Eastern Cordillera is a synclinorium, where Tertiary sediments are preserved. Paleogene unconformities, recognized in the Magdalena Basin, Eastern Cordillera and Llanos Basin (Schamel, 1991; Cazier *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; De Freitas et al., 1997; George *et al.*, 1997; Pulham *et al.*, 1997; Restrepo-Pace *et al.*, 1998; Villamil *et al.*, 1998) provide evidence for Pre-Andean phases of deformation and tilting.

The basement of both the Cordillera Central and the Cordillera Oriental is composed of Precambrian high-grade metamorphic rocks, Early Paleozoic low-grade metamorphic rocks and Late Paleozoic unmetamorphosed sediments. In the Cordillera Oriental, such basement crops out to form the Santander, Floresta and Quetame massifs (Fig. 1B). It is considered to be part of a microplate, which was derived from Laurentia and collided with the autochthonous Guiana shield (Suarez, 1990). The suture, which coincides with the present-day Borde Llanero (Fig. 1a), is an important zone of weakness, which has been reactivated by Andean stresses.

Crustal thickening in the Cordillera Oriental has involved both thick-skinned and thin-skinned thrusting (Campbell & Burgl, 1965; Julivert, 1970; Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995). Pre-existing Mesozoic rifts have been inverted and major normal faults have been reactivated in compression, a good example being the Boyacá Fault at the eastern edge of the Tablazo-Magdalena depocenter (Fig. 1b). The importance of strike-slip tectonics in shaping the Cordillera Oriental has been rather neglected, until recently. De Freitas *et al.* (1997) divided the Cordillera Oriental into a northern domain, where south-eastward thrusting is dominant (Boyacá and Soapagá faults, Fig. 1B) and a southern domain, where transpression is dominant. This contrast in tectonic style may be inherited from the Mesozoic rift basin, which has two depocenters in its northern domain and only one in its southern domain. Most recently-published cross-sections of the Cordillera Oriental (Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Roeder & Chamberlain, 1995) have been drawn at the southern edge of the northern domain, as defined by De Freitas *et al.* (1997). However, these cross-sections take no account of Andean strike-slip motions.

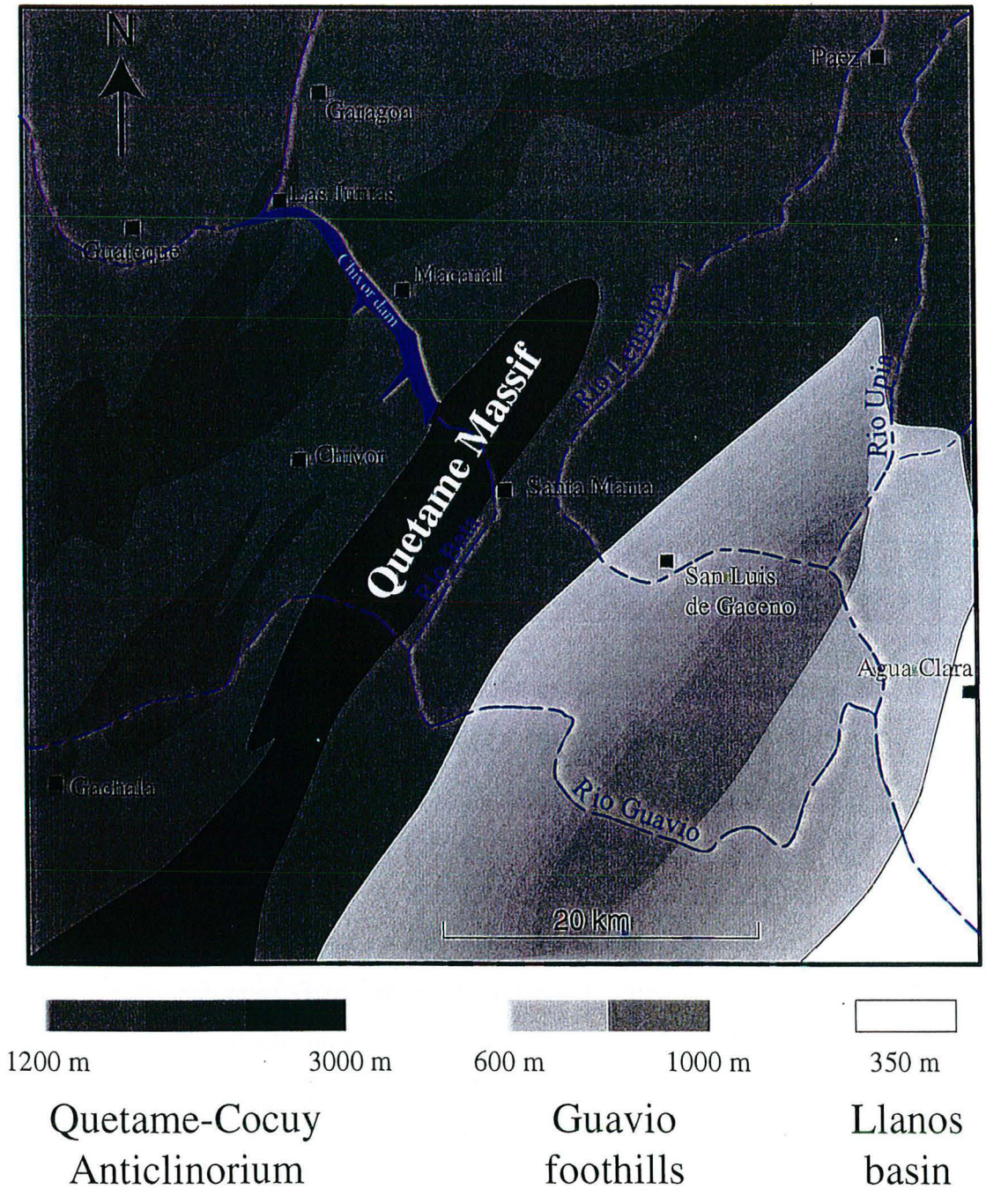


Figure 2: Physiographic map and elevations of the Chivor-Guavio area.

The Chivor-Guavio area, as described in this paper (Fig 1B), lies in the southern domain, next to the Borde Llanero. The area is covered by the northern part of Sheet K-12 (Guateque) of the geological map of Colombia (Ulloa *et al.*, 1975).

Major structures in the area trend about N30°E. In the NW is the Quetame-Cocuy anticlinorium, where altitudes range from 1200 m in the Chivor area to 3000 m in the Quetame Massif. South-eastwards, altitudes decrease sharply to between 600 and 1000 m in the Guavio foothills. Finally, the Llanos plains are at about 350 m. The hydroelectric Chivor dam (or Represa La Esmeralda) has been built against Paleozoic basement of the Quetame Massif. The artificial lake (at about 1200 m) follows the valley of the pre-existing Garagoa (or Batá) river. The road from Las Juntas to Santa Maria follows the lakeside as far the dam, before continuing on to Agua Clara at the edge of the Llanos (Fig. 2).

Stratigraphy of the Chivor-Guavio area

A major problem has been to reconcile two stratigraphic nomenclatures, one as used by survey geologists from INGEOMINAS for the Guateque sheet (Ulloa *et al.*, 1975; Ulloa & Rodriguez, 1979) and the other as used by petroleum geologists working in the Llanos Basin (Fig. 3).

The basement cropping out in the Quetame Massif is made of Paleozoic sedimentary rocks of the Quetame and Farallones formations. The Quetame Formation, Cambro-Ordovician in age (Campbell & Burgl, 1965), consists of pelites and quartzites of lower greenschist grade. It crops out in the valley of the Batá river and underlies the Chivor dam. Lying unconformably upon it are unmetamorphosed sediments of the Farallones Formation. These include Devonian slates and quartzites, unconformably overlain by Carboniferous shales, limestones and quartzites. These Late Paleozoic rocks were deposited in a shallow-marine environment. They are as much as 3600 m thick along the Batá river (ISA, 1975).

The Batá Formation is an isolated wedge of redbeds, Triassic to Jurassic in age. At its base are red and green continental conglomerates and shales. They grade upward into fossiliferous shallow-marine grey shales.

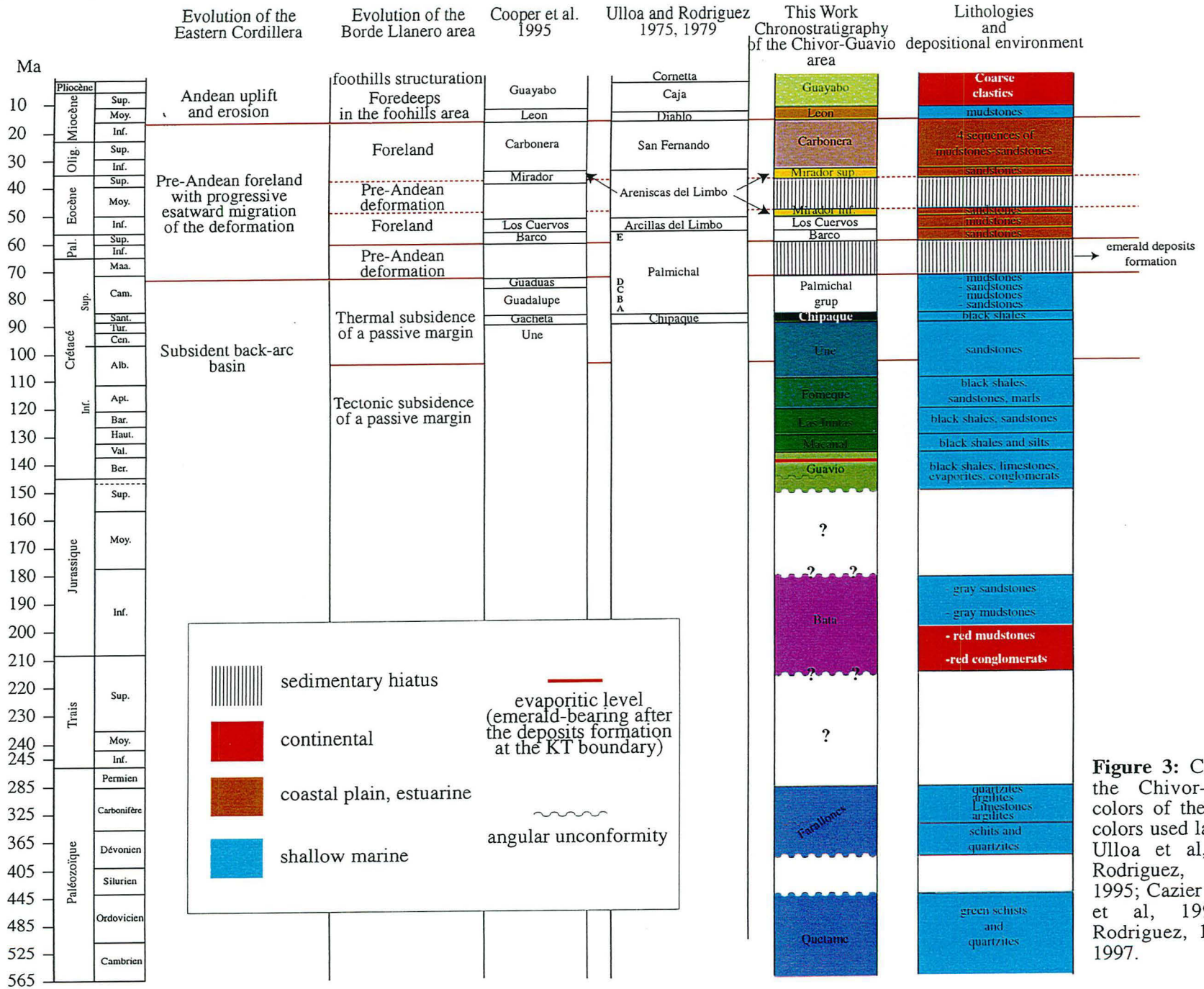


Figure 3: Chronostratigraphy of the Chivor-Guavio area (the colors of the formations are key colors used later). Compiled from Ulloa et al, 1975; Ulloa and Rodriguez, 1979; Cooper et al, 1995; Cazier et al, 1995; Villamil et al, 1997; Vergara and Rodriguez, 1997, Pulham et al, 1997.

Bürgl (1960) inferred a Liassic age for the top of the Batá Formation. These sediments could have been deposited, either in small depocenters in the hanging-wall of normal faults, or in remnant synclines from older phases of deformation (Casero *et al.*, 1997). The lower contact, against the Farallones Formation, appears to be a slight angular unconformity (Ulloa & Rodriguez, 1979).

Early Cretaceous sediments were deposited during a major marine transgression. The Guavio Formation, which hosts the emerald-bearing evaporitic layer, is very heterogeneous (Branquet *et al.*, 1999b). Lateral facies changes are common. In the Gachalá area (Fig. 1B), thick massive limestones at the base of the Guavio Formation form cliffs 50 m high. Other facies ascribed to the Guavio formation are green conglomerates with Paleozoic boulders, various types of limestones and dolostones, black shales and silts, evaporites (no halite reported), olistotromes and various brecciated layers. Although not all outcrops of the Guavio Formation are emerald-bearing, many display veins of carbonate and pyrite and hydrothermal breccias, of the kinds typically associated with emeralds. The Guavio Formation rests either unconformably on Carboniferous basement or conformably on the Batá Formation. In its upper part, it is Late Berriasian in age (Ulloa & Rodriguez, 1979).

The Valanginian is represented by the Macanal Formation, a thick sequence (2500 m in the Quetame-Cocuy anticlinorium) of shallow-marine black shales and silts. In the Chivor-Guavio area, both the Guavio and Macanal formations show strong evidence for syntectonic deposition, to be discussed later.

Shallow-marine sandstones, black shales and marls of the Las Juntas and Fómeque formations indicate continuing Neocomian transgression. Large regional variations in thickness are symptomatic of a late-rift setting. This setting appears to have ended in the Albian, during deposition of the Une sandstones (Villamil *et al.*, 1998).

From the Albian to the Late Campanian, subsidence was more uniform and may have been largely thermal in origin. In the Turonian, a eustatic rise in sea level led to deposition, under anoxic conditions, of the main hydrocarbon source rock, the Chipaque or Gachetá Formation (Cooper *et al.*, 1995). A subsequent fall in sea level resulted in a shallow-marine siliciclastic shelf and deposition of shoreface sandstones of the Palmichal Group (in the

sense of Vergara & Rodriguez, 1997; not as defined by Ulloa & Rodriguez, 1979). Along the foohills of the Chivor-Guavio area, these rocks crop out continuously.

For the Tertiary, we have adopted the recent chronostratigraphic nomenclature of the petroleum industry (Cazier *et al.*, 1995; Cooper *et al.*, 1995; Pulham *et al.*, 1997). As it happens, the detailed stratigraphic logs of Ulloa & Rodriguez (1979) correlate well with the chronostratigraphy adopted for the Cusiana oil field, 50 km to the NE.

Towards the end of the Cretaceous, the Cordillera Central underwent uplift and partial exhumation (Villamil *et al.*, 1997) and the area now forming the Cordillera Oriental became a large foreland basin. In the Chivor-Guavio area, there was a marked change, from Late Cretaceous shallow-marine deposits, to Paleocene coastal and estuarine deposits. The Maastrichtian and Early Paleocene are represented by a hiatus. Between the Barco Formation and the Palmichal Group, angular or progressive unconformities have not been reported. The Middle Eocene hiatus, widespread across the Cordillera Oriental, is manifest as a paraconformity within Mirador sandstones of the Borde Llanero (Pulham *et al.*, 1997). Until the end of the Middle Miocene, coastal-plain sandstones and shallow-marine mudstones of the Carbonera and León formations filled the eastern part of the foreland basin.

Coarse continental clastics of the thick Guayabo Formation resulted from uplift and erosion of the Cordillera Oriental, during the main phase of the Andean orogeny.

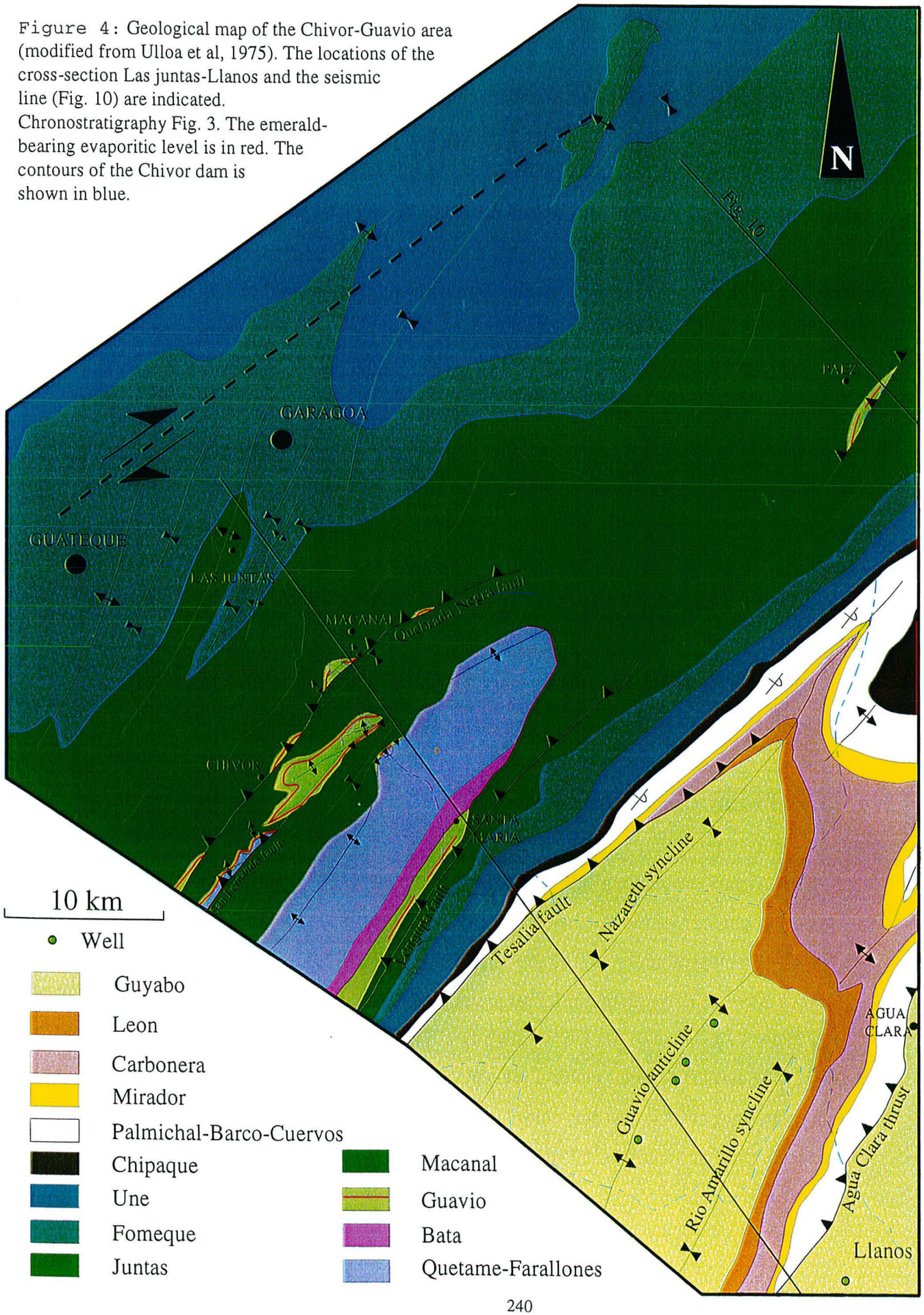
Las Juntas-Llanos transect

Along a transect trending NW-SE, from Las Juntas to the Llanos (Fig. 4), we have remapped the geology of the Guateque sheet (K12; Ulloa *et al.*, 1975) and have included data from the geological report on the Chivor damsite (ISA, 1975).

From NW to SE, we distinguish five major structural domains (Fig. 5).

1. From Las Juntas to the Chivor dam is a domain where upright folds with hinges trending N30E have developed within Early Cretaceous sediments. Anticlines and synclines with angular hinges (kinks and box-folds) probably developed above detachments, in thin-skinned tectonic style (Suppe, 1983; Ramsay & Huber, 1987).

Figure 4: Geological map of the Chivor-Guavio area (modified from Ulloa et al, 1975). The locations of the cross-section Las juntas-Llanos and the seismic line (Fig. 10) are indicated. Chronostratigraphy Fig. 3. The emerald-bearing evaporitic level is in red. The contours of the Chivor dam is shown in blue.



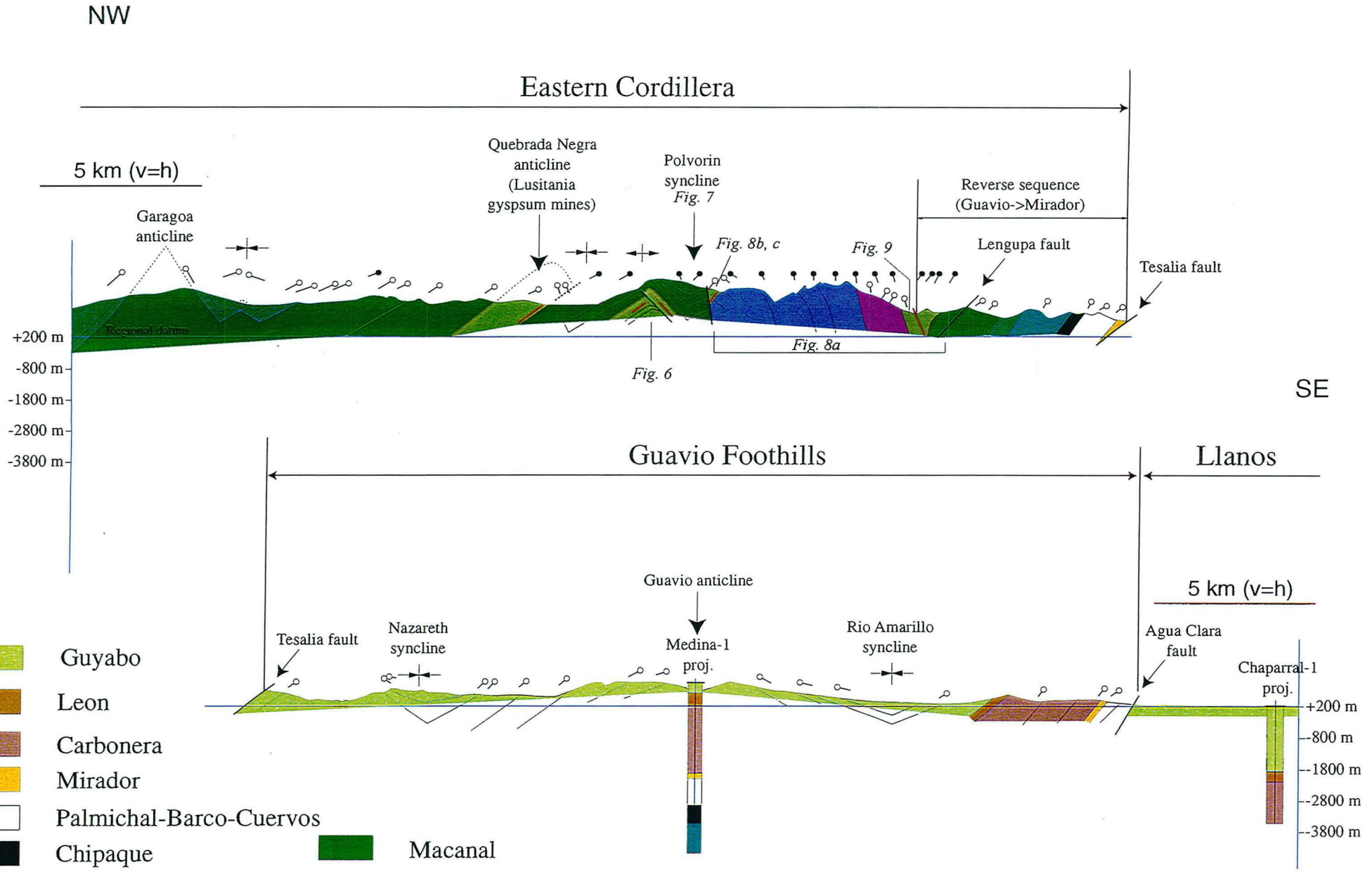


Figure 5: Surface and well data of the Las Juntas-Llanos cross-section. Locations of Figures, 6,7,8, 9 are shown.

Surface dip

Gallery dip

The Quebrada Negra anticline is in the hanging-wall of a SE-verging thrust. At the old Lusitania gypsum mine, the anticline is cored by a chaotic assemblage of gypsum and limestone in a matrix of brecciated black shale. Emeralds and related hydrothermal mineralization are widespread. Although not previously described as such (Ulloa *et al.*, 1975), these facies belongs to the Guavio Formation. Similar outcrops are scattered along the Quebrada Negra thrust (Fig. 4). In the Chivor area, the main structure is the San Fernando reverse fault, which involves basement and verges southeastwards. In the hangingwall of this fault, the Guavio formation and the emerald-bearing evaporites form a series of en-echelon folds, trending N50E (Fig. 4). Towards the lake, the San Fernando fault dies out against a NW-verging thrust, which truncates one of the en-echelon folds in Guavio siltstones (Fig. 6, photo). To the SE, the Macanal shales crop out in the core of the Polvorín syncline (Fig. 7). Intercalated silstones mark eastward thickening and westward wedging of the shale beds. Together with numerous slumps and debris flow deposits found within the Macanal shales, this asymmetric geometry argues for deposition of fault-controlled sedimentary packages above the hanging-walls of basin-bounding master faults, in the style described by Ravnas & Steel (1998).

2. The Quetame Massif is an uplifted basement block. Previously it was described as bounded to the West by the Esmeralda extensional fault and to the East by the Santa Maria reverse fault (Ulloa *et al.*, 1975; Ulloa & Rodriguez, 1979). However, we agree with the technical report on the Chivor damsite (ISA, 1975) that the massif has been thrust over the eastern limb of the Polovorin syncline on a high-angle reverse fault (Fig. 8). East of this fault is a triangular package of disrupted black shales. Bedding in the shales lies parallel to a surface, which truncates green quartzites of the Quetame Formation, dipping 50° eastward. The surface is strongly pyritized, striated and shows no erosional features. The overlying black shales contain disseminated pyrite and white hydrothermal breccias, of the kind typically associated with emerald-bearing evaporites of the Guavio Formation. Devonian and Carboniferous sedimentary rocks of the Farallones Formation, overlain in paraconformity by the Batá Formation, form a panel dipping steeply eastward. This Paleozoic panel conatains two anticlines, trending N40E on both sides of the damsite (Fig. 4).

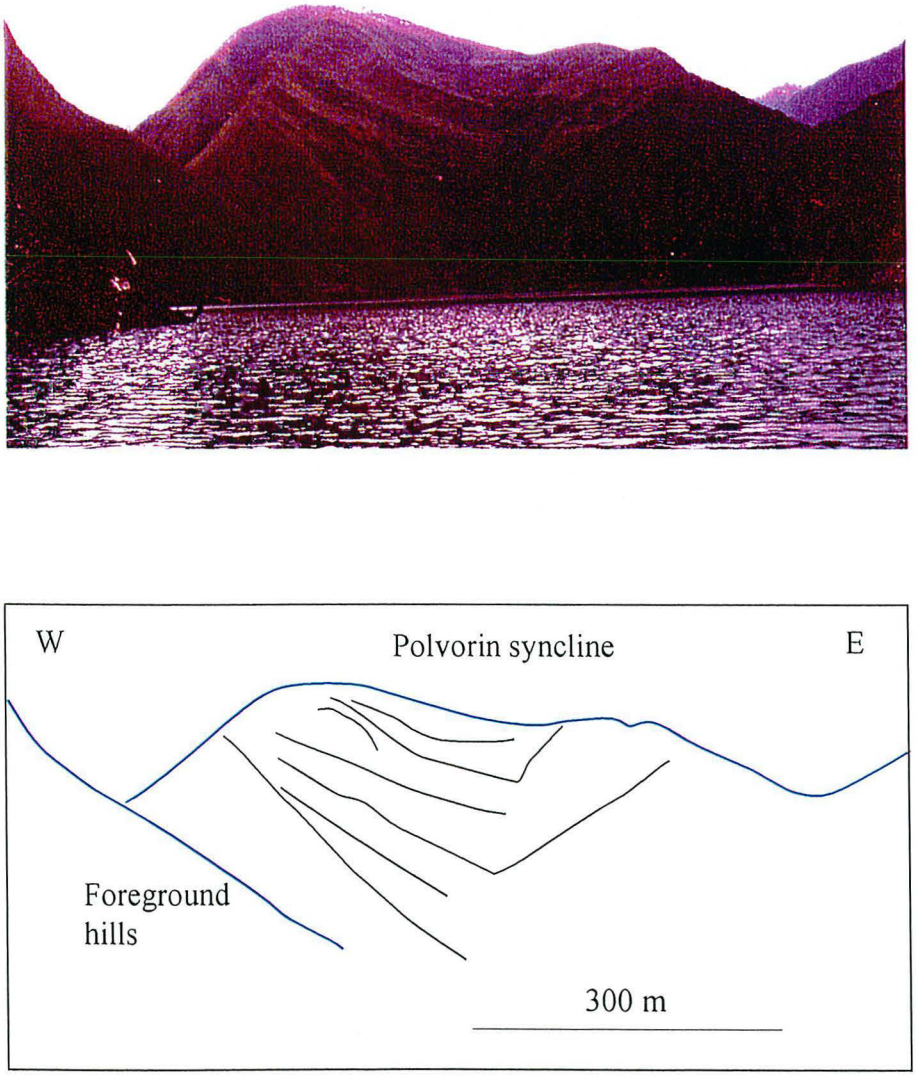


Figure 6: Photograph and line drawing of the Polvorin syncline showing a dramatic eastward thickening wedging of the Macanal shales.

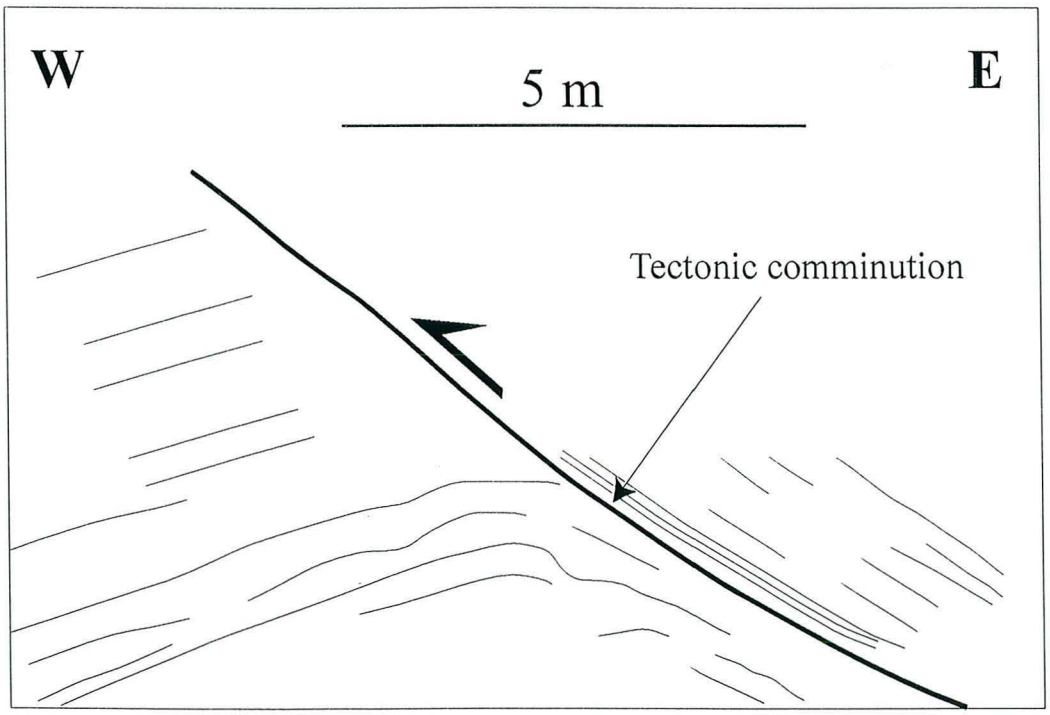


Figure 7: Anticline truncated by an West-verging thrust in the Guavio silts (see location on figure 5).

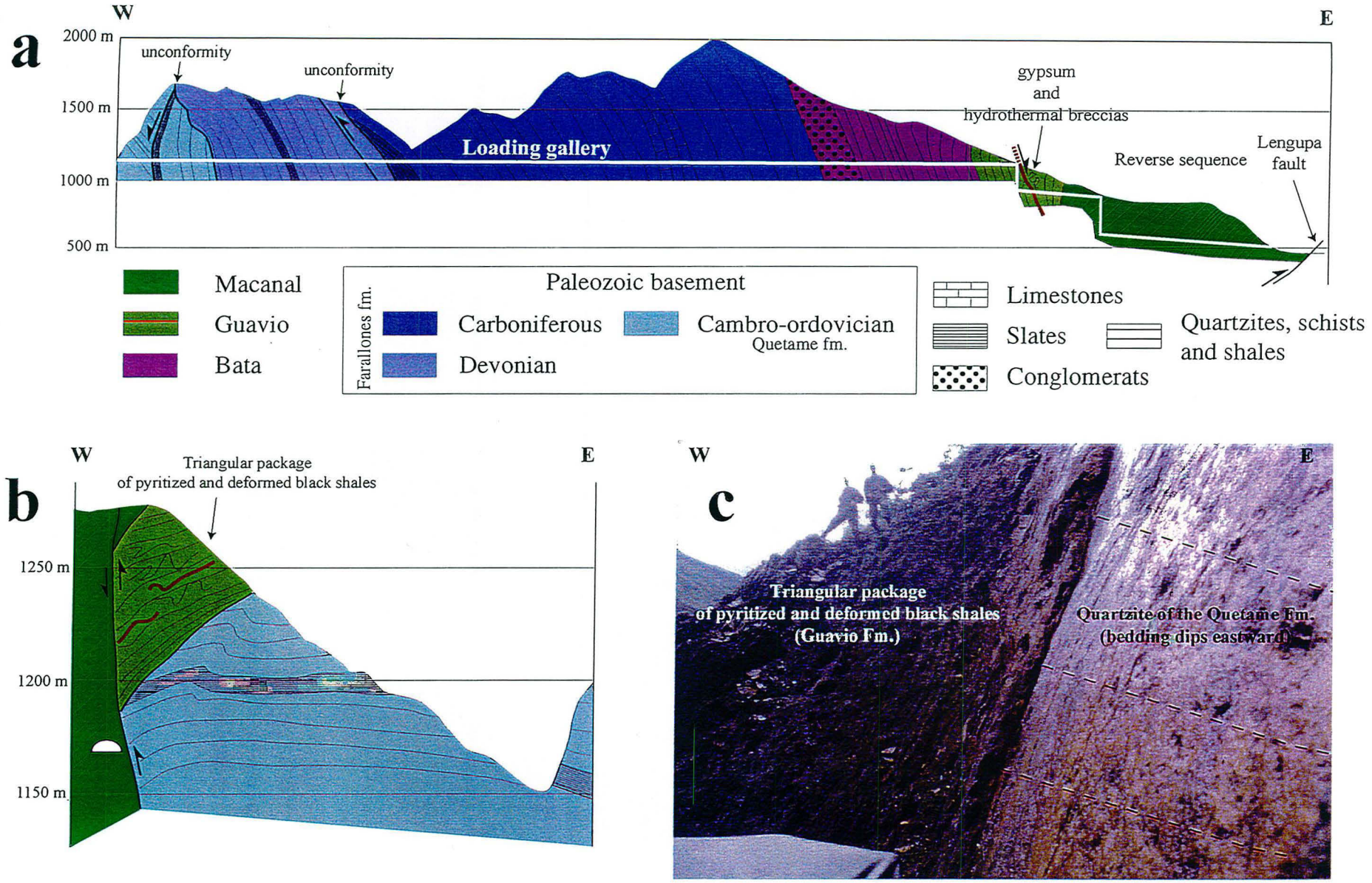


Figure 8 : a) Cross-section through the Quetame massif along the loading gallery of the dam. The section is subparallel to the cross-section Las Juntas-Llanos (modified from ISA, 1975). The Quetame massif and the Bata formation appear as a steep East deeping panel; **b)** Cross-section through the western edge of the Quetame massif upthrusting the eastern limb of the Polovorin syncline. A package of Guavio shales overlying the Paleozoic edge is then uplifted; **c)** Photograph of the contact Paleozoic-Guavio shales. Emerald-bearing evaporitic level shown in red (see locations of a, b, c on figure 5).

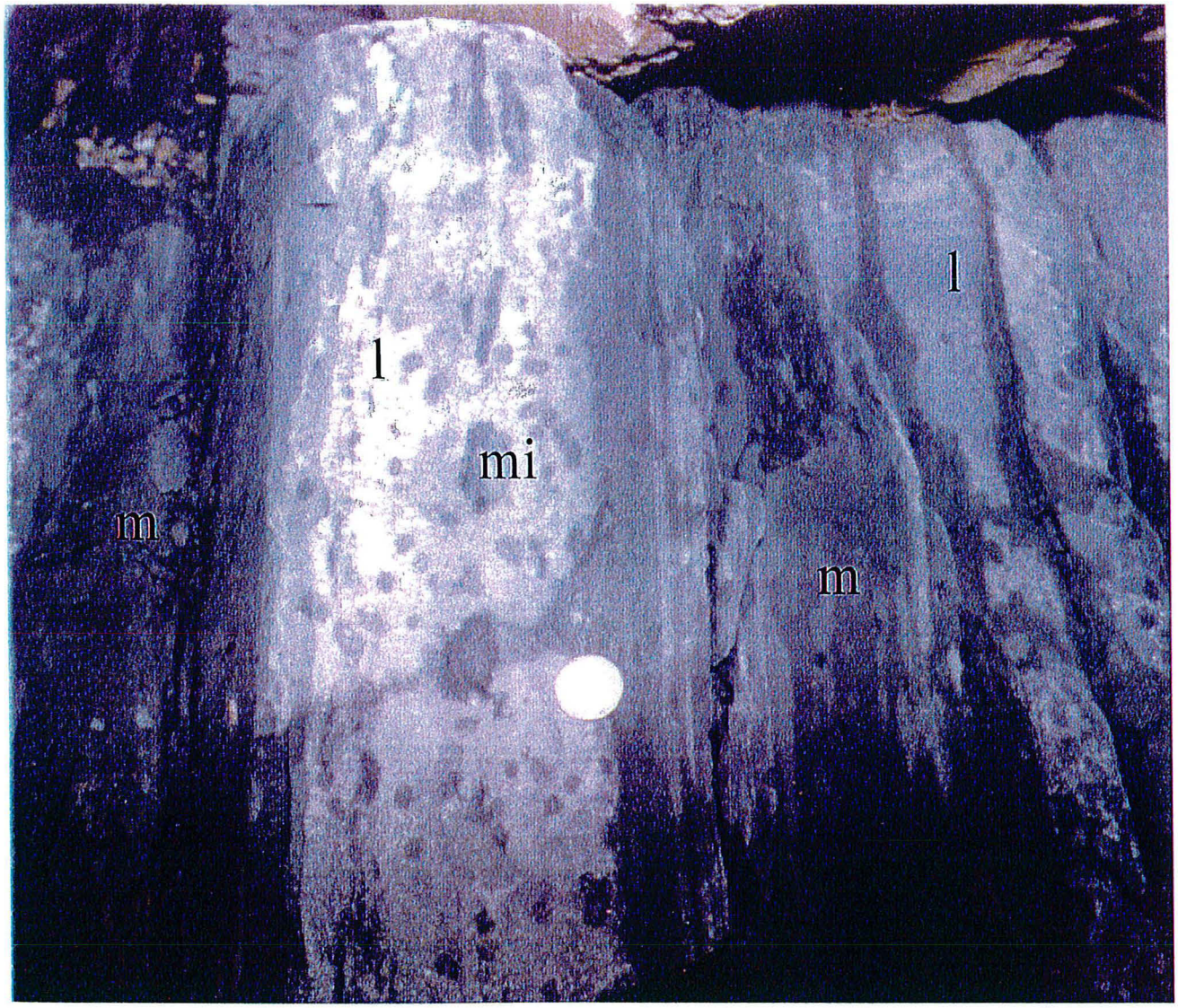


Figure 9: Debris flow deposit of the Guavio formation (see location on the figure 5). Discontinuous and wavy limestones beds (l) presenting mudstones intraclasts (mi) are intercalated in black mudstones (m) (coin for scale).

3. Further East, the entire sedimentary sequence, from the Cambrian to the Eocene, is overturned, as far as the SE-verging Tesalia thrust (Figs. 4, 5). This appears to be the main fault, separating the Cordillera Oriental proper from the Sub-Andean foohills. The Early Cretaceous is thinner here than it is around the Chivor lake. In part this is due to deformation of the overturned sequence and in part it is probably original. In the Guavio Formation, near Santa Maria, the emerald-bearing evaporitic level contains gypsum, carbonate veins and perhaps halite (there is a salt spring at Mambita). It is associated with olistotromes and slumped limestone beds containing black shale intraclasts (Fig. 9). These debris-flow deposits are evidence for dynamic resedimentation during the Berriasian.

4. In the Guavio foothills, the symmetric Guavio anticline lies between the Nazareth and Rio Amarillo synclines. At the eastern edge of the foothills, the Agua Clara thrust, SE-verging, brings the Palmichal Group to outcrop.

5. East of the Agua Clara thrust, the undeformed Llanos plains form the western part of the Quaternary Orinoco basin.

Subsurface data

Seismic profile TN20 (Fig. 10) passes through the gypsum mines of Paez, beyond the NE-plunging Quetame Massif (Fig. 4). In the mines, the gypsum is seen to be part of an isolated package of Guavio Formation, cropping out against a thrust. On the profile, top basement shows up as a series of strong reflectors, offset by small faults (Fig. 10). The overlying sediments are broadly conformable. In the NW, top basement is offset by thrusts dipping to the SE, responsible for some folding. The opposite vergence is visible in the SE. Between the two sets of thrusts is a basement pop-up. Its bounding faults seem to converge downward. Across this basement pop-up the Macanal Formation shows a large thickness variation, suggesting a high degree of fault control on sedimentation. In the northwestern part of the line, Early Cretaceous sediments form kink folds and box folds above basement ramps.

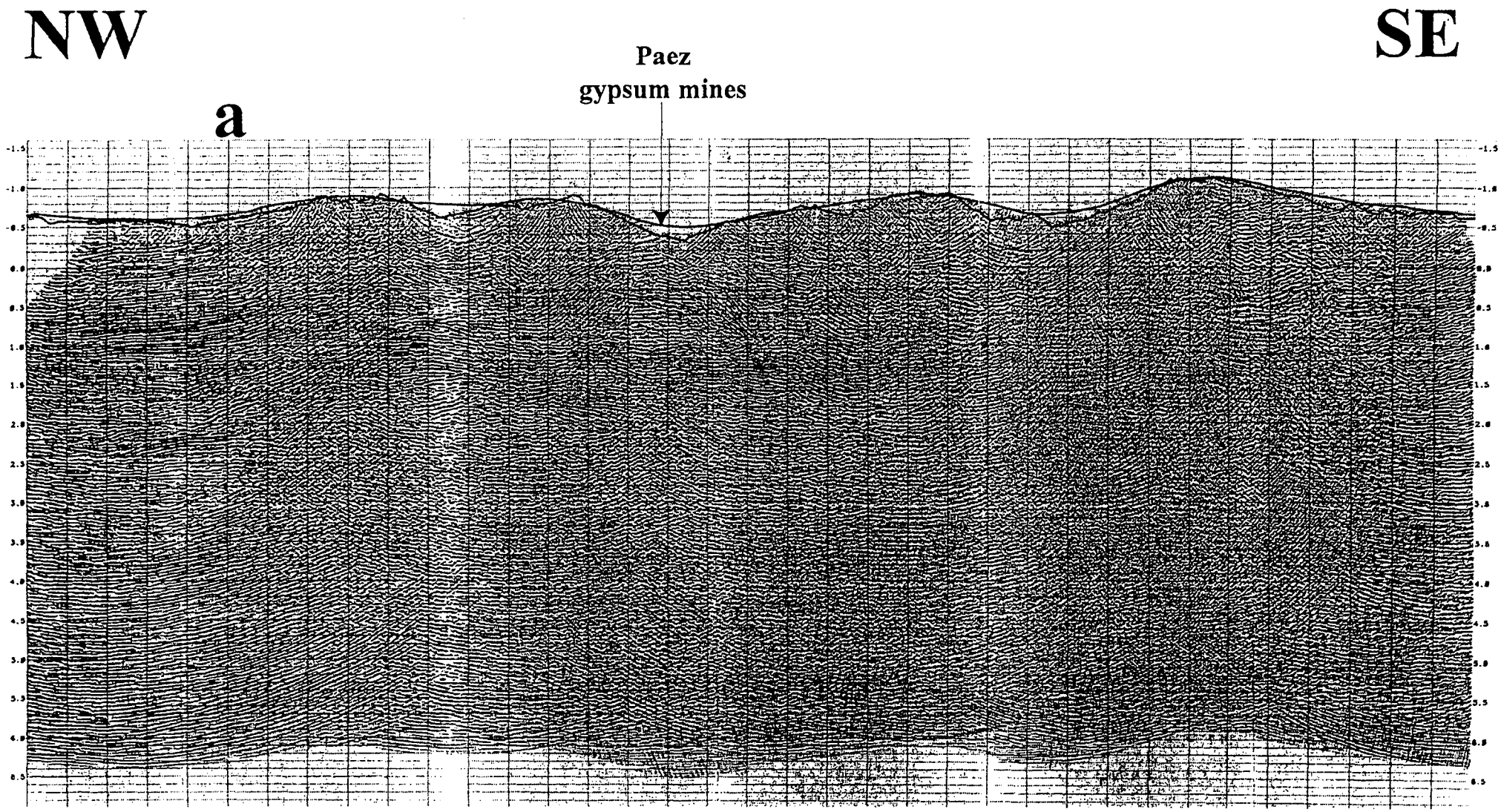


Figure 10: cf. caption next page.

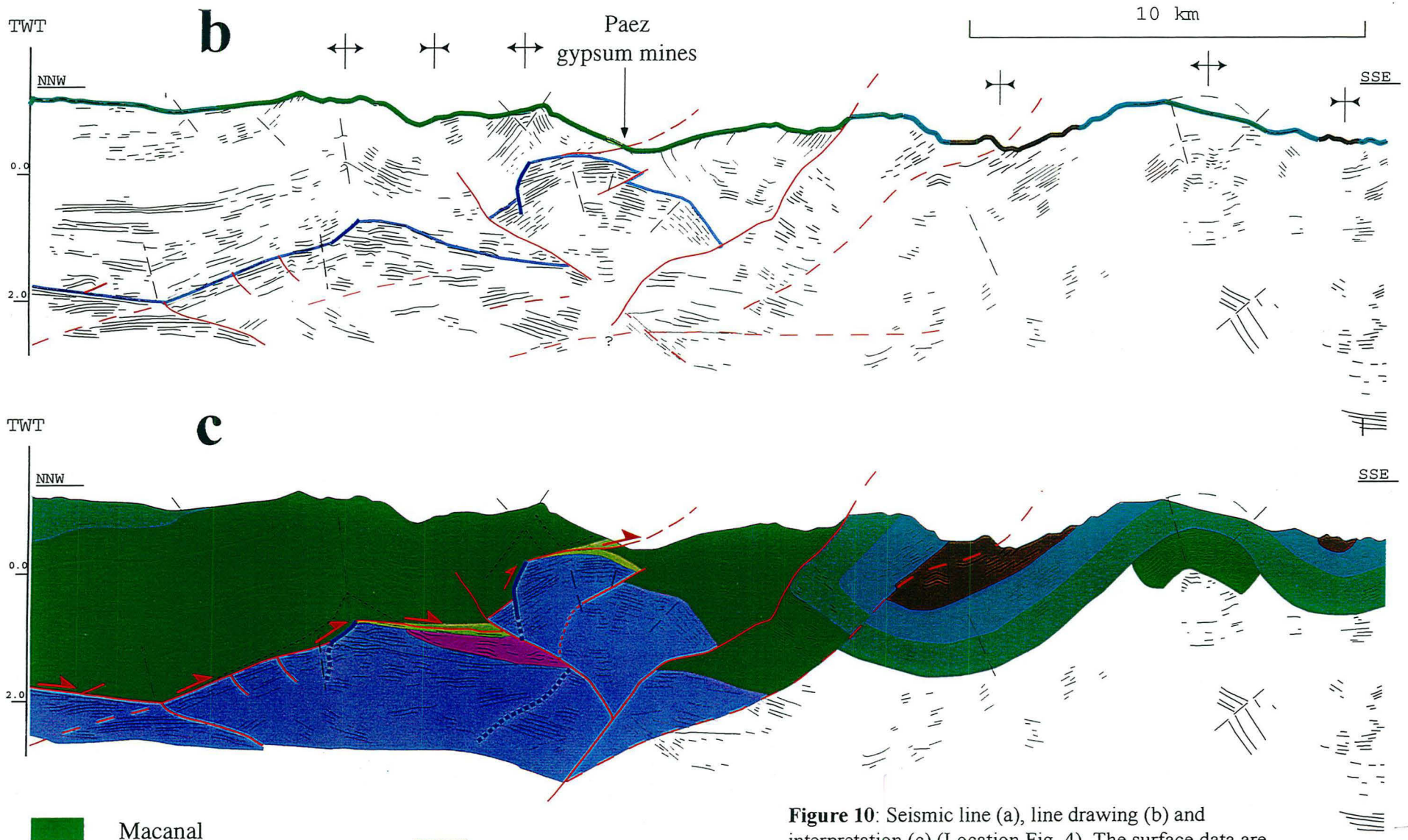


Figure 10: Seismic line (a), line drawing (b) and interpretation (c) (Location Fig. 4). The surface data are from Ulloa et al, 1975 and Ecopetrol. Decollements are indicated with red arrows, ramps in blue. See text for discussion.

Inspired by subsurface data, we have also constructed three short sections (Figs. 11 and 12), trending NW-SE across the southeastern edge of the Quetame Massif and Guavio foothills, one to the North of San Luis de Gaceno, one to the South of this locality and the third just South of the Guavio anticline. The sections cross the Tesalia fault system, where individual faults appear to anastomose downward. Another major fault dips eastwards under the western limb of the Guavio anticline (Fig. 11b). This anticline attenuates strongly, as it plunges southward.

The Agua Clara thrust is a thin-skinned structure, breaching near top Mirador Formation and overlying steep faults in the basement.

Inferred structural styles

The doubly-verging faults and central pop-up, visible on the seismic line, are reminiscent of positive flower structures, rooted into basement (Harding, 1985; Sylvester, 1988; Richard, 1990). In contrast, the kinks and box folds in the cover sequence suggest fault-bend folding above detachments and ramps. One detachment appears to be at the base of the Macanal Formation; another one within evaporites of the Guavio Formation, as at the Paez gypsum mines (Fig. 10 c). The ramps appear to be Early Cretaceous normal faults, reactivated during Andean compression. This provides an explanation for the large thickness variations in the Macanal shales. In this interpretation, the eastward- thickening wedge is made of synrift redbeds of the Batá Formation (Triassic to Jurassic).

Reverse faults involving basement appear to offset the detachments, suggesting that thick-skinned tectonics postdated thin-skinned tectonics. The basement-involved faults can be interpreted, either as reverse faults inherited from Paleozoic events and reactivated in Andean times, or as newly-formed Andean back-thrusts.

The steep faults under the Agua Clara thrust probably involve basement. This interpretation contrasts with that of Casero *et al.* (1997).

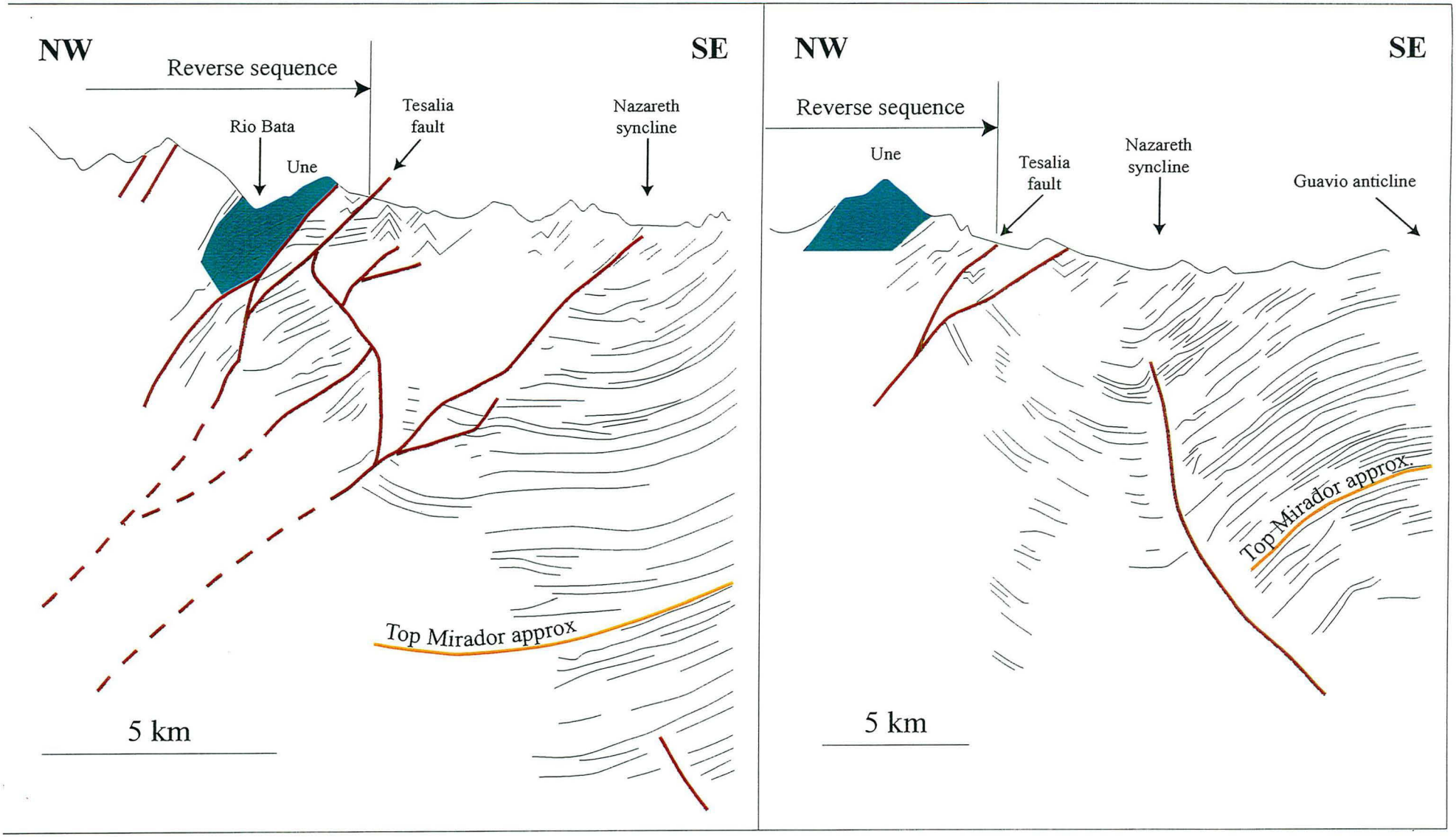


Figure 11: line drawing through the Tesalia fault and the Nazareth syncline located South (**a**) and North (**b**) of San Luis de Gaceno.

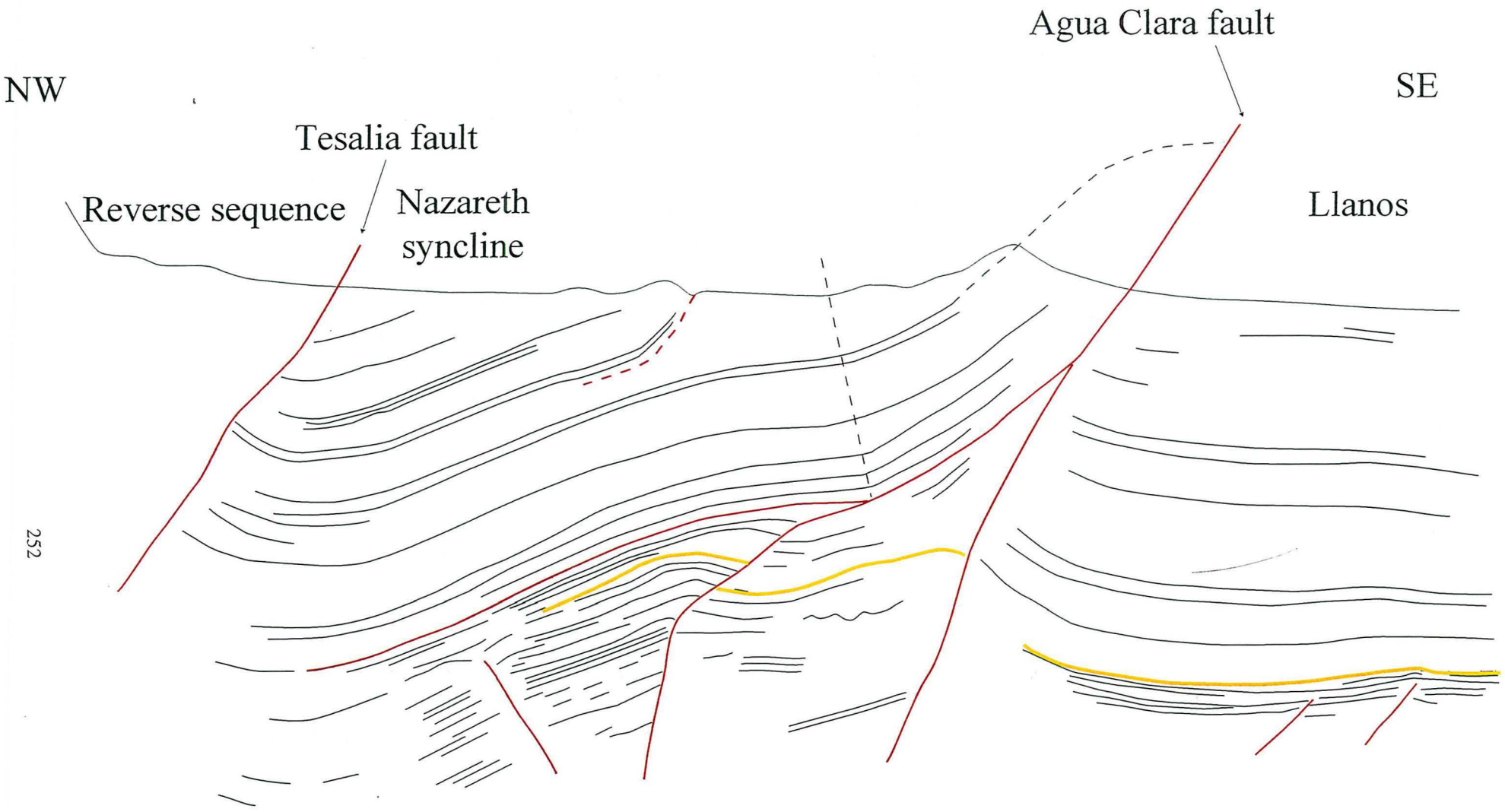


Figure 12: Line drawing of a seismic line located south of the Guavio anticline. Approximated top Mirador in yellow. See text for discussion.

In the Guavio foothills, the Guayabo Formation shows no progressive unconformity. This is evidence for very recent deformation, Andean uplift being accommodated preferentialy along the Tesalia fault system.

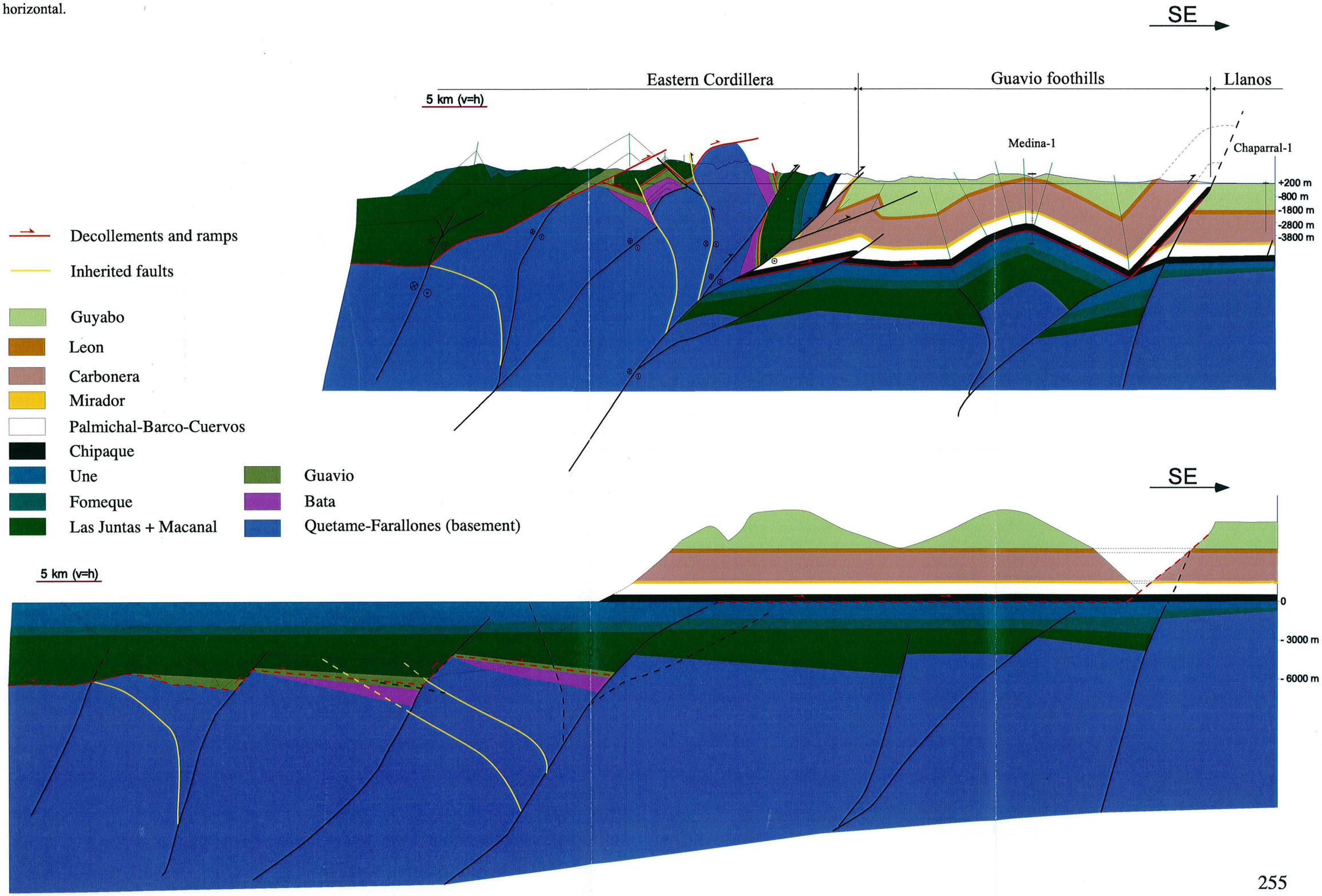
Regional cross-section, Las Juntas to Llanos

On the basis of surface and subsurface data, we have constructed a regional cross-section from Las Juntas to the Llanos (Fig. 13). The section has been balanced and restored without taking into account the possible effects of out-of-plane strike-slip faulting. Hence any estimate of shortening is likely to be in error (Dahlstrom, 1969; Woodward *et al.*, 1989).

In our interpretation, the Quetame Massf consists of a series of en-echelon basement pop-ups, uplifted during transpressional Andean deformation. Each pop-up, corresponding to en-echellon anticlines (Fig. 4), is relayed by Early Cretaceous normal faults which are completely segmented and upthrusted during the Andean tranpression (Fig. 13). In other terms, the mapped « Esmeralda fault » of Ulloa *et al.* (1975) corresponds in its longer length to a stratigraphic contact between the Macanal and the folded basement roof.

The Tesalia fault system is an Early Cretaceous basin-bounding master fault, westward-dipping. It was inverted during dextral transpression. The fault accommodates most of the Andean uplift at the edge of the Cordillera Oriental. Newly-formed Andean faults (e.g. the Lengupa fault) are footwall shortcuts of the main Tesalia fault. The Quetame Massf and adjacent inverted sequence, now in the hangingwall of the Tesalia fault, were part of an Early Cretaceous half-graben. The massif is bounded to the West by the Early Cretaceous normal fault of the Chivor damsite, which relays two anticlinal pop-ups (Fig. 4). To the west, a similar structural style has been adopted for the small block underlying the Polovorin syncline. Both basement blocks were uplifted, as a result of reverse faulting on the reactivated Tesalia fault and on backthrusts branching out of it. This explains the tilting of the Paleozoic succession in the Quetame Massif.

Figure 13: Cross-section Las juntas-Llanos. Semi-balanced cross-section assuming the top of the Une formation (Ceno-Turonian) was horizontal.



In the western part of the cross-section, kink folds are assumed to have formed along a right-lateral fault (Fig. 4), above a detachment between cover and basement. The numerous en-echelon folds in the Garagoa region (Fig. 4) provide further indications of right-lateral wrenching.

The thin-skinned tectonics imply detachment between cover and basement, together with further detachment within the Guavio Formation. Later, we will discuss the relationships between the emerald-bearing evaporitic sequence and this Guavio detachment. Early Cretaceous normal faults seem to have provided ramps between these two detachments, as suggested by subsurface data and by striations and a lack of erosional features at outcrop (Figure 8). During the Early Cretaceous, tectonic subsidence caused eastward stratigraphic thickening in the Macanal shales (Fig. 7).

In the Guavio foohills, we suspect that a basement pop-up may core the symmetric Guavio anticline. The Agua Clara fault zone formed by transpressional inversion of an Early Cretaceous normal fault. The overlying detachment is folded (Figure 12). In contrast, the underlying detachment at the base of the Chipaque Formation (source rock) predates formation of the Guavio anticline (Fig. 13).

Discussion

Transpression in the Chivor-Guavio area

The structural styles described above are characteristic of wrenching. Further evidence for transpression is listed below.

1. Seismically, the Borde Llanero is one of the most active areas in Colombia. Focal mechanisms of shallow earthquakes (less than 80 km) indicate right-lateral transpression along the front of the Cordillera Oriental (Pennington, 1981) .

2. Many rivers (for example, the Lengupa river, Fig. 4) are offset right-laterally across the Borde Llanero.

3. The Cordillera Oriental is shaped like a boomerang (Fig. 1). By plan-view restoration of Andean deformation, it has been shown that the apex has undergone almost pure shortening, whereas the flanks have undergone combined shortening and wrenching, right-lateral in the S and left-lateral in the N (Sarmiento-Rojas and Nieuwland, 1999). Casero *et al.* (1997) have estimated at least 80 km of right-lateral displacement along the Borde Llanero.

(iv) According to the geological map of Colombia (Gonzalez *et al.*, 1988), where the Cordillera Oriental abutts the Cordillera Central (Fig. 1), there is strong right-lateral wrenching between the Garzon and Quetame massifs, along the Altamira and Algeciras faults.

5. Trains of left-stepping en-echelon folds, such as those at Garagoa (Fig. 4), are common in the Chivor-Guavio area.

6. Gentlly-inclined striations are common on minor fault surfaces in the Chivor-Guavio area, as they are in many other areas of the Cordillera Oriental.

Inversion and reactivation of faults and folds

As the Guacairamo fault (Fig. 14) (e.g. Cooper *et al.*, 1995), the Tesalia fault is the main inverted fault which bounded the Early Cretaceous megahalf graben. A dip lower than 46° is required to reactivate a normal fault into a pure reverse fault (Sassi *et al.*, 1993). However, a wrench component facilitates the reactivation process (Letouzey, 1990) and allows the reactivation of high-angle normal faults. In consequence, at depth the Tesalia fault needs not to be turn into a very flat listric fault.

During the Andean transpression the other normal faults West of the Tesalia one have been reused as ramps during thin-sinned tectonics. This means that a « thin-skinned inversion » of grabens occured, with the grabens coring then fault-bend folds (Fig. 10 c). This is mechanicaly impossible without invoking an important strike-slip component during the Andean reactivation of these normal faults (Letouzey, 1990; Nalpas, 1994).

En-echelon folds of the San Fernando fault hanginwall and anticlines of the Quetame massive (Fig. 4) suggests a sinistral strike-slip component. We interpret these folds as

reactivated-accentuated folds during the Andean dextral transpression. They are inherited from Paleozoic deformations and their eroded hinge zones have likely controlled the Guavio formation deposits during the Berriasian times. Reactivate these folds during Andean transpression is easy even if the Paleozoic structures appears N-S trending whereas the Andean ones are N30°E trending (Casero *et al.*, 1997). This leads us to consider the West-verging back-thrusts as inherited faults from Paleozoic events and reactivated in Andean times. Indeed, they seem to controll the localization of the basement folding inherited itself (Figs. 10c, 13).

Emerald-bearing evaporites and detachments

There is a strong relationship between the emerald-bearing evaporites and detachments in the Guavio Formation (cf Figs. 5 and 13). The emerald deposits themselves appear to have formed at the Cretaceous-Tertiary boundary during extensional tectonics linked to evaporite dissolution, collapse and gravity-driven sliding (Branquet *et al.*, 1999b). The small-scaled structures hosting the emerald mineralization are vertical extensional veins and conjugate listric normal faults branching out of a brecciated layer. This brecciated layer is a residue resulting from dissolution of evaporites. In the Chivor emerald deposits, the evaporites have disappeared, but in other places (such as Quebrada Negra and Páez) gypsum can be found in the brecciated layer.

With or without evaporites, the brecciated layer probably was weaker than surrounding silstones and limestones. In the Chivor emerald deposits, sparse shear bands and drag folds argue for reactivation of the brecciated layer as a detachment. In the Quebrada Negra and Páez gypsum mines, secondary extensional shear bands, asymmetric boudins and gypsum slickensides line the base of a thrust sheet (cf. Marcoux *et al.*, 1987). Thus the emerald-bearing evaporiteic layer was reactivated as an Andean detachment within the Guavio Formation.

Cusiana and the Guaicaramo fault system

The Agua Clara thrust (Fig. 14) continues northward as the Guaicaramo fault system. This basement-involved fault system is similar to the Tesalia one and is responsible for inversion of the Early Cretacous half-graben containing the Cocuy depocenter (Cooper *et al.*, 1995). This confims our interpretation of the Agua Clara fault as an inverted graben-bounding fault (Fig. 13). From the en-echelon pattern of the Borde Llanero (Fig. 14), we suggest that an analog to the Cusiana structure may exist South of the Guavio anticline.

Paleozoic suture of the Borde Llanero

The Paleozoic suture of the the Borde Llanero (Suarez, 1990) is often left out of balanced cross-sections of the Cordillera Oriental (Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995). Galvis & De La Espriella (1987) have lisetd geological and paleogeographical evidence for Ordovician to Silurian collision between basement of the Cordillera Oriental or Central and the Guiana shield. These differences are sharply expressed as crossing the major Borde Llanero faults (e.g. Tesalia, Guaicaramo, Altamira faults). The earthquakes studies along the Borde Llanero (Pennington, 1981) suggests a deep and steep suture zone. Taking into account the steep attitude of the faults we studied, the Andean transpressional tectonics in the Chivor-Guavio segment of the Borde Llanero and the reactivation of Paleozoic accidents, our interpretation is in accord with a broad Andean reactivation of this Paleozoic suture. The control of this suture on Early Cretaceous rifting is difficult to trace. But as the Eastern Cordillera wedges and dies out southward, it can be proposed that the southern part of the axial zone of the Eastern Cordillera (Sabana de Bogotá) corresponds during the Early Cretaceous to a negative flower structure of crustal scale.

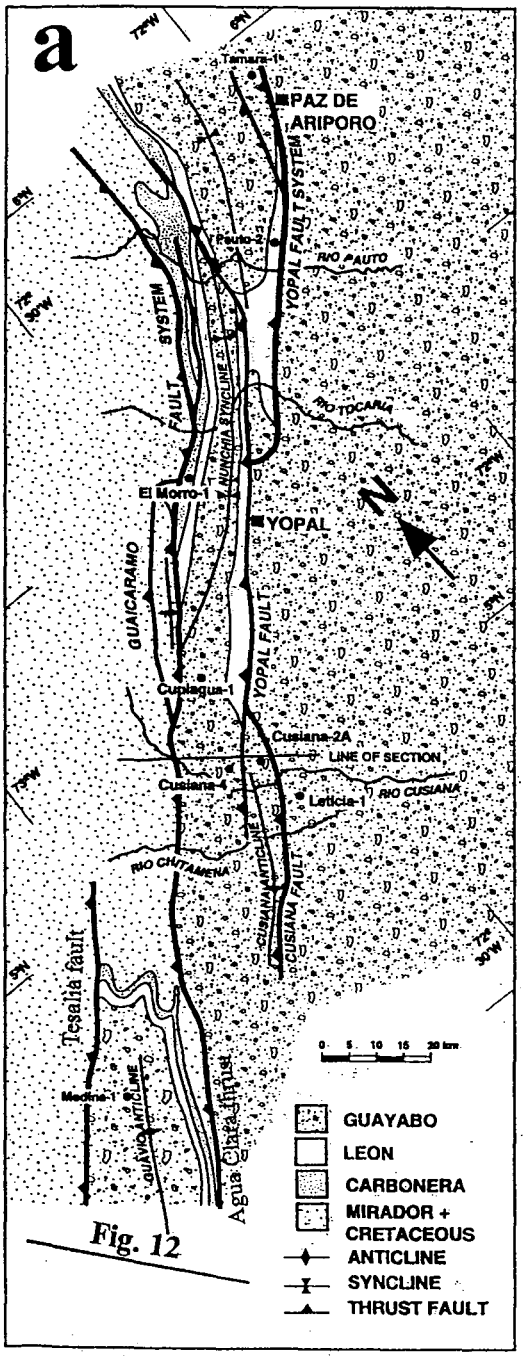


Figure 4—Surface geologic map of the Llanos foothills showing major structures and the location of the cross section and wells referred to in the text.

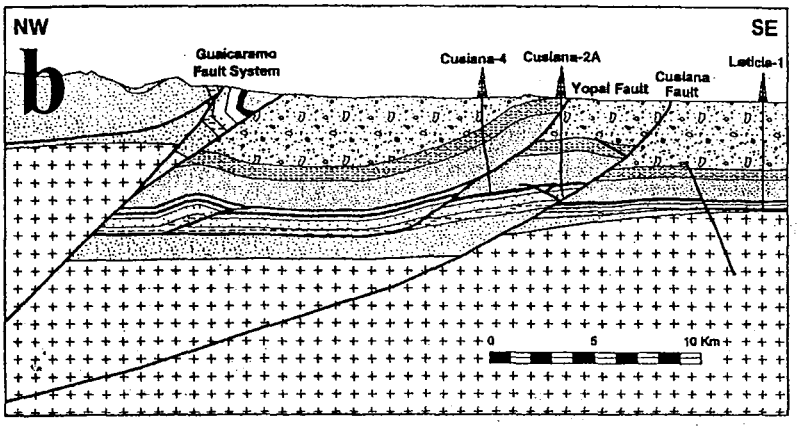


Figure 5—Cross section through the Cusiana field in the Llanos foothills. See the "proposed sequences" column in Figure 3 for the key to the stratigraphic units.

Figure 14: a) Map of the northern part of the Borde Llanero showing the Guavio and Yopal areas. The southward prolongation of the Guaicaramo fault system is the Agua Clara thrust. The Teasalia and Guaicaramo faults apperas to be en-echellon disposed; **b)** Cross-section through the Cusiana oil field. With exception of the lack of a steep reverse fault beneath the Carbonera decollement, the structure is very similar to that described South of the Guavio anticline (see figure 12). (From Cooper et al, 1995b).

Chronology of events

It is probably no coincidence that there was a sedimentary hiatus in the period spanning the Maastrichtien and Early Paleocene in the foothills (Cazier *et al.*, 1995), while the emerald deposits were formed (Cheilletz *et al.*, 1997). Both are probably due to a tectonic event at arround the Cretaceous-Tertiary boundary. Indeed, such an event has been recognized (Laramide phase I) along the whole lengh of the Colombian Borde Llanero (Casero *et al.*, 1997). More specifically, Vergara & Rodriguez (1997) have identified an angular unconformity at the base of the Barco Formation. In the foothills, this unconformity truncates the Upper Palmichal Group. Further into the Cordillera Oreintal, the unconformity truncates the Guaduas Formation. In the Sabana de Bogotá, the Cacho Formation (correlated with the Barco Formation) is unconformable upon shales of the Guaduas Formation (Cobbold, pers. comm.). Hence the Middle Paleocene probably saw the first uplift at the eastern edge of the Cordillera Oriental. It seems to have induced a general westward tilting of the sedimentary sequence and to have exhulmed uppermost Cretaceous rocks in the foothills. Similar Pre-Andean deformation has been recognized in the Subandean zones of Ecuador (Baby *et al.*, 1997) and northern Peru (Gil *et al.*, 1996).

The Middle Eocene teconic event which causes a sedimentary hiatus thoughout the Eastern Cordillera is better constrained (George *et al.*, 1997). It induced a general uplift of the Tunja-Bogotá plateau, where no sediments were deposited.

Finally, by the Middle Miocene, true Andean uplift of the Cordillera Oriental began. The eastern edge of the southern Cordillera Oriental underwent transpressional deformation. The lack of progressive unconformity in the Guayabo Formation shows that the foohills areas were typical undeformed foredeep basins in those times. During the late Miocene, transpressional deformation was mainly accomodated along steep inverted en-echelon faults (Guaicaramo, Tesalia and Altamira faults). Deformation of the Llanos foothills began in the Pliocene and is still active today.

Conclusions

Because the Quetame Massif crops out so well, the Chivor-Guavio area is perhaps the best place for understanding thick-skinned tectonics along the Borde Llanero. On a regional transect, we have identified basement-involved pop-ups and positive flower structures, which we attribute to right-lateral inversion of a large Early Cretaceous half-graben. This half-graben was at the eastern edge of a back-arc basin, now forming the Cordillera Oriental. Reactivation occurred mainly during the Andean orogeny (Middle Miocene to Recent) and it involved structures (thrusts and folds) inherited from Paleozoic tectonic events. Early Cretaceous normal faults were reactivated in transpression and some of them were reused as ramps during Andean thin-skinned tectonics. Reactivation of the steep basin-bounding Tesalia and Guaicaramo faults was responsible for thrusting of the Eastern Cordillera over the eastern foothills from the Pliocene onwards. Thus the southern part of the Borde Llanero can be regarded as a belt of right-lateral transpressional deformation.

REFERENCES

Baby, P., Rivadeneira, M., Dávila, C., Galarraga, M., Rosero, J., Vega, J. & Barragán, R., 1997. Estilo tectónico y etapas de deformación de la parte Norte de la cuenca oriente Ecuatoriana, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploración petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 288-302.

Bourgois, J., Calle, B., Tournon, J. & Toussaint, J. F., 1982. The andean ophiolitic megasutures on the Buga-Buenaventura traverse (western cordillera, Valle Colombia). Tectonophysics, v. 82, p. 207-229.

Bourgois, J., Toussaint, J. F., Gonzalez, H., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L. A., Acevedo, A. P., Parra, E. & Tournon, J., 1987. Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern south America (Colombian Andes). Tectonophysics, v. 143, p. 307-327.

Branquet, Y., Cheilletz, A., Giuliani, G., Laumonier, B. & Blanco, O., 1999a. Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits, *in* McCaffrey, K., Lonergan, L. & Wilkinson, J., eds., Fractures, fluid flow and mineralization, Geological Society Special Publication, London, v. 155, p. 183-195, in press.

Branquet, Y., Laumonier, B., Cheilletz, A. & Giuliani, G., 1999b. Emeralds in the Eastern Cordillera of Colombia: two tectonic settings for one mineralization. Geology, in press.

Bürgl, H., 1960. El Jurásico e Infracretáceo del Rio Batá, Boyacá. Serv. Geol. Nac., Bol. Geol., v. VI, p. 169-211.

Burke, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 16, p. 201-230.

Campbell, C. J. & Burgl, H., 1965. Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. Geological Society of America Bulletin, v. 76, p. 567-589.

Casero, P., Salel, J. & Rossato, A., 1997. Multidisiplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia), *in* VI Simposio Bolivariano, Exploración petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 100-118.

Cazier, E. C., Hayward, A. B., Espinosa, G., Velandia, J., Mugniot, J. & Leel, W. G., 1995. Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos basin foothills, Colombia. AAPG Bulletin, v. 79, no. 10, p. 1444-1463.

Cheilletz, A. & Giuliani, G., 1996. The genesis of Colombian emeralds: a restatement. Mineralium Deposita, v. 31, p. 359-364.

Cheilletz, A., Giuliani, G., Branquet, Y., Laumonier, B., Sanchez, A. J., Féraud, G. & Arhan, T., 1997. Datation K-Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 65±3 Ma des gisements d'émeraude du district de Chivor-Macanal: argument en faveur d'une déformation précoce dans la Cordillère Orientale de Colombie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), série II, v. 324, no. série II a, p. 369-377.

Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P. & Rudkiewicz, J.-L., 1990. Tectonic and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section, *in* Letouzey, J., ed., Petroleum and Tectonics in Mobile Belts, Technip, Paris, p. 80-100.

Cooper, M. A., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Penas, R., Pulham, A. J. & Taborda, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena valley, Colombia. AAPG Bulletin, v. 79, no. 10, p. 1421-1443.

Dahlstrom, C. O., 1969. Balanced cross-sections. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 743-757.

Daly, M. C., 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. Tectonics, v. 8, p. 769-790.

De Freitas, M. G., Françolin, J. B. L. & Cobbold, P. R., 1997. The structure of the axial zone of the Cordillera Oriental, Colombia, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploración petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 38-41.

Dengo, C. A. & Covey, M. C., 1993. Structure of Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 77, n°8, p. 1315-1337.

Fabre, A., 1987. Tectonique et génération d'hydrocarbures: un modèle de l'évolution de la Cordillère Orientale et du bassin des Llanos pendant le Crétacé et le Tertiaire. Archives des Sciences (Genève), v. 40, p. 145-190.

Galvis, J. & De La Espriella, R., 1987. La gran falla del Borde Llanero. Geologia Colombiana, v. 16, p. 105-110.

George, R. P., Pindell, J. L. & Cristancho, H., 1997. Eocene paleostructure of Colombia and implications for history of generation and migration of hydrocarbons, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploración petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 133-140.

Gil, W., Baby, P. & Paz, M., 1996. The continuum tectonic during the Cretaceous6paleocene times in the Andean North-Peruvian foreland basin (Maranon nasin), *in* Third International Symposium on Andean Geodynamics, 17-19/9/96, St Malo, France, p. 363-366.

Gonzalez, H., Nunez, A. & Paris, G., 1988. Mapa geologico de Colombia: Ingeominas, scale 1/1 500 000.

Harding, T. P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. AAPG Bulletin, v. 69, p. 582-600.

Hebrard, F., 1985. Les foot-hills de la Cordillère Orientale de la Colombie entre les rios Casanare et Cusiana. Evolution géodynamique depuis l'Eo-Crétacé. Thèse unpublished doctoral thesis, Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, 162 p.

ISA (Interconexión Eléctrica S.A.), 1975. Proyecto de Chivor, Primera Etapa, Contrato CH-001, Informe técnico No. 11, Geologia General, Vol. II. Empresa de Energia Eléctrica de Bogotá and INGETEC, Bogotá, Colombia, 60 plans.

Julivert, M., 1970. Cover and basement tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia and a comparison with other folded chains. Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3623-3646.

Laumonier, B., Branquet, Y., Lopès, B., Cheilletz, A., Giuliani, G. & Rueda, F., 1996. Mise en évidence d'une tectonique compressive Eocène-Oligocène dans l'Ouest de la Cordillère Orientale de Colombie, d'après la structure en duplex des gisements d'émeraude de Muzo et de Coscuez. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), v. 323, no. série II *a*, p. 705-712.

Letouzey, J., 1990. Fault reactivation, inversion and fold-and-thrust belts, *in* Letouzey, J., ed., Petroleum and tectonic in mobile belts, Editions Technips, Paris, p. 101-128.

Marcoux, J., Brun, J. P., Burg, J. P. & Ricou, L. E., 1987. Shear structures in anhydrite at the base of thrust sheets. Journal of structural geology, v. 9, p. 555-561.

McCourt, W. J., Aspden, J. A. & Brook, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. Journal of the Geological Society of London, v. 141, p. 831-845.

Mégard, F., 1987. Cordilleran Andes an Marginal Andes: A review of Andean geology North of the Arica elbow (18°S), *in* Monger, J. W. H. & Francheteau, J., eds., Circum-Pacific Orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin, Am. Geophys. Union, Geodynamic series, v. 18, p. 71-95.

Nalpas, T., 1994. Inversion des grabens du Sud de la mer du Nord. Thèse publiée dans les Mémoires de Géosciences-Rennes (N°71, 1996), Univ. Rennes, 245 p.

Pennington, W. D., 1981. Subduction of the eastern Panama basin of northwestern South America. Journal of Geophysical Research, v. 10, p. 10753-10770.

Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., Labrecque, J. & Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. Tectonophysics, v. 155, p. 121-138.

Pindell, J. L., George, R. P., Cristancho, J. & Higgs, R., 1997. Clarification of the Late Cretaceous-Paleogene Evolution of Colombia, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 129-132.

Pulham, A. J., Mitchell, A., MacDonald, D. & Daly, C., 1997. Reservoir modeling in the Cusiana field, Llanos foothills, Eastern Cordillera; Characterization of a deeply-buried, low porosity reservoir, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 198-216.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1987. The techniques of modern structural geology, Academic Press, 695 p.

Ravnas, R. & Steel, R. J., 1998. Architecture of marine rift-basin successions. AAPG Bulletin, v. 82, p. 110-146.

Restrepo-Pace, P. A., Colmenares, F., Higuera, C. & Mayorga, M., 1998. Fold and thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia: style, kinematics and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping, *in* 1998 AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, 8-11 Novembre 1998, p. 92-93.

Richard, P., 1990. Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle. Thèse publiée dans les Mémoires de Géosciences-Rennes (N°85, 1998), Univ. Rennes, 382 p.

Roeder, D. & Chamberlain, R. L., 1995. Eastern cordillera of Colombia:Jurassic-Neogene crustal evolution, *in* Tankard, A. J., Suarez, R. & Welsink, H. J., eds., Petroleum basins of South America, AAPG Memoir, v. 62, p. 633-645.

Sarmiento-Rojas, L.F. and Nieuwland, D.A. 1999. Map view restoration of transpressional thrust belts in the Northern Andes. Thrust Tectonics Conference, Royal Holloway, University of London, Abstracts, p. 325.

Sassi, W., Colletta, B., Balé, P. & Paquereau, T., 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. Tectonophysics, v. 226, p. 97-112.

Schamel, S., 1991. Middle and upper Magdalena basins, *in* Biddle, K. T., ed., Active margin basins, AAPG *memoir*, **vol. 52**, p. 283-303.

Stephan, J. F., Blanchet, R. & Mercier de Lepinay, B., 1986. Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola-Puerto Rico), interpreted as pseudosubductions induced by the East West shortening of the pericaribbean continental frame, *in* Wezel, F. C., ed., The origin of arcs, Elsevier, Amsterdam, p. 401-422.

Suarez, A. F., 1990. The basement of the eastern cordillera, Colombia: an allochtonous terrane in northwestern south America. Journal of South American Earth Sciences, v. 3, p. 141-151.

Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. American Jounal of Science, v. 283, p. 684-721.

Sylvester, A. G., 1988. Strike-slip faults. Geol. Soc. Am. Bull., v. 100, p. 1666-1703.

Toussaint, J. F., Botero, G. & Restrepo, J. L., 1978. Datacion K-Ar del batolito de Buga. Publ. Esp., Geol. U. Nac. Colombia, Medellin, v. 13, p. 1-3.

Ulloa, C. E., Camacho, R. & Ecsobar, R., 1975. Mapa geologíco del cuadrangulo K-12, Guateque, 1:1 000 000: Ingeominas.

Ulloa, C. E. & Rodriguez, E., 1979. Geología del cuandrangulo K-12, Guateque. Bol. Geol. Ingeominas, Bogotá, Colombia (1979), v. 22, no. 1, p. 3-55.

Vergara, L. E. & Rodriguez, G., 1997. The Upper Cretaceous and Lower Paleocene of the Eastern Bogota Plateau and Llanos Thustbelt, Colombia: alternative appraisal to the nomenclature and sequence stratigraphy. Geologia Colombiana, v. 22, p. 51-79.

Villamil, T., Restrepo, P. & Svela, K., 1997. Paleocene-Miocene paleogeographic evolution of Colombia, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 275-287.

Villamil, T., Restrepo, P. & Svela, K., 1998. Campanian-Oligocene depocenter evolution an tectonostratigraphic development of Northwestern South America, *in* 1998 AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, 8-11 Novembre 1998, p. 90-91.

Woodward, N. B., Boyer, S. E. & Suppe, J., 1989. Balanced geological cross-sections, American Geophysical Union Short Course in Geology, 132 p.

Conclusions générales

Les résultats de cette étude sont les suivants :

Les gisements d'émeraude de la zone occidentale...

- sont encaissés dans une séquence sédimentaire qui comprend de la base au sommet des calcaires dolomitiques d'âge Valanginien-Hauterivien, des lutites noires carbonatées d'âge Hauterivien et des lutites noires siliceuses d'âge Hauterivien-Barremien.

- sont des structures compressives formées le long d'accidents décrochants. Elles se développent préférentiellement à l'intersection de failles décrochantes senestres N30°E et N140°E où le blocage frontal d'une de ces failles occasionne du bourrage produisant un empilement tectonique d'écailles de calcaires dolomitiques et de lutites noires carbonatées (e.g. Coscuez, La Pava). Lorsque l'allochtonie des écailles est prononcée, les gisements correspondent à des duplex polyphasés (e.g. Muzo).

- La propagation de cette déformation est synchrone des circulations de saumures hydrothermales responsables de la minéralisation. Les chevauchements et les failles décrochantes impliquées dans la formation de ces gisements présentent un remplissage particulier de brèches hydrothermales polygéniques résultant de phénomènes de fluidisation (i.e. injection d'une pulpe) et de fracturation hydraulique. L'établissement de fortes pressions fluides est lié au rôle de barrière de faible perméabilité que joue le contact entre les lutites noires carbonatées et les lutites noires siliceuses.

- La formation des gisements a lieu pendant le développement d'une chaîne plissée sur la façade occidentale de l'actuelle cordillère orientale. Les âges absolus de formation des gisements indiquent que cette chaîne plissée est en voie de formation à la limite Eocène-Oligocène.

- L'étude structurale des gisements montre qu'une partie de la déformation lors du développement de cette chaîne plissée correspond à des rotations horaires de blocs plurikilométriques limités par des failles décrochantes senestres N30°E et N140°E. Ce motif de failles semble hérité de la structure du bassin d'arrière-arc de la cordillère orientale : l'accommodation du rétrécissement vers le Sud de ce bassin est sans doute responsable du développement de failles transverses N140°E relayant les failles normales N°30E.

Les gisements d'émeraude de la zone orientale...

- sont encaissés dans un ensemble de lutites noires, de calcaires et d'olistotromes constituant le sommet Berriasien supérieur de la formation Guavio.

- sont pour une grande majorité stratiformes et contrôlés par un niveau de brèche principal et par des albitites de couleur claire.

- Ces albitites comprennent des reliques de formations évaporitiques totalement transformées par la métasomatose alcaline. Ces faciès évaporitiques sont probablement des dolomicrites laminées à gypse ou anhydrite (chicken wire) déposées au début de Crétacé en milieu lagunaire ou de sabkha.

- La déformation syn-minéralisation enregistrée par ces gisements est extensive et localisée aux gisements. Elle résulte principalement de la dissolution dans le niveau de brèche principal provoquée par la circulation des saumures hydrothermales. Ce niveau de brèche principal devait probablement contenir des évaporites. Cette dissolution produit de l'effondrement au toit de ce niveau qui se comporte comme un détachement gravitaire de faible extension.

- Les gisements d'émeraude de la région de Chivor sont encaissés dans un niveau stratigraphique régional à émeraude et évaporite. Ce niveau est assimilable à une mégabrèche sédimentaire déposée lors d'un épisode de debris flow. Les évaporites et les calcaires y sont en partie resédimentés dans une matrice bréchique de lutites noires.

- Ce niveau est mis à l'affleurement par la tectonique andine qui parfois utilise ce niveau à émeraude et évaporites pour se propager.

- l'âge absolu de formation des gisements indique qu'un évènement tectonique régional a affecté la façade Est de la cordillère orientale à la limite Crétacé-Tertiaire. En effet, la déformation extensive associée au détachement gravitaire enregistrée par les gisements suggère que des blocs ont tilté à cette période. Néanmoins, la déformation dans les gisements est trop locale pour trancher sur l'origine de ce tilting. L'accommodation par le rejeu de failles normales au niveau d'un « foreland bulge » est pour l'instant une hypothèse aussi plausible que celles qui impliqueraient un tilting lors d'épisodes compressifs, transpressifs ou transtensifs.

Le Borde Llanero dans la région de Chivor et des foothills du Guavio...

- est une chaîne andine tranpressive dextre de direction générale N30°E.

- la transpression andine inverse les failles normales de la marge passive du Crétacé et réactive d'anciennes failles héritées des déformations paléozoïques.

- Cette déformation est typiquement « thick-skinned », les décollements tégumentaires dans la couverture sédimentaire apparaissant comme de l'accommodation de la tectonique de socle.

De nombreuses questions restent encore en suspens : l'origine des températures anormalement élevées qui sont enregistrées par les phases hydrothermales associées à l'émeraude, l'hydrodynamique du bassin cordillerain au cours du temps et les relations gisements d'émeraude-corps salifères de la Sabana de Bogotá s'inscrivent dans les perspectives de ce travail.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Alfonso, C. A., 1985. Los episodos evaporiticos de la formacion Rosa Blanca, *in* Etayo-Serna, F. & Laverde Montano, F., eds., Proyecto Cretacico, Ingeominas, Bogota, v. 16, p. XVI, 1-19.

Alvarez, J., 1981. Determinacion de la edad Rb/Sr en rocas del mazico de Garzon, cordillera oriental de Colombia. Geol. Norandina, v. 4, p. 31-38.

Arhan, T., 1993. Etude structurale des gisements à émeraude de la bordure Est de la Cordillère Orientale de Colombie. Thèse mémoire de DEA unpublished, 73 p, Institut National Polytechnique de Lorraine; Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy.

Aspden, J. A. & McCourt, W. J., 1986. Mesozoic Oceanic terrane in the central Andes of Colombia. Geology, v. 14, p. 415-418.

Aubouin, J., 1972. Chaînes liminaires (andines) et chaînes géosynclinales (alpines), *in* 24 th Int. Geol. Cong., Montreal, p. 438-461.

Baby, P., Rivadeneira, M., Davila, C., Galarraga, M., Rosero, J., Vega, J. & Barragan, R., 1997. Estilo tectonico y etapas de deformacion de la parte Norte de la cuenca oriente Ecuatoriana, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 288-302.

Baker, P. J., 1975. Proyecto de esmeraldas, informe tecnico final Naciones Unidas-Ingeominas: Ingeominas, COL-72/004, Bogota, 71 p.

Banks, D. A., Yardley, B. W. D., Giuliani, G., Cheilletz, A. & Rueda, F., 1995. Chemistry and source of the high temperature brines in the colombian eerald deposits, *in* Third Biennal SGA Meeting, Mineral deposits: from their origin to their environmental impacts, p. 557-560.

Barazangi, M. & Isacks, B. L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology, v. 4, p. 686-692.

Beus, A. A., 1979. Sodium-a geochemical indicator of emerald mineralization in the Cordillera Oriental, Colombia. Journal of Geochemical Exploration, v. II, p. 195-208.

Beus, A. A. & Mineev, D. A., 1972. Some geological and geochemical features of the Muzo-Coscuez emerald zone, Cordillera Oriental, Colombia: Informe Ingeominas, p. 1-50.

Boullier, A.-M. & Robert, F., 1992. Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Quebec, Canada. J. of Structural Geology, v. 14, p. 161-179.

Bourgois, J., Calle, B., Tournon, J. & Toussaint, J. F., 1982. The andean ophiolitic megasutures on the Buga-Buenaventura transverse (western cordillera, Valle Colombia). Tectonophysics, v. 82, p. 207-229.

Bourgois, J., Toussaint, J. F., Gonzalez, H., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L. A., Acevedo, A. P., Parra, E. & Tournon, J., 1987. Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern south America (Colombian andes). Tectonophysics, v. 143, p. 307-327.

Bourgois, J., Toussaint, J. F., Gonzalez, H., Orrego, A., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L. A., Pablo, A., Parra, E. & Tournon, J., 1985. Les ophiolites des Andes de Colombie: evolution structurale et signification géodynamique, *in* Geodynamique des Caraïbes, Paris, 5-8 Février, p. 475-493.

Branquet, Y., 1995. Etude structurale de la mine d'émeraude de Coscuez, Cordillère Orientale, Colombie. Thèse memoire DEA unpublished, 95 p, Institut National Polytechnique de Lorraine; Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy.

Branquet, Y., Cheilletz, A., Giuliani, G., Laumonier, B. & Blanco, O., 1999a. Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits, *in* McCaffrey, K., Lonergan, L. & Wilkinson, J., eds., Fractures, fluid flow and mineralization, Geological Society Special Publication, London, v. 155, p. 183-195, in press.

Branquet, Y., Laumonier, B., Cheilletz, A. & Giuliani, G., 1999b. Emeralds of the Eastern Cordillera of Colombia: Two tectonic settings for one mineralization. Geology, p. In press.

Bucher, K. & Frey, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer-Verlag, Berlin, 318 p.

Burgl, H., 1955. Condiciones geologicas de las minas de esmeraldas de Muzo, Boyaca: Ingeominas, Bogota.

Bürgl, H., 1960. El Jurasico e Infracretacéo del Rio Bata, Boyaca. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., v. VI, p. 169-211.

Burke, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 16, p. 201-230.

Campbell, C. J. & Burgl, H., 1965. Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. Geological Society of America Bulletin, v. 76, p. 567-589.

Cardozo, E. A. & Ramirez, C. J., 1985. Ambientes de depositos de la Formacopn Rosa Blanca: area de Villa de Leiva, *in* Etayo-Serna, F. & Laverde Montano, F., eds., Proyecto Cretacico, Ingeominas, Bogota, v. 16, p. XIII, 1-13.

Carslaw, J., 1986. Conduct of heat in solids, Oxford Science.

Casero, P., Salel, J. & Rossato, A., 1997. Multidisiplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia), *in* VI

Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 100-118.

Cazier, E. C., Hayward, A. B., Espinosa, G., Velandia, J., Mugniot, J. & Leel, W. G., 1995. Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos basin foothills, Colombia. AAPG Bulletin, v. 79, no. 10, p. 1444-1463.

Cheilletz, A., 1998. La géologie des gisements d'émeraude, *in* Giard, D., Giuliani, G., Cheilletz, A., Fritsch, E. & Gonthier, E., eds., L'Emeraude, Association Française de Gemmologie, p. 33-42.

Cheilletz, A., Féraud, G., Giuliani, G. & Rodriguez, C. T., 1994. Time-Pressure and Temperature Constraints on the Formation of Colombian Emeralds: An $^{40}Ar/^{39}Ar$ Laser Microprobe and Fluid Inclusion Study. Economic Geology, v. 89, p. 361-380.

Cheilletz, A. & Giuliani, G., 1996. The genesis of Colombian emeralds: a restatement. Mineralium Deposita, v. 31, p. 359-364.

Cheilletz, A. & Giuliani, G., 1997. Comment se forment les émeraudes. La recherche, v. 303, p. 48-52.

Cheilletz, A., Giuliani, G., Branquet, Y., Laumonier, B., Sanchez, A. J., Féraud, G. & Arhan, T., 1997. Datation K-Ar et $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 65±3 Ma des gisements d'émeraude de district de Chivor-Macanal: argument en faveur d'une déformation précoce dans la Cordillère Orientale de Colombie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), série II, v. 324, no. série II a, p. 369-377.

Chopin, C. & Schreyer, W., 1983. Magnesiocarpholite and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic biueschists and their preliminary phase relations in the model system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. American Journal of Science, v. 283A, p. 72-96.

Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P. & Rudkiewicz, J.-L., 1990. Tectonic and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section, *in* Letouzey, J., ed., Petroleum and Tectonics in Mobile Belts, Technip, Paris, p. 80-100.

Cooper, M. A., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Penas, R., Pulham, A. J. & Taborda, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena valley, Colombia. AAPG Bulletin, v. 79, no. 10, p. 1421-1443.

Cosgrove, J. W., 1993. The interplay between fluids, folds and thrusts during the deformation of a sedimentary succession. J. Struct. Geol., v. 15, p. 491-500.

Cosgrove, J. W., 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments, *in* Ameen, M. S., ed., Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis, Geologial Society Special Publication, London, v. 92, p. 187-196.

Cox, S. F., 1987. Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement paths. J. Struct. Geol., v. 9, p. 779-787.

Dahlstrom, C. O., 1969. Balanced cross-sections. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 743-757.

Daly, M. C., 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. Tectonics, v. 8, p. 769-790.

Dalziel, I. W. D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antartica-Australia as a conjuguate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. Geology, v. 19, p. 598-601.

Davidson, J. F. & Harrison, D., 1971. Fluidization: London, Academic Press, 847 p.

De Freitas, M. G., Françolin, J. B. L. & Cobbold, P. R., 1997. The structure of the axial zone of the Cordillera Oriental, Colombia, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 38-41.

De la Roche, H., 1974. Geochemical characters of the metamorphic domains: survival and testimony of their premetamorphic history. Sciences de la Terre, v. 19, n°2, p. 101-117.

De Roo, J. A. & Weber, K., 1992. Laminated veins and hydrothermal breccia as markers of low-angle faulting, Rhenish Massif, Germany. Tectonophysics, v. 208, p. 413-430.

De Urreiztieta, M., 1995. Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplaplano-Puna (27°S). Thèse publiée dans les Mémoires de Géosciences-Rennes (N°72, 1996), Univ. Rennes, 311 p.

Dengo, C. A. & Covey, M. C., 1993. Structure of Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. American association of petroleum geologists bulletin, v. 77, n°8, p. 1315-1337.

Diegel, F. A., 1988. The Rome formation décollement in the Mountain City window, Tennessee; A case for involvement of evaporites in the genesis of Max Meadows-type breccias, *in* Mitra, G. & Wotjal, S., eds., Geometries and mechanisms of thrusting with special reference to the Appalachians, Geological Society of America, Special Paper, v. 222, p. 137-164.

Diraison, M., 1997. Evolution Cénozoïque du Bassin de Magellan et Tectonique des Andes Australes. Thèse publiée dans les Mémoires de Géosciences-Rennes (N°85, 1998), Univ. Rennes, 333 p.

Dubois, M., 1994. Etude des inclusions fluides associées aux gisements d'émeraude de Colombie: CRPG/CNRS, Vandoeuvre, 47 p.

Dubois, M., 1998. Fluides saturés hétérogènes. Approche thermodynamique et conséquences sur le formation des inclusions fluides. Application aux gisements d'émeraude de Colombie: Université des Sciences et Technologies de Lille, 27 p.

Escovar, R., 1975. Geologia y geoquimica de las minas de esmeraldas de Gachala, Cundinamarca. Bol. Geol. Ingeominas, v. 22(3), p. 116-153.

Etayo, F., 1968. El sistema Cretaceo en la region de Villa de Leiva y zonas proximas. Revista de Geologia Colombiana, v. 5, p. 5-74.

Etayo-Serna, F. & Laverde Montaño, F., 1985. Proyecto Cretacico: Bogotá, Colombia, Publ. Geol. Esp. Ingeominas.

Etheridge, M. A., Wall, V. J. & Cox, S. F., 1984. High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. J. of Geophysical Research, v. 89, p. 4344-4358.

Etheridge, M. A., Wall, V. J. & Vernon, R. H., 1983. The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation. J. Metamorphic. Geol, v. 1, p. 205-226.

Fabre, A., 1987. Tectonique et génération d'hydrocarbures: un modèle de l'évolution de la Cordillère Orientale et du bassin des Llanos pendant le Crétacé et le Tertiaire. Archives des Sciences (Genève), v. 40, p. 145-190.

Fabre, A. & Delaloye, M., 1983. Intrusiones basicas cretacicas en las sedimentas de la parte central de la Cordillera Oriental. Geologia Norandina, v. 6, p. 19-28.

Feininger, T., 1982. Glaucophane schist in the Andes at Jambalo, Colombia. Canadian Mineralogist, v. 20, p. 41-47.

Forero, H. & Sarmiento, L., 1985. La facies evaporitica de la formacion Paja en la region de Villa de Leiva, *in* Etayo-Serna, F. & Laverde Montano, F., eds., Proyecto Cretacico, Ingeominas, Bogota, v. 16, p. XVII, 1-16.

Forero, H. O., 1987. Esmeraldas. Publicationes geologicas (Bogotá), v. 3, p. 557-605.

Fransolet, A.-M., 1978. Données nouvelles sur l'ottrélite d'Ottré, Belgique. Bull. Minéral, v. 101, p. 548-557.

Fyfe, W. S., 1985. Fluids, tectonics and crustal deformation. Tectonophysics, v. 119, p. 29-36.

Fyfe, W. S. & Kerrich, R., 1985. Fluids and thrusting. Chemical Geology, v. 49, p. 353-362.

Fyfe, W. S., Turner, F. J. & Verhoogen, J., 1958. Metamorphic reactions and metamorphic facies. Mem. Geol. Soc. America, v. 73, p. 1-259.

Galvis, J. & De La Espriella, R., 1987. La gran falla del Borde Llanero. Geologia Colombiana, v. 16, p. 105-110.

Ganseer, A., 1973. Facts and theories on the Andes. Journal of the Geological Society of London, v. 129, p. 93-131.

Gayer, R., Garven, G. & Rickard, D., 1998. Fluid migration and coal-rank development in foreland basins. Geology, v. 26, p. 679-682.

Ge, H. & Jackson, M. P. A., 1998. Physical modeling os structures formed by salt withdrawal: implications for deformation caused by salt dissolution. AAPG Bulletin, v. 82, n°2, p. 228-250.

George, R. P., Pindell, J. L. & Cristancho, H., 1997. Eocene paleostructure of Colombia and implications for history of generation and migration of hydrocarbons, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 133-140.

Giard, D., Giuliani, G., Cheilletz, A., Fritsch, E. & Gonthier, E., 1998. L'émeraude, connaissances actuelles et prospectives, Association Française de Gemmologie, p. 235.

Gil, W., Baby, P. & Paz, M., 1996. The continuum tectonic during the Cretaceous6paleocene times in the Andean North-Peruvian foreland basin (Maranon nasin), *in* Third International Symposium on Andean Geodynamics, 17-19/9/96, St Malo, France, p. 363-366.

Giuliani, G., 1997. Genèse des gisements d'émeraude du Brésil et de Colombie. Thèse Unpublished habilitation thesis, INPL, CRPG-CNRS, 147 p.

Giuliani, G., Cheilletz, A., Arboleda, C., Carrillo, V., Rueda, F. & Baker, J. H., 1995. An evaporitic origin of the parent brines of Colombian emerald: fluid inclusion and sulphur isotope evidence. European Journal of Mineralogy, v. 7, p. 151-165.

Giuliani, G., Cheilletz, A., Dubessy, J. & Rodriguez, C. T., 1993. Emerald deposits from Colombia: Chemical composition of fluid inclusions and origin, *in* 8 TH IAGOD Symposium, Ottawa, Canada, p. 159-168.

Giuliani, G., Cheilletz, A., France-Lanord, C. & Rueda, F., 1996a. The role of organic matter in high temperature hydrothermal regimes, *in* Third International Symposium on Andean Geodynamics, 17-19/9/96, St Malo, France, p. 683-686.

Giuliani, G., Cheilletz, A. & Rueda, F., 1996b. La formation des gisements d'émeraude de Colombie. ORSTOM Actualités, v. 50, p. 17-24.

Giuliani, G., Cheilletz, A., Zimmermann, J., Ribeiro-Althoff, A. M., France-Lanord, C. & Féraud, G., 1997a. Les gisements d'émeraude du Brésil: genèse et typologie. Chronique de la Recherche Minière, v. 526, p. 17-60.

Giuliani, G., France-Lanord, C., Coget, P., Schwarz, D., Cheilletz, A., Branquet, Y., Giard, D., Martin-Izard, A., Alexandrov, P. & Piat, D. H., 1998. Oxygen isotope systematics of emerald: relevance for its origin and geological significance. Mineralium Deposita, v. 33, p. 513-519.

Giuliani, G., France-Lanord, C., Zimmermann, J. L., Cheilletz, A., Arboleda, C., Charoy, B., Coget, P., Fontan, F. & Giard, D., 1997b. Fluid composition, dD of channel H_2O, and $d^{18}O$ of lattice oxygen in beryls: genetic implications for Brazilain, Colombian, and Afghanistani emerald deposits. International Geology Review, v. 39, p. 400-424.

Giuliani, G., Rodriguez, C. T. & Rueda, F., 1990. Les gisements d'émeraude de la Cordillère Orientale de la Colombie: Nouvelles données métallogéniques. Mineralium Deposita, v. 25, p. 105-111.

Giuliani, G., Sheppard, S. M. F., Cheilletz, A. & Rodriguez, C., 1992. Contribution de l'étude des phases fluides et de la géochimie isotopique $^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$ à la genèse des gisements d'émeraude de la Cordillère Orientale de la Colombie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), série II, v. 314, no. série II, p. 269-274.

Goldsmith, R., 1971. Radiometric ages in the Santander massif, eastern cordillera, colombian Andes. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, v. 750D, p. D44-D49.

Gonzalez, H., Nunez, A. & Paris, G., 1988. Mapa geologico de Colombia: Ingeominas, scale 1/1 500 000.

Gueirard, S., 1962. A propos du chloritoïde du massif des Maures (Var). Bull. Soc. Franc. Minér. Crist., v. 85, p. 180-187.

Guerrero, J. & Carrillo, G., 1997. Actualizacion cartografica de unidades litoestratigraficas encajantes de mineralizaciones esmeraldiferas en el cinturon occidental de la cordillera oriental, Colombia: Bogota, Mineralco S. A.

Guerrero, R. J., 1988. Infore final del estudio geologico y geoquimico de la mina de esmeraldas El Toro, Gachala (Cundinamarca), 84 p.

Guerrero, R. J. & Villanueva, A. G., 1986. Cartografia geologica y propecvion geoquimica en la ina de esmeraldas "El Indio", Muzo, Boyaca Universidad Nacional Bogota, 114 p.

Guiraud, M. & Séguret, M., 1987. Soft-sediment microfaulting related to compaction within the fluvio-deltaic infill of the Soria strike-slip basin (northern Spain), *in* Jones, M. E. & Preston, R. M. F., eds., Deformation of sediments and sedimentary rocks, Geological Society of London, Special Publication, v. 29, p. 123-136.

Halferdahl, L. B., 1961. Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability, and occurrence. Journal of Petrology, v. 2, p. 49-135.

Hall, M. L., Ramirez, I. B., Hernandez, E. S. & Bueno, J. A., 1976. Mineralogia y geoquimica de la vetas esmeraldiferas de Muzo, Departamento de Boyaca con implicacciones en la prospection futura de esmeraldas en otras partes de Colombia. Bogota, Informe de Colciencias, 326 p.

Handford, C. R., 1981. Coastal sabkha and salt pan deposition of the lower clear fork formation (Permian), Texas. J. Sed. Petr., v. 51, p. 761-778.

Harding, T. P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. AAPG Bulletin, v. 69, p. 582-600.

Hebrard, F., 1985. Les foot-hills de la Cordillère Orientale de la Colombie entre les rios Casanare et Cusiana. Evolution géodynamique depuis l'Eo-Crétacé. Thèse unpublished doctoral thesis, Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, 162 p.

Henderson, J. R., Henderson, M. N. & Wright, T. O., 1990. Water-sill hypothesis for the origin of certain veins in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada. Geology, v. 18, p. 654-657.

Hubbert, M. K. & Rubey, W. W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. Geological Society of America Bulletin, v. 70, p. 115-166.

Hussain, M. & Warren, J. K., 1989. Nodular and enterolithic gypsum: the"sabkha-tization" of Salt Flat playa, west Texas. Sedim. geol., v. 64, p. 13-24.

Huyghe-Buissart, A. & Mansuy, J. L., 1995. Sur l'importance de deux évènements sédimentaires du Viséen moyen et supérieur de l'Avesnois (Nord de la France). C. R. Acad. Sci. Paris, v. 321, série II a, p. 967-974.

ISA, 1975. Proyecto de Chivor, informe tecnico, Geologia General vol.11: Empressa de Energia Electrica De Bogota (INGETEC).

Jébrak, M., 1992. Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. Chronique de la recherche minière, v. 506, p. 25-35.

Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. Ore Geology Review, v. 12, p. 111-134.

Jones, P. B., 1995. Geodynamic evolution of the eastern Andes, Colombia-An alternative hypothesis, *in* Tankard, A. J., Suarez, R. & Welsink, H. J., eds., Petroleum basins of South America, AAPG Memoir, v. 62, p. 647-658.

Julivert, M., 1970. Cover and basement tectonics in the Cordillera Oriental of Colombia and a comparison with other folded chains. Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3623-3646.

Kozlowski, A., Metz, P. & Jaramillo, H. A. E., 1988. Emeralds from Somondoco, Colombia: chemical composition,, fluid inclusions and origin. N. Jarhb. Mineral Abh., v. 159, p. 22-49.

Kroonenberg, S. A., 1982. Grenvillian granulite belt in the colombian Andes and its relation to the Guiana shield. Geologie en Mijnbouw, v. 82, p. 325-333.

Kyle, R. J., 1991. Evaporites, evaporitic processes and ineral resources, *in* Melvin, J. L., ed., Evaporites, Petroleum and Mineral Resources, Elsevier, Amsterdam, v. Developments in Sedimentology 50, p. 477-533.

Kyle, R. J. & Posey, H. H., 1991. Halokinesis, cap rock development and salt dome mineral resources, *in* Melvin, J. L., ed., Evaporites, Petroleum and Mineral Resources, Elsevier, Amsterdam, v. Developments in Sedimentology 50, p. 413-474.

Laumonier, B., Branquet, Y., Lopès, B., Cheilletz, A., Giuliani, G. & Rueda, F., 1996. Mise en évidence d'une tectonique compressive Eocène-Oligocène dans l'Ouest de la Cordillère Orientale de Colombie, d'après la structure en duplex des gisements d'émeraude de Muzo et de Coscuez. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), v. 323, no. série II *a*, p. 705-712.

Laznicka, P., 1998. Breccias and coarse fragmentites, petrology, environments, associations, ores, Developments in Economic geology.

Le Corre, C., 1969. Sur une paragenese a chloritoïde dans les schistes de l'ordovicien oyen des synclinaux du Sud de Rennes (Massif Aroricain). Bill. Soc. Géol. Mineral. Bretagne, v. 1, p. 33-44.

Letouzey, J., 1990. Fault reactivation, inversion and fold-and -thrust belts, *in* Letouzey, J., ed., Petroleum and tectonic in mobile belts, Editions Technips, Paris, p. 101-128.

Lopes, B., 1995. Etude structurale des mines d'émeraude de Muzo, Cordillère Orientale de Colombie. Thèse mémoire de D.E.A non publié, 80 p, Institut National Polytechnique de Lorraine; Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy.

Lowe, D. R., 1975. Water Escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology, v. 22, p. 157-204.

Lowenstein, T. K., 1987. Evaporite depositional fabrics in the deeply buried Jurassic Buckner Formation, Alabama. J. Sed. Petr., v. 1, p. 108-116.

Macellari, C. E., 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. Journal of South American Earth Science, v. 1, p. 373-418.

Marcoux, J., Brun, J. P., Burg, J. P. & Ricou, L. E., 1987. Shear structures in anhydrite at the base of thrust sheets. Journal of structural geology, v. 9, p. 555-561.

Maruejol, P., 1989. Metasomatose alcaline et minéralisations uranifères: les albitites du gisement de Lagoa Real (Bresil). Thèse , Memoires Geologie et Geochimie des Matières Premières et Energétiques, n°18, CREGU, INPL, 428 p.

Mathur, K. B., 1971. Spouted beds, *in* Davidson, J. F. & Harrison, D., eds., Fluidization, Academic press, London, p. 711-749.

McCaig, A. M., 1988. Deep fluid circulation in fault zones. Geology, v. 16, p. 867-870.

McCallum, M. E., 1985. Experimental evidence for fluidization processes in breccia pipe formation. Economic Geology, v. 80, p. 1523-1543.

McClay, K. R., 1993. Glossary of thrust tectonics terms, *in* McClay, K. R., ed., Thrust tectonics, Chapman & Hall, p. 419-433.

McCourt, W. J., Aspden, J. A. & Brook, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. Journal of the Geological Society of London, v. 141, p. 831-845.

McLaughlin, D. H. J., 1972. Evaporite deposits of Bogota area, Cordillera Oriental, Colombia. AAPG Bulletin, v. 56, p. 2240-2259.

McLaughlin, D. H. j. & Arce, M., 1971. Recursos minerales de parte de los departamentos de Cundimarca, Boyaca y Meta. Bol. Geol. Ingeominas, v. 19(1), p. 1-102.

Medina, L. F., 1970. Consideraciones sobre la genesis de los yacimientos esmeraldiferos de Muzo, *in* II Congr. Colombiano de Minas, Manizalès.

Mégard, F., 1984. Andine (Chaîne), Encyclopedia Universalis, Paris, p. 80-84.

Mégard, F., 1987. Cordilleran Andes an Marginal Andes: A review of Andean geology North of the Arica elbow (18°S), *in* Monger, J. W. H. & Francheteau, J., eds., Circum-Pacific Orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin, Am. Geophys. Union, Geodynamic series, v. 18, p. 71-95.

Mendoza Parada, J. E., 1996. Anotaciones geoquímicas para exploración de esmeraldas en la región Muzo-Coscuez con base en la relación Na/K y elementos traza. Geología Colombiana, v. 21, p. 89-98.

Michot, J., 1954. Genèse du chloritoide en milieu statique. Ann. Soc. Géol. Belgique, v. 78, p. M3-M54.

Montgomery, S., 1992. Petroleum potential of upper and middle Magdalena basins, Colombia, part 2: plate tectonics, reservoirs, source rocks and field histories, *in* Cheney, T. & Cain, D., eds., Petroleum Frontiers, Petroleum Information Corporation, v. 9, n°3.

Moreno, J. M. & Concha, E. A., 1993. Nuevas manifestaciones igneas basicas en el flanco occidental de la Cordillera Oriental, Colombia. Geologia Colombiana, v. 18, p. 143-150.

Murphy, F. C., 1984. Fluidized breccias: a record of brittle transitions during ductile deformation. Tectonophysics, v. 104, p. 325-349.

Nalpas, T., 1994. Inversion des grabens du Sud de la mer du Nord. Thèse publiée dans les Mémoires de Géosciences-Rennes (N°71, 1996), Univ. Rennes, 245 p.

Nürnberg, D. & Müller, D., 1991. The tectonic evolution of South Atlantic from Late Jurassic to Present. Tectonophysics, v. 191, p. 27-53.

Ogujiofor, I. J. & Kellogg, J. N., 1984. North andean subduction and obduction. EOS, v. 65, p. 1108.

Oppenheim, V., 1948. The Muzo emerald zone, Colombia, S. A. Economic Geology, v. XLIII, no. 1, p. 31-38.

Orrego, L. A., Cepeda, H. V. & Rodriguez, S. G. I., 1980. Esquistos glaucofanicos en el area de Jambalo, Cauca (Colombia). Geologia Norandina, v. 1, p. 5-10.

Ottaway, T. L., Wicks, F. J., Bryndzia, L. T., Kyser, T. K. & Spooner, E. T. C., 1994. Formation of the Muzo hydrothermal emerald deposits in Colombia. Nature, v. 369, p. 552-554.

Pardo-Casas, F. & Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous times. Tectonics, v. 6, p. 233-248.

Passalacqua, H., Fernandez, F., Gou, Y. & Roure, F., 1995. Crustal architecture and strain partitioning in the eastern venezuelan ranges, *in* Tankard, A. J., Suarez, S. & Welsink, H. J., eds., Petroleum basins of south America, AAPG Memoir, v. 62, p. 667-679.

Passhier, C. W. & Trouw, R. A. J., 1996. Micro-tectonics, Springer, 289 p.

Pennington, W. D., 1981. Subduction of the eastern Panama basin of northwestern South America. Journal of Geophysical Research, v. 10, p. 10753-10770.

Peryt, T. M. & Kovalevich, V. M., 1997. Association od redeposited salt breccias ans potash evaporites in the Lower Miocene of Stenyk (carpathian foredeep, West Ukraine. J. Sed. Research, v. 67, n°5, p. 913-922.

Peryt, T. M., Orti, F. & Rosell, L., 1993. Sulfate platform-basin transition of the lower Werra anhydrite (Zechstein, Upper Permain), Western Poland: facies and petrography. J. Sed. Research, v. 63, n°4, p. 646-658.

Petit, J. P. & Laville, E., 1987. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone, *in* Jones, M. E. & Preston, R. M. F., eds., Deformation of sediments and sedimentary rocks, Geological Society of London, Special Publication, v. 29, p. 107-121.

Phillips, W. J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralisation. Journal of the Geological Society of London, v. 128, p. 337-359.

Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., Labrecque, J. & Haxby, W., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. Tectonophysics, v. 155, p. 121-138.

Pindell, J. L., George, R. P., Cristancho, J. & Higgs, R., 1997. Clarification of the Late Cretaceous-Paleogene Evolution of Colombia, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 129-132.

Pindell, J. L. & Tabbutt, K. D., 1995. Mesozoic-Cenozoic paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems, *in* Tankard, A. J., Suarez, S. & Welsink, H. J., eds., Petroleum basins of south America, AAPG Memoir, v. 62, p. 101-128.

Pogue, J. E. & Evantson, P. D., 1916. The Emerald Deposits of Muzo, Colombia: *in* : Compilacion de los estudios geologicos oficials en Colombia (1993), vol.13, Instituto de Investigaciones en geosciences, Mineria y Quimica, Bogota, 412 p.

Price, N. J., 1975. Fluids in the crust. Science Progress, v. 62, p. 59-87.

Price, N. J. & Cosgrove, J. W., 1990. Analysis of geological structures, Cambridge University Press, 502 p.

Priem, H. N., 1982. Geochronology of the Precambrian in the Amazonas region of southeastern Colombia (western Guiana shield). Geologie en Mijnbouw, v. 61, p. 229-241.

Pulham, A. J., Mitchell, A., MacDonald, D. & Daly, C., 1997. Reservoir modeling in the Cusiana field, Llanos foothills, Eastern Cordillera; Characterization of a deeply-buried, low porosity reservoir, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 198-216.

Ramsay, J. G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature, v. 284, p. 135-139.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1987. The techniques of modern structural geology, Academic Press, 695 p.

Ravnas, R. & Steel, R. J., 1998. Architecture of marine rift-basin successions. AAPG Bulletin, v. 82, p. 110-146.

Restrepo, H., 1959. Reconocimiento de las minas de esmeraldas de Muzo. Bol. Geol., v. VII, p. 61-84.

Restrepo, J. J. & Toussaint, J. F., 1973. obduction Cretacea en el occidente Colombiano (informe preliminar): Publ. Esp. Fac. Minas.

Restrepo-Pace, P. A., Colmenares, F., Higuera, C. & Mayorga, M., 1998. Fold and thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia: style, kinematics and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping, *in* 1998 AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, 8-11 Novembre 1998, p. 92-93.

Reynolds, D. L., 1954. Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. American Journal of Science, v. 252, p. 577-614.

Richard, P., 1990. Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle. Thèse publiée dans les Mémoires de Géosciences-Rennes (N°85, 1998), Univ. Rennes, 382 p.

Richardson, J. F., 1971. Insipient fluidization and particulate systems, *in* Davidson, J. F. & Harrison, D., eds., Fluidization, Academic press, London, p. 26-64.

Rodriguez, E. E. & Ulloa, C. E., 1994. Plancha 189-La Palma, 1/100 000: Ingeominas.

Roeder, D. & Chamberlain, R. L., 1995. Eastern cordillera of Colombia:Jurassic-Neogene crustal evolution, *in* Tankard, A. J., Suarez, R. & Welsink, H. J., eds., Petroleum basins of South America, AAPG Memoir, v. 62, p. 633-645.

Rouchy, J. M., Groessens, E. & Laumondais, A., 1993. Dislocation des formations évaporitiques par la tectonique et la dissolution: le modèle des évaporites dinantiennes du domaine varisque franco-belge. Bull. Soc. géol. France, v. 164, n°1, p. 39-50.

Royan, J. C., 1998. Mise en évidence et caractérisation géochimique de l'auréole d'altération hydrothermale du gisement d'émeraude deChivor (Colombie). Thèse , Mémoire de DEA, Institut National Polytechnique de Lorraine, CRPG-CNRS, 100 p.

Royden, L. H., 1993. The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics, v. 12, p. 303-325.

Russo, R. M. & Silver, P. G., 1994. Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seimic anisotropy. Science, v. 263, p. 1105-1111.

Russo, R. M. & Silver, P. G., 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and Wilson cycle. Geology, v. 24, p. 511-514.

Sagon, J. P., 1965. A propos du chloritoïde dans les schistes dévoniens du bassin de Châteaulin (région d'Uzel, Saint-Gilles-du-Vieux-Marché, Côtes-du-Nord). C. R. Som. Soc. Géol. France, v. 8, p. 169-270.

Sassi, W., Colletta, B., Balé, P. & Paquereau, T., 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. Tectonophysics, v. 226, p. 97-112.

Schamel, S., 1991a. Middle and Upper Magdalena basins, *in* Biddle, K. T., ed., Active margin basins, AAPG *memoir*, v. 52, p. 283-303.

Schamel, S., 1991b. Middle and upper Magdalena basins, *in* Biddle, K. T., ed., Active margin basins, AAPG *memoir*, vol. 52, p. 283-303.

Scheibe, R., 1916. Informe geologíco sobre las minas de esmeraldas de Muzo, Compilacíon de los estudios geologícos oficiales en Colombia, Ingeominas, Bogotá, 1933, v. 1, p. 169-198.

Scheibe, R., 1922. Informe sobre las esmeraldas de Nemocón, Compilacíon de los estudios geologícos oficiales en Colombia,, Ingeominas, Bogotá, 1933, v. 1, p. 223-228.

Schlager, W. & Bolz, H., 1977. Clastic accumulation of sulphate evaporites in deep water. J. Sed. Petrology, v. 47, n°2, p. 600-609.

Schwarz, D., 1987. Esmeraldas-Inclusoes em gemas: Impresa Universitaria UFOP, Oura Preto, 450 p.

Shearman, D. J. & Fuller, J. G., 1969. Anhydrite diagenesis, calcitization, and organic laminites, winnipegosis formation, Middle Devonian, Saskatchewan. Bull. Can. Petroleum. Geol., v. 17, p. 496-525.

Shirley, K., 1998. Ocean Floor Mapped from Space, AAPG Explorer, Octobre 98, p. 20-23.

Sibson, R. H., 1985. Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. Nature, v. 316, p. 248-251.

Sibson, R. H., 1986. Brecciation Processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing. Pure and Applied Geophysics, v. 124, p. 159-175.

Sibson, R. H., 1987. Earthquake rupturing as an hydrothermal agent. Geology, v. 15, p. 701-704.

Sibson, R. H., 1990a. Conditions for fault-valve behaviour, *in* Knipe, R. J. & Rutter, E. H., eds., Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, Geological Society, London, Special Publications, v. 54, p. 12-28.

Sibson, R. H., 1990b. Faulting and fluid flow, *in* Nesbitt, B. E., ed., Short course on fluids in tectonically active regime of the continental crust, Mineralogical Association of Canada, Vancouver, may 1990, p. 93-132.

Sibson, R. H., 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potebtial for fluid redistribution through fault-valve action, *in* Buchanan, J. G. & Buchanan, P. G., eds., Basin Inversion, Geological Society Special Publication, London, v. 88, p. 3-19.

Sibson, R. H., Robert, F. & Poulsen, K. H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling and mesothermal gold-quart deposits. Geology, v. 16, p. 551-555.

Smith, D. B., 1968. Foundered strata, collapse-breccias and subsidence features of the English Zechstein, *in* Geology of saline deposits, Hanover, Unesco, Earth Sciences 7, p. 255-269.

Stephan, J. F., 1982. Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisiméto (Vénézuéla). Thèse , Univ. Paris VI, 512 p.

Stephan, J. F., Blanchet, R. & Mercier de Lepinay, B., 1986. Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola-Puerto Rico), interpreted as pseudosubductions induced by the East West shortening of the pericaribbean continental frame, *in* Wezel, F. C., ed., The origin of arcs, Elsevier, Amsterdam, p. 401-422.

Suarez, A. F., 1990. The basement of the eastern cordillera, Colombia: an allochtonous terrane in northwestern south America. Journal of South American Earth Sciences, v. 3, p. 141-151.

Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. American Jounal of Science, v. 283, p. 684-721.

Swennen, R., Viaene, W. & Cornelissen, C., 1990. Petrography and geochemistry of the Belle Roche breccia (lower Visean, Belgium): evidence for brecciation by evaporite dissolution. Sedimentology, v. 37, p. 859-878.

Sylvester, A. G., 1988. Strike-slip faults. Geol. Soc. Am. Bull., v. 100, p. 1666-1703.

Tchegliakova, N., 1997. Analisis micropaleontologicos, region de Otanche-Coscuez-Penas Blancas: unpublished report, Minerales de Colombia S.A., Bogotá.

Thery, J. M., 1985. Nouvelles données de l'Ordovicien Colombien, implications régionales, *in* Geodynamique des Caraïbes, Paris, 5-8 Février, p. 495-503.

Theye, T., Seidel, E. & Vidal, O., 1992. Carpholite, sudoite, and chloritoid in low-grade high-pressure metapelites from Crete and the Peloponnese, Greece. Eur. J. Mineral, v. 4, p. 487-507.

Toussaint, J. F., Botero, G. & Restrepo, J. L., 1978. Datacion K-Ar del batolito de Buga. Publ. Esp., Geol. U. Nac. Colombia, Medellin, v. 13, p. 1-3.

Ulloa, C., 1980. Ambiente geologico de los yacimientos esmeraldiferos en Colombia. Bol. Soc. Geol. Peru, v. 65, p. 157-170.

Ulloa, C. E., Camacho, R. & Ecsobar, R., 1975. Mapa geologíco del cuadrangulo K-12, Guateque, 1:1 000 000: Ingeominas.

Ulloa, C. E. & Rodriguez, E., 1979. Geología del cuandrangulo K-12, Guateque. Bol. Geol. Ingeominas, Bogotá, Colombia (1979), v. 22, no. 1, p. 3-55.

Urai, J. L., Williams, P. F. & Van Roermund, H. L. M., 1991. Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. J. Struct. Geol., v. 13, p. 823-836.

Vergara, L. E. & Rodriguez, G., 1997. The Upper Cretaceous and Lower Paleocene of the Eastern Bogota Plateau and Llanos Thustbelt, Colombia: alternative appraisal to the nomenclature and sequence stratigraphy. Geologia Colombiana, v. 22, p. 51-79.

Villamil, T., Restrepo, P. & Svela, K., 1997. Paleocene-Miocene paleogeographic evolution of Colombia, *in* VI Simposio Bolivariano, Exploracion Petrolera en las cuencas subandinas, Cartagena, Colombia, 14-17 Septembre, 1997, p. 275-287.

Villamil, T., Restrepo, P. & Svela, K., 1998. Campanian-Oligocene depocenter evolution an tectonostratigraphic development of Northwestern South America, *in* 1998 AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Brazil, 8-11 Novembre 1998, p. 90-91.

Walker, J. K., Moulds, T. N., Zentilli, M. & Feigenson, M. D., 1991. Spatial and temporal variations in volcanics of the andean central volcanic zone (26° to 28° S), *in* Harmon, R. S. & Rapela, C. W., eds., Geological Society of America Special Papers, v. 265, p. 139-155.

Warren, J. K., 1991. Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporative settings; sabkhas ans salinas, mudflats and salterns, *in* Melvin, J. L., ed., Evaporites, Petroleum and Mineral Resources, Elsevier, v. Developments in Sedimentology, 50, p. 69-187.

Warren, J. K. & Kendall, G. C. S. C., 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subareal) and salina (subaqueous) setting-modern and ancient. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., v. 69, p. 1013-1023.

West, I. M., Ali, Y. A. & Hilmy, M. E., 1979. Primary gypsum nodules in a modern sabkha of the Mediterranean coast of Egypt. Geology, v. 7, p. 354-358.

Williams, P. F. & Urai, J. L., 1989. Curved vein fibres-an alternative explanation. Tectonophysics, v. 158, p. 311-333.

Wilson, C. J. N., 1980. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental approach. Journal of volcanology and geothermal research, v. 8, p. 231-249.

Winkler, H. G. F., 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer-Verlag, New York.

Wohletz, K. H. & Sheridan, M. F., 1979. A model of pyroclastic surge, Geological Society, America, Special Publications, v. 180, p. 177-194.

Wolfe, J. A., 1980. Fluidization versus phreatomagmatic explosions in breccia pipes. Economic Geology, v. 75, p. 1102-1109.

Wood, B. J. & Walther, J. V., 1986. Fluid flow during metamorphism and its implication for fluid-rock ratios, *in* Walther, J. V. & Wood, B. J., eds., Fluid-Rock Interactions During Metamorphism, Springer-Verlag, New York, p. 89-108.

Wood, G. V. & Wolfe, M. J., 1969. Sabkha cycles in the Arab/Darb Formation of the Trucial Coast of Arabia. Sedimentology, v. 12, p. 165-191.

Woodward, N. B., Boyer, S. E. & Suppe, J., 1989. Balanced geological cross-sections, American Geophysical Union Short Course in Geology, 132 p.

Zen, E.-A. & Albee, A. L., 1964. Coexistent of muscovite and paragonite in pelitic schists. Am. Mineral., v. 49, p. 904-925.

ANNEXE 1

Analyses géochimiques ICP-ICPMS des roches des gisements d'émeraude de la zone occidentale

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

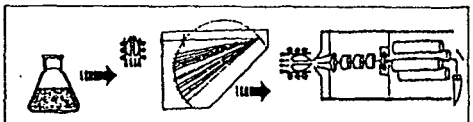
Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72021
CRPG # q9507069
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 9

Emission - ICP

SiO2 %	16.39
Al2O3	6.49
Fe2O3	6.18
MnO	0.24
MgO	10.91
CaO	24.15
Na2O	1.63
K2O	1.14
TiO2	0.04
P2O5	0.28
Perte au feu / Loss on ignition	32.39
Total	99.84
Sc ppm	19.8



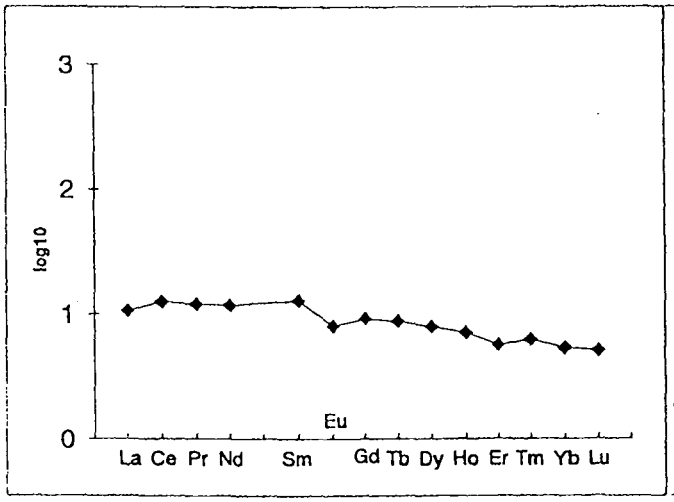
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	9.86	In	0.06	U	1.18
Ba	23.9	La	2.62	V	91.6
Be	2.21	Lu	0.13	W	0.42
Bi	0.21	Mo	0.87	Y	11.6
Cd	1.44	Nb	0.5	Yb	0.882
Ce	8.01	Nd	5.61	Zn	80.1
Co	19.9	Ni	48.4	Zr	16.1
Cr	40.4	Pb	12.5		
Cs	0.37	Pr	1.16		-
Cu	83.1	Rb	44.3		-
Dy	2.013	Sb	4.75		-
Er	0.942	Sm	1.96		-
Eu	0.471	Sn	13.7		
Ga	10.3	Sr	98.8		
Gd	1.891	Ta	0.06		
Ge	0.5	Tb	0.327		
Hf	0.37	Th	1.34		
Ho	0.402	Tm	0.16		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI — ppm



La	2.62
Ce	8.01
Pr	1.16
Nd	5.61
Sm	1.96
Eu	0.471
Gd	1.891
Tb	0.327
Dy	2.013
Ho	0.402
Er	0.942
Tm	0.16
Yb	0.882
Lu	0.13

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

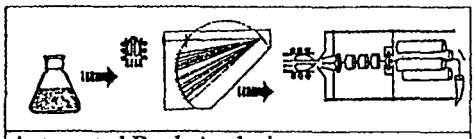
Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72020
CRPG # q9507068
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 8

Emission - ICP

SiO2 %	16.63
Al2O3	5.65
Fe2O3	1.46
MnO	0.26
MgO	12.78
CaO	25
Na2O	1.7
K2O	0.75
TiO2	0.14
P2O5	0.33
Perte au feu / Loss on ignition	35.3
Total	100
Sc ppm	18.7



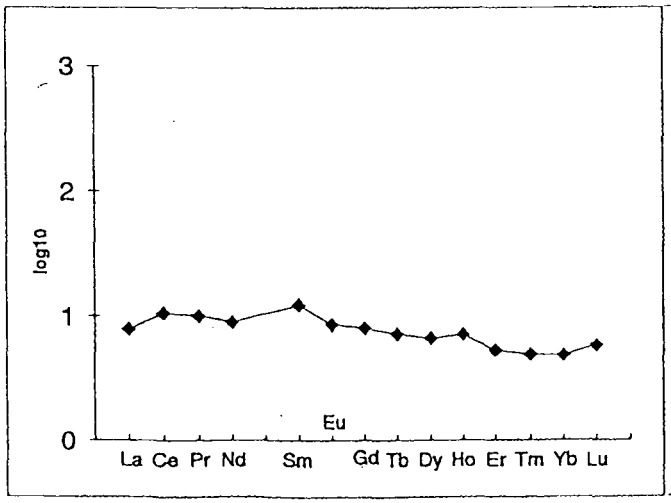
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	5.1	In	0.06	U	1.29
Ba	31.1	La	1.919	V	64.1
Be	1.46	Lu	0.147	W	0.57
Bi	0.2	Mo	1.2	Y	10.9
Cd	0.91	Nb	3.24	Yb	0.797
Ce	6.64	Nd	4.249	Zn	80.9
Co	4.16	Ni	24.6	Zr	37.8
Cr	29.9	Pb	4.16		
Cs	0.56	Pr	0.97		-
Cu	67.4	Rb	33.0		-
Dy	1.681	Sb	2.62		-
Er	0.865	Sm	1.88		-
Eu	0.494	Sn	5.76		
Ga	7.13	Sr	98.6		
Gd	1.634	Ta	0.28		
Ge	0.49	Tb	0.268		
Hf	0.9	Th	2.14		
Ho	0.401	Tm	0.125		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



	ppm
La	1.919
Ce	6.64
Pr	0.97
Nd	4.249
Sm	1.88
Eu	0.494
Gd	1.634
Tb	0.268
Dy	1.681
Ho	0.401
Er	0.865
Tm	0.125
Yb	0.797
Lu	0.147

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

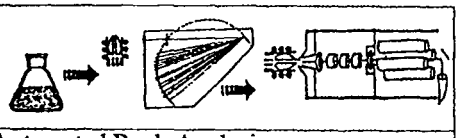
CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72019
CRPG # q9507067
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 7

Emission - ICP	
SiO2 %	65.82
Al2O3	18.58
Fe2O3	0.1
MnO	traces
MgO	traces
CaO	0.13
Na2O	11.13
K2O	traces
TiO2	1.09
P2O5	0.15
Perte au feu / Loss on ignition	2.87
Total	99.88
Sc ppm	1.1



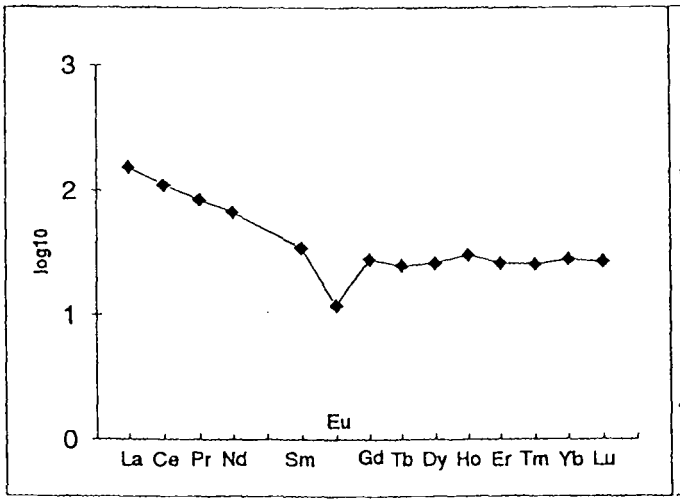
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	4.8	In	0.04	U	3.0
Ba	3.22	La	37.16	V	49.9
Be	1.77	Lu	0.68	W	3.81
Bi	0.38	Mo	15.7	Y	48.4
Cd	0.43	Nb	21.8	Yb	4.6
Ce	70.67	Nd	31.89	Zn	8.21
Co	0.5	Ni	7.69	Zr	348
Cr	56.8	Pb	3.98		
Cs	0.28	Pr	8.12		-
Cu	92.5	Rb	2.05		-
Dy	6.6	Sb	6.48		-
Er	4.35	Sm	5.32		-
Eu	0.69	Sn	11.1		
Ga	19.3	Sr	42.1		
Gd	5.67	Ta	1.97		
Ge	2.19	Tb	0.94		
Hf	10.2	Th	10.9		
Ho	1.73	Tm	0.65		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



ppm	
La	37.16
Ce	70.67
Pr	8.12
Nd	31.89
Sm	5.32
Eu	0.69
Gd	5.67
Tb	0.94
Dy	6.6
Ho	1.73
Er	4.35
Tm	0.65
Yb	4.6
Lu	0.68

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

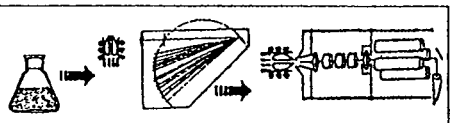
Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72018
CRPG # q9507066
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 6

Emission - ICP

SiO2 %	62.1
Al2O3	21.5
Fe2O3	0.29
MnO	traces
MgO	0.27
CaO	traces
Na2O	0.88
K2O	4.81
TiO2	0.83
P2O5	0.13
Perte au feu / Loss on ignition	8.95
Total	99.76
Sc ppm	5.1



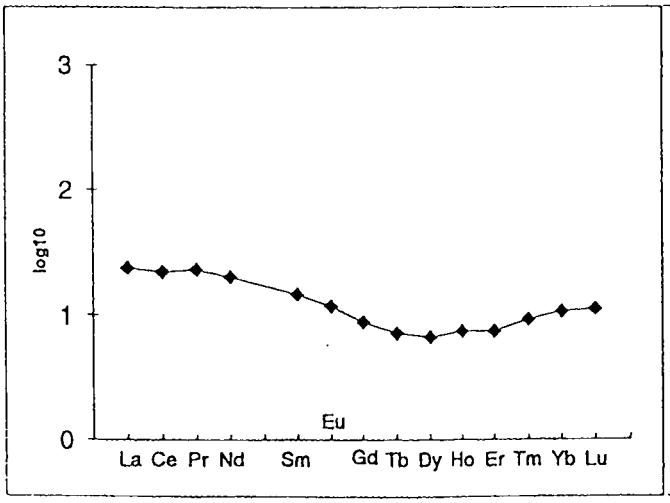
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	3.43	In	0.05	U	5.0
Ba	891	La	5.8	V	722
Be	1.5	Lu	0.28	W	2.62
Bi	0.47	Mo	46.3	Y	12.0
Cd	0.38	Nb	14.9	Yb	1.76
Ce	14.1	Nd	9.47	Zn	10.9
Co	0.72	Ni	11.0	Zr	165
Cr	152	Pb	8.28		
Cs	5.77	Pr	2.2		-
Cu	108	Rb	198		-
Dy	1.684	Sb	25.5		-
Er	1.234	Sm	2.25		-
Eu	0.69	Sn	18.5		
Ga	28.1	Sr	98.2		
Gd	1.785	Ta	1.22		
Ge	2.08	Tb	0.268		
Hf	4.72	Th	4.56		
Ho	0.42	Tm	0.233		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI ppm



La	5.8
Ce	14.1
Pr	2.2
Nd	9.47
Sm	2.25
Eu	0.69
Gd	1.785
Tb	0.268
Dy	1.684
Ho	0.42
Er	1.234
Tm	0.233
Yb	1.76
Lu	0.28

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

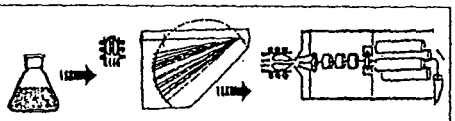
Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72017
CRPG # q9507065
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 5

Emission - ICP

SiO2 %	38.59
Al2O3	7
Fe2O3	7.87
MnO	0.05
MgO	0.47
CaO	22.39
Na2O	4.01
K2O	0.04
TiO2	0.27
P2O5	0.29
Perte au feu / Loss on ignition	18.74
Total	99.71
Sc ppm	16



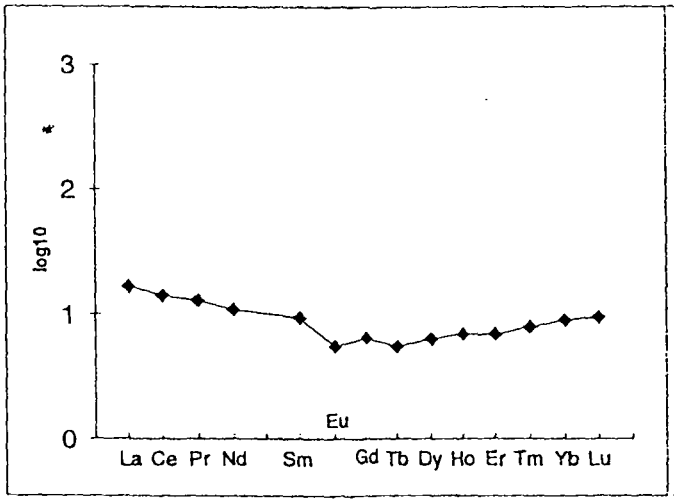
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	8.45	In	0.03	U	3.24
Ba	133	La	4.07	V	34.0
Be	0.31	Lu	0.243	W	0.93
Bi	0.19	Mo	1.01	Y	12.2
Cd	1.01	Nb	5.68	Yb	1.485
Ce	8.98	Nd	5.2	Zn	49.9
Co	21.9	Ni	46.7	Zr	124
Cr	19.8	Pb	4.85		
Cs	0.44	Pr	1.24		-
Cu	70.5	Rb	4.28		-
Dy	1.62	Sb	2.65		-
Er	1.144	Sm	1.449		-
Eu	0.326	Sn	5.44		
Ga	6.37	Sr	30.9		
Gd	1.332	Ta	0.51		
Ge	0.54	Tb	0.208		
Hf	2.93	Th	4.62		
Ho	0.39	Tm	0.203		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



	ppm
La	4.07
Ce	8.98
Pr	1.24
Nd	5.2
Sm	1.449
Eu	0.326
Gd	1.332
Tb	0.208
Dy	1.62
Ho	0.39
Er	1.144
Tm	0.203
Yb	1.485
Lu	0.243

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

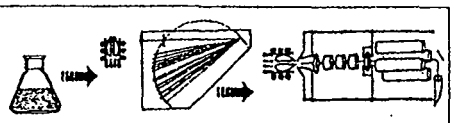
CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72016
CRPG # q9507064
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 4

Emission - ICP	
SiO2 %	29.91
Al2O3	8.09
Fe2O3	1.42
MnO	0.12
MgO	6.57
CaO	22.47
Na2O	4.77
K2O	traces
TiO2	0.41
P2O5	0.29
Perte au feu / Loss on ignition	25.86
Total	99.91
	-
Sc ppm	15.8



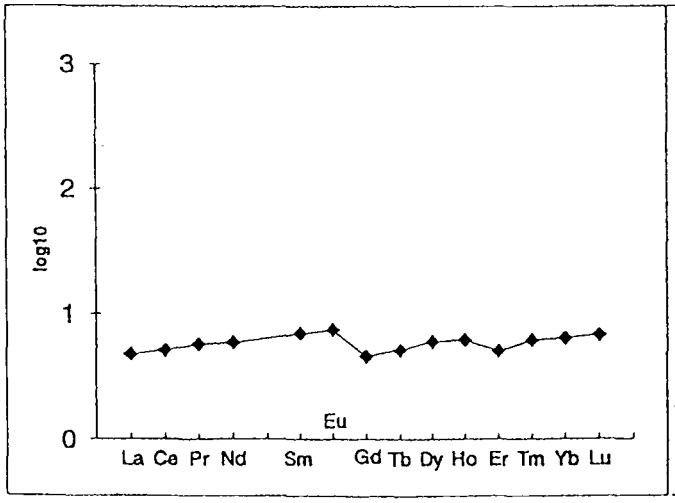
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	0.69	In	0.02	U	3.28
Ba	3.63	La	1.165	V	34.5
Be	traces	Lu	0.173	W	1.48
Bi	0.31	Mo	1.78	Y	11.4
Cd	0.89	Nb	9.27	Yb	1.067
Ce	3.308	Nd	2.807	Zn	80.7
Co	0.76	Ni	11.2	Zr	91.1
Cr	30.2	Pb	5.77		
Cs	0.32	Pr	0.552		-
Cu	50.3	Rb	2.39		-
Dy	1.54	Sb	4.85		-
Er	0.841	Sm	1.082		-
Eu	0.433	Sn	7.94		
Ga	10.3	Sr	44.5		
Gd	0.939	Ta	0.83		
Ge	0.77	Tb	0.194		
Hf	2.3	Th	8.06		
Ho	0.349	Tm	0.158		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



ppm	
La	1.165
Ce	3.308
Pr	0.552
Nd	2.807
Sm	1.082
Eu	0.433
Gd	0.939
Tb	0.194
Dy	1.54
Ho	0.349
Er	0.841
Tm	0.158
Yb	1.067
Lu	0.173

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

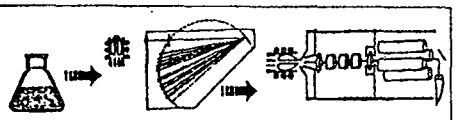
Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72015
CRPG # q9507063
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 3

Emission - ICP

SiO2 %	21.31
Al2O3	4.78
Fe2O3	3.23
MnO	0.22
MgO	11.45
CaO	22.28
Na2O	2.72
K2O	traces
TiO2	0.2
P2O5	0.41
Perte au feu / Loss on ignition	33.33
Total	99.93
Sc ppm	18.2



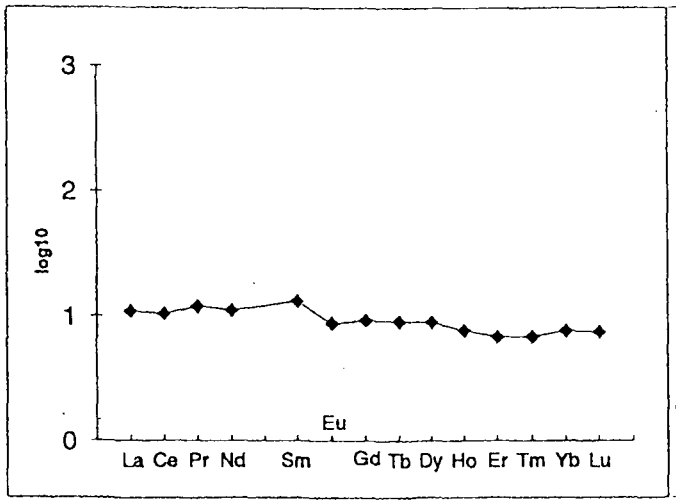
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	4.0	In	0.03	U	1.43
Ba	16.5	La	2.64	V	52.2
Be	0.03	Lu	0.19	W	1.04
Bi	0.22	Mo	2.14	Y	13.3
Cd	0.45	Nb	3.38	Yb	1.26
Ce	6.62	Nd	5.32	Zn	42.4
Co	1.39	Ni	16.1	Zr	48.0
Cr	14.3	Pb	13.4		
Cs	0.33	Pr	1.15		-
Cu	32.9	Rb	3.5		-
Dy	2.265	Sb	2.63		-
Er	1.133	Sm	2.04		-
Eu	0.504	Sn	5.16		
Ga	5.29	Sr	160		
Gd	1.881	Ta	0.29		
Ge	0.55	Tb	0.338		
Hf	1.2	Th	1.66		
Ho	0.431	Tm	0.174		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



ppm	
La	2.64
Ce	6.62
Pr	1.15
Nd	5.32
Sm	2.04
Eu	0.504
Gd	1.881
Tb	0.338
Dy	2.265
Ho	0.431
Er	1.133
Tm	0.174
Yb	1.26
Lu	0.19

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

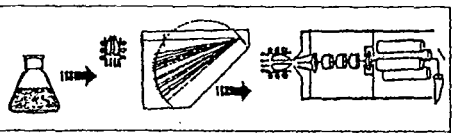
Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72014
CRPG # q9507062
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 2

Emission - ICP

SiO2 %	64.35
Al2O3	21.35
Fe2O3	0.29
MnO	traces
MgO	0.15
CaO	0.17
Na2O	7.07
K2O	2.26
TiO2	1.01
P2O5	0.15
Perte au feu / Loss on ignition	3.06
Total	99.86
Sc ppm	5.1



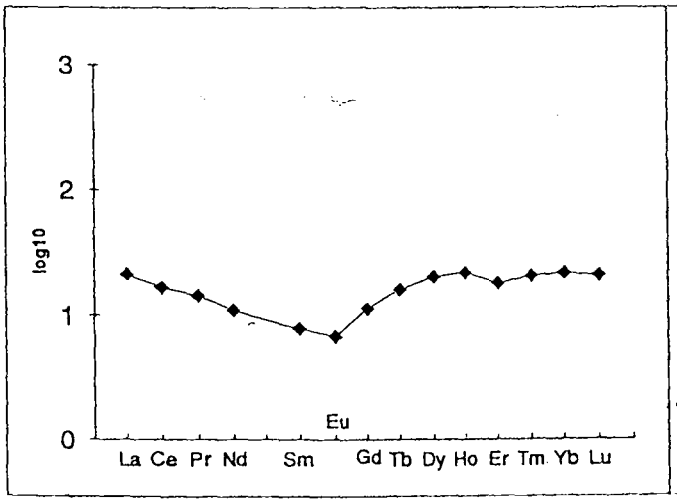
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	3.37	In	0.06	U	4.53
Ba	124	La	5.18	V	430
Be	3.55	Lu	0.53	W	3.23
Bi	2.62	Mo	4.47	Y	34.5
Cd	0.51	Nb	20.0	Yb	3.58
Ce	10.69	Nd	5.15	Zn	13.8
Co	0.4	Ni	8.46	Zr	176
Cr	133	Pb	16.4		
Cs	1.59	Pr	1.38		-
Cu	33.1	Rb	85.1		-
Dy	5.1	Sb	28.1		-
Er	2.96	Sm	1.207		-
Eu	0.39	Sn	13.4		
Ga	27.7	Sr	47.8		
Gd	2.32	Ta	1.6		
Ge	2.28	Tb	0.6		
Hf	4.78	Th	4.48		
Ho	1.23	Tm	0.53		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



ppm

La	5.18
Ce	10.69
Pr	1.38
Nd	5.15
Sm	1.207
Eu	0.39
Gd	2.32
Tb	0.6
Dy	5.1
Ho	1.23
Er	2.96
Tm	0.53
Yb	3.58
Lu	0.53

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

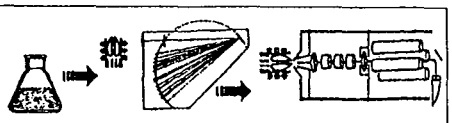
Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 19*07*95

Analyse # 71951
CRPG # q9507044
Demandeur: GIULIANI-BRANQUET
Echantillon# AMA

Emission - ICP

SiO2 %	38.97
Al2O3	7.69
Fe2O3	1.05
MnO	0.09
MgO	0.36
CaO	25.37
Na2O	4.32
K2O	traces
TiO2	0.4
P2O5	0.35
Perte au feu / Loss on ignition	21.22
Total	99.82
Sc ppm	14.3



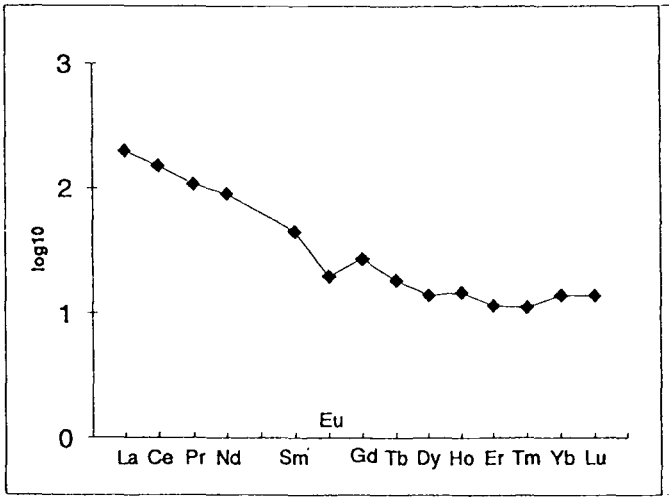
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	8.81	In	0.03	U	2.98
Ba	4.54	La	48.73	V	41.5
Be	1.19	Lu	0.35	W	1.26
Bi	0.18	Mo	0.61	Y	22.6
Cd	0.26	Nb	9.1	Yb	2.29
Ce	96.07	Nd	42.61	Zn	25.8
Co	6.74	Ni	17.6	Zr	103
Cr	23.3	Pb	2.97		
Cs	0.17	Pr	10.36		-
Cu	120	Rb	1.36		-
Dy	3.55	Sb	4.37		-
Er	1.89	Sm	6.85		-
Eu	1.14	Sn	5.79		
Ga	10.1	Sr	81.4		
Gd	5.6	Ta	0.83		
Ge	0.92	Tb	0.69		
Hf	2.77	Th	12.4		
Ho	0.83	Tm	0.28		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



ppm	
La	48.73
Ce	96.07
Pr	10.36
Nd	42.61
Sm	6.85
Eu	1.14
Gd	5.6
Tb	0.69
Dy	3.55
Ho	0.83
Er	1.89
Tm	0.28
Yb	2.29
Lu	0.35

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

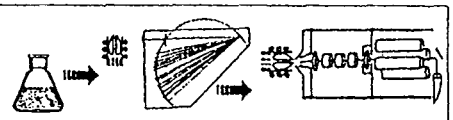
Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 19*07*95

Analyse # 71953
CRPG # q9507046
Demandeur: GIULIANI-BRANQUET
Echantillon# 205.1-1

Emission - ICP

SiO2 %	62.63
Al2O3	18.17
Fe2O3	3.47
MnO	traces
MgO	0.06
CaO	0.65
Na2O	10.57
K2O	0.03
TiO2	0.69
P2O5	0.4
Perte au feu / Loss on ignition	3.08
Total	99.75
Sc ppm	4.5



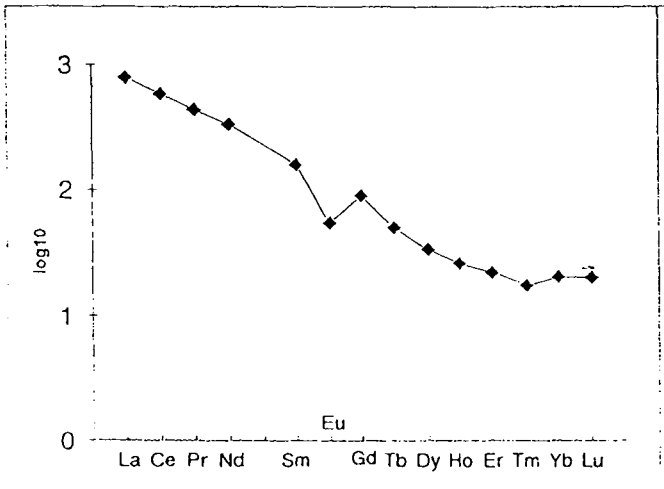
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	22.8	In	0.04	U	3.74
Ba	11.2	La	191.9	V	70.1
Be	1.44	Lu	0.51	W	2.09
Bi	0.39	Mo	1.75	Y	44.9
Cd	0.11	Nb	13.4	Yb	3.35
Ce	370.7	Nd	158.3	Zn	16.0
Co	14.4	Ni	58.4	Zr	151
Cr	41.2	Pb	9.38		
Cs	0.19	Pr	42.13		-
Cu	88.2	Rb	3.23		-
Dy	8.54	Sb	18.1		-
Er	3.7	Sm	24.57		-
Eu	3.18	Sn	12.5		
Ga	25.1	Sr	30.5		
Gd	18.33	Ta	1.19		
Ge	1.97	Tb	1.89		
Hf	4.14	Th	25.7		
Ho	1.5	Tm	0.45		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



ppm	
La	191.9
Ce	370.7
Pr	42.13
Nd	158.3
Sm	24.57
Eu	3.18
Gd	18.33
Tb	1.89
Dy	8.54
Ho	1.5
Er	3.7
Tm	0.45
Yb	3.35
Lu	0.51

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

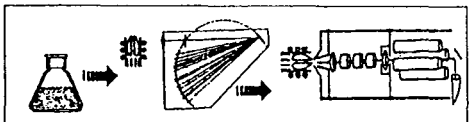
CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 19*07*95

Analyse # 71952
CRPG # q9507045
Demandeur: GIULIANI-BRANQUET
Echantillon# 115-7

Emission - ICP	
SiO2 %	64.7
Al2O3	21.6
Fe2O3	0.32
MnO	traces
MgO	0.14
CaO	0.07
Na2O	1.84
K2O	1.78
TiO2	0.7
P2O5	0.15
Perte au feu / Loss on ignition	8.48
Total	99.78
Sc ppm	6.3



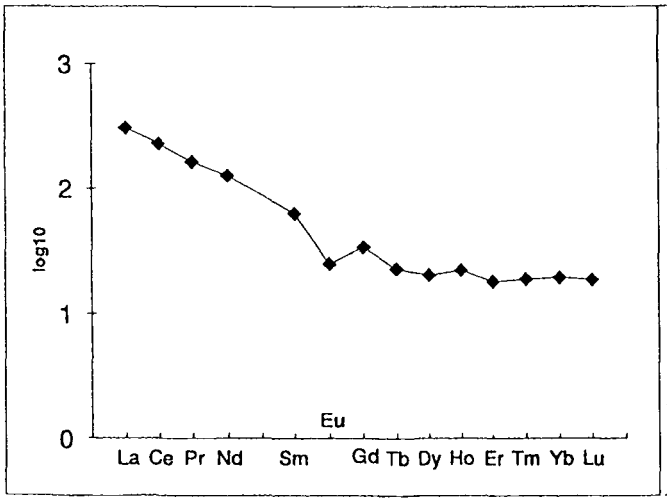
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	3.53	In	0.06	U	3.86
Ba	475	La	74.92	V	567
Be	2.79	Lu	0.48	W	2.29
Bi	0.96	Mo	38.6	Y	31.2
Cd	0.39	Nb	18.3	Yb	3.22
Ce	145.3	Nd	59.84	Zn	9.87
Co	0.41	Ni	40.1	Zr	96.4
Cr	87.8	Pb	12.3		
Cs	8.14	Pr	15.65		-
Cu	72.8	Rb	112		-
Dy	5.21	Sb	21.8		-
Er	2.98	Sm	9.71		-
Eu	1.45	Sn	26.2		
Ga	28.5	Sr	104		
Gd	7.0	Ta	1.73		
Ge	2.87	Tb	0.86		
Hf	2.99	Th	26.5		
Ho	1.26	Tm	0.48		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI — ppm



La	74.92
Ce	145.3
Pr	15.65
Nd	59.84
Sm	9.71
Eu	1.45
Gd	7.0
Tb	0.86
Dy	5.21
Ho	1.26
Er	2.98
Tm	0.48
Yb	3.22
Lu	0.48

- ANNEXE 5 -

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

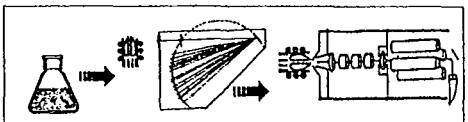
CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72007
CRPG # q9507049
Demandeur: GIULIANI-BRANQUET
Echantillon# 205-2

Emission - ICP	
SiO2 %	12
Al2O3	2.56
Fe2O3	3.56
MnO	0.68
MgO	15
CaO	25.88
Na2O	1.39
K2O	traces
TiO2	0.05
P2O5	0.32
Perte au feu / Loss on ignition	38.7
Total	100.14
Sc ppm	18.8



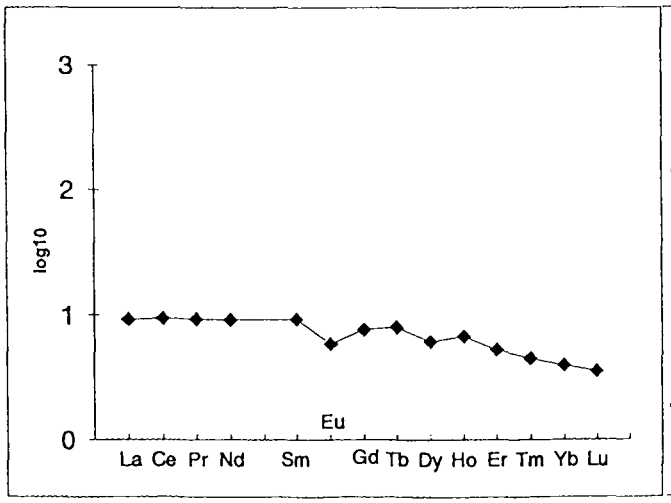
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	1.3	In	0.03	U	0.3
Ba	2.58	La	2.225	V	40.3
Be	0.18	Lu	0.09	W	0.42
Bi	0.07	Mo	0.38	Y	12.2
Cd	0.15	Nb	1.3	Yb	0.653
Ce	5.994	Nd	4.306	Zn	10.2
Co	1.73	Ni	11.4	Zr	19.1
Cr	12.9	Pb	2.61		
Cs	0.18	Pr	0.889		-
Cu	11.6	Rb	1.32		-
Dy	1.543	Sb	0.44		-
Er	0.868	Sm	1.403		-
Eu	0.339	Sn	1.96		
Ga	3.32	Sr	105		
Gd	1.563	Ta	0.13		
Ge	0.15	Tb	0.295		
Hf	0.54	Th	1.28		
Ho	0.378	Tm	0.114		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



	ppm
La	2.225
Ce	5.994
Pr	0.889
Nd	4.306
Sm	1.403
Eu	0.339
Gd	1.563
Tb	0.295
Dy	1.543
Ho	0.378
Er	0.868
Tm	0.114
Yb	0.653
Lu	0.09

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

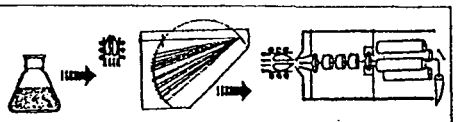
Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72022
CRPG # q9507070
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 10

Emission - ICP

SiO2 %	39.35
Al2O3	11.72
Fe2O3	18.15
MnO	traces
MgO	2.91
CaO	4.68
Na2O	7.04
K2O	traces
TiO2	0.17
P2O5	0.23
Perte au feu / Loss on ignition	15.59
Total	99.85
Sc ppm	7



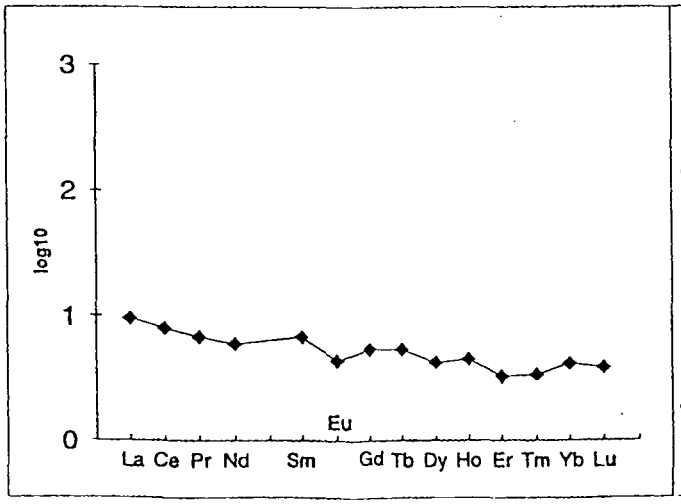
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	226	In	0.05	U	0.99
Ba	5.88	La	2.334	V	36.1
Be	0.31	Lu	0.097	W	1.19
Bi	0.06	Mo	27.2	Y	6.49
Cd	0.57	Nb	3.38	Yb	0.682
Ce	5.042	Nd	2.785	Zn	10.0
Co	45.0	Ni	313	Zr	35.2
Cr	28.5	Pb	3.57		
Cs	0.35	Pr	0.654		-
Cu	277	Rb	2.39		-
Dy	1.057	Sb	7.48		-
Er	0.545	Sm	1.044		-
Eu	0.255	Sn	8.7		
Ga	8.62	Sr	27.9		
Gd	1.106	Ta	0.29		
Ge	1.52	Tb	0.2		
Hf	0.89	Th	2.73		
Ho	0.254	Tm	0.086		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



	ppm
La	2.334
Ce	5.042
Pr	0.654
Nd	2.785
Sm	1.044
Eu	0.255
Gd	1.106
Tb	0.2
Dy	1.057
Ho	0.254
Er	0.545
Tm	0.086
Yb	0.682
Lu	0.097

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

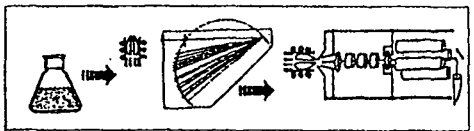
CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 26*07*95

Analyse # 72024
CRPG # q9507072
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 12

Emission - ICP

SiO2 %	66.77
Al2O3	21.19
Fe2O3	0.31
MnO	traces
MgO	0.27
CaO	traces
Na2O	0.56
K2O	5.34
TiO2	0.84
P2O5	0.14
Perte au feu / Loss on ignition	4.41
Total	99.83
Sc ppm	6



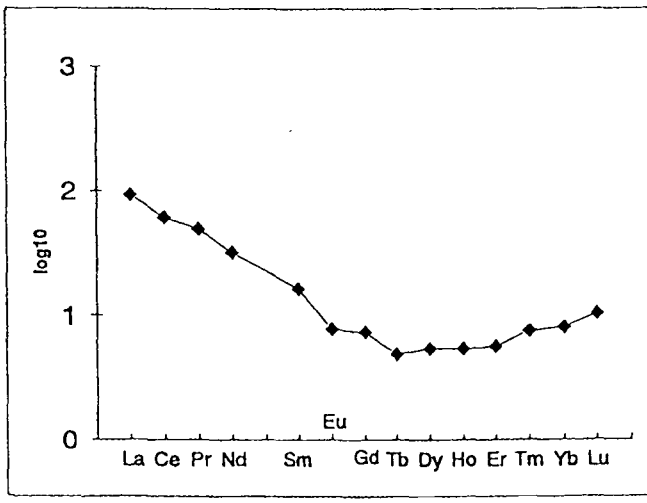
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	1.25	In	0.04	U	3.94
Ba	498	La	22.68	V	383
Be	2.06	Lu	0.26	W	2.07
Bi	1.82	Mo	2.4	Y	8.11
Cd	0.18	Nb	15.8	Yb	1.332
Ce	38.98	Nd	15.15	Zn	5.6
Co	0.16	Ni	8.43	Zr	139
Cr	81.8	Pb	5.98		
Cs	3.9	Pr	4.76		-
Cu	99.9	Rb	175		-
Dy	1.377	Sb	10.3		-
Er	0.925	Sm	2.51		-
Eu	0.448	Sn	10.6		
Ga	27.9	Sr	46.4		
Gd	1.486	Ta	1.3		
Ge	2.24	Tb	0.182		
Hf	3.86	Th	9.48		
Ho	0.302	Tm	0.193		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



ppm

La	22.68
Ce	38.98
Pr	4.76
Nd	15.15
Sm	2.51
Eu	0.448
Gd	1.486
Tb	0.182
Dy	1.377
Ho	0.302
Er	0.925
Tm	0.193
Yb	1.332
Lu	0.26

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Spectrochimie - Service d'Analyses des Roches du CNRS

CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

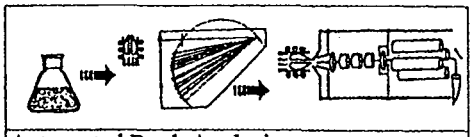
Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr

Date: 26*07*95

Analyse # 72025
CRPG # q9507073
Demandeur: GIULIANI-LOPES
Echantillon# 13

Emission - ICP

SiO2 %	42.97
Al2O3	12.03
Fe2O3	0.42
MnO	0.07
MgO	2.78
CaO	17.08
Na2O	5.48
K2O	0.81
TiO2	0.43
P2O5	0.33
Perte au feu / Loss on ignition	16.83
Total	99.23
Sc ppm	12.5



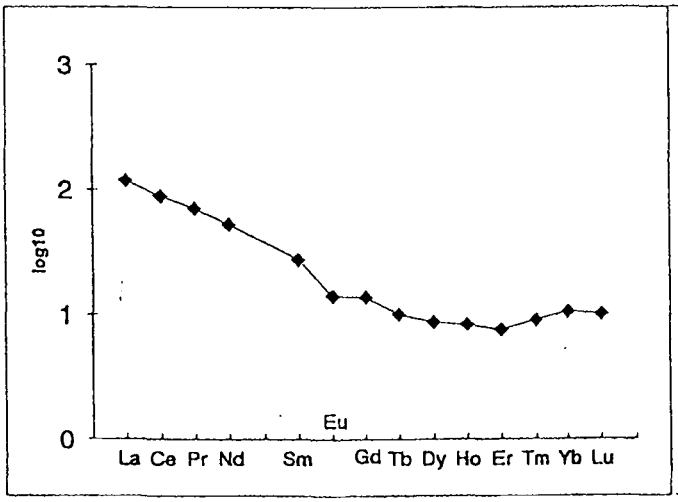
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO2 and HNO3 dissolution.
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
As	0.51	In	0.02	U	10.5
Ba	19.2	La	28.75	V	44.6
Be	traces	Lu	0.26	W	0.8
Bi	0.08	Mo	2.52	Y	14.0
Cd	0.51	Nb	7.42	Yb	1.74
Ce	55.93	Nd	24.84	Zn	50.2
Co	0.24	Ni	12.0	Zr	109
Cr	29.3	Pb	3.36		
Cs	0.45	Pr	6.72		-
Cu	64.5	Rb	17.4		-
Dy	2.204	Sb	3.36		-
Er	1.253	Sm	4.27		-
Eu	0.82	Sn	7.84		
Ga	11.5	Sr	55.2		
Gd	2.8	Ta	0.65		
Ge	1.19	Tb	0.373		
Hf	2.81	Th	6.3		
Ho	0.467	Tm	0.231		

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



ppm	
La	28.75
Ce	55.93
Pr	6.72
Nd	24.84
Sm	4.27
Eu	0.82
Gd	2.8
Tb	0.373
Dy	2.204
Ho	0.467
Er	1.253
Tm	0.231
Yb	1.74
Lu	0.26

ANNEXE 2

Détermination micro-paléontologiques coupe de la Quebrada Buri-Buri (Tchegliakova, 1997)

MUESTRA : Ca- RB-04

EDAD : Cretácico Inferior (Valanginiano)

BIOZONA : Indeterminada

MICROFAUNA : Globuligerina caucasia Gorb. & Por.
Globuligerina cf. gulekhensis Gorb. & Por.
Marssonella sp.
Trocholina aptica (Leup.)

MINERALES : Caliza

AMBIENTE : Plataforma interna

MUESTRA : PB-V-03

EDAD : Cretácico Inferior (Valanginiano-Hauteriviano)

BIOZONA : Indeterminada

MICROFAUNA : Marssonella pseudocostata Ant.
Marginulinopsis sigali Bart., Belt. & Bolli.
Epistomina caracolla (Roemer)

MINERALES : Caliza

AMBIENTE : Plataforma interna.

MUESTRA : Q-BB-01

EDAD : Cretácico Inferior (Hauteriviano)

BIOZONA :

MICROFAUNA : Globuligerina hauterivica (Subb.)
Marssonella pseudocostata Ant.
Haplophragmoides sp.
Gaudryina sp.

MINERALES : Cuarzo lechoso redondeado, calcita, pirita.

AMBIENTE : Plataforma media-interna ; déficit de oxígeno.

MUESTRA : Ca-A-03

EDAD : Cretácico Inferior (Hauteriviano Superior-Barremiano Inferior)

BIOZONA : Indeterminada

FAUNA : Globuligerina hauterívica (Subb.)
Hedbergella aptica (Agalarova)
Marssonella pseudocostata Ant.
Lenticulina sp.
Gavelinellla barremiana (Bett.)
Gaudryina elongata Tair.

MINERALES : Shale calcáreo
Calcita, cuarzo, mica (poco), pirita (raro)

AMBIENTE : Plataforma media-interna

MUESTRA : Q-BB-02

EDAD : Cretácico Inferior (Barremiano)

BIOZONA : Indeterminada

MICROFAUNA : Globuligerina hauterivica (Subb.)
Hedbergella aptica (Agalarova)
Clavihedbergella sigali (Moullade)
Gaudryina elongata Tair.
Spiroplectinata sp.

MINERALES : Shale calcáreo
Calcita, pirita (rara).

AMBIENTE : Plataforma media - interna.

MUESTRA : Ca-A-02

EDAD : Cretácico Inferior (Barremiano)

BIOZONA : Indeterminada

MICROFAUNA : Hedbergella aptica (Agalarova)
Globuligerina kugleri (Bolli)
Gavelinella barremiana (Bett.)
Gaudryina elongata Tair
Spiroplectinata sp.

MINERALES : Shale poco calcáreo
Mica, pirita (rara), cuarzo lechoso redondeado (abundante).

AMBIENTE : Plataforma media con cierto déficit de oxígeno en el fondo de la cuenca.

ANNEXE 3

Détermination des ammonites des Lutites noires à calcaires du gisement de Chivor (Reboulet, comm. pers.)

Deux groupes de formes ont été distingués :

1) un groupe caractérisé par des côtes le plus souvent fasciculées (groupées) par deux à l'ombilic et bifurquées sur les flancs = **les Neocomitidae, SALFELD.**

- Quelques formes microconches ont été observées : ces spécimens sont en effet de petites taille (diamètre maxi autour de 3 cm) et présentent de longues apophyses jugales (oreilletes). Même si le bord ombilical est difficilement observable, il apparaît que les côtes fasciculées sont plus fréquentes. Les « bifurcations » sur les flancs tendent à être remplacées par des côtes intercalaires. A l'ombilic, les côtes présentent des renflements qui sont étirés radialement, puis dessinent un axe proverse. Là quelques côtes se bifurquent : la côte antérieure (vers l'ouverture) étant de plus fort relief. Ensuite, le tracé des côtes est très proverse, flexueux à falciforme vers la fin de la croissance. Quelques côtes intercalaires perturbent ce schéma.
Détermination : **Cuyaniceras (?) (inflatum (?) GERTH) ; âge Berriasien (supérieur ?) d'après les travaux de Bürgl, 1960, p. 202, pl. 3, fig. 13**

- Une forme de plus grande taille (macroconche ?) où seules les bifurcations externes sont visibles ; grosses côtes assez espacées. Ce morphe est proche d'un **Cuyaniceras.**

- Il existe d'autres fragments présentant cette costulation fasciculée à l'ombilic. Cette fois les côtes partent d'un petit tubercule punctiforme (arrondi, en forme de point). Les bifurcations médianes sont également présentes. Tracé proverse et flexueux des côtes. Petits tubercules margino-ventraux visibles sur un exemplaire où les bifurcations médianes sont plus fréquentes.
Détermination : **Fauriella (?) NIKOLOV ou Tirnovella (?) NIKOLOV. Préférence pour le « morphe » Fauriella, âge : Tithonien sup.-Berriasien. Mais la plupart des espèces sont berriasiennes.**

2) Un groupe caractérisé par des côtes simples à l'ombilic et bifurquées sur les flancs = **Les Berriasellinae, SPATH.** La plupart des exemplaires appartient à cet enssemble.

- un exemplaire montrant encore à un diamètre avancé des côtes simples à l'ombilic et parfois des divisions sur le milieu des flancs. Il est parfois difficile de voir s'il s'agit de divisions des côtes ou de côtes intercalaires. Les côtes sont assez rigides et s'espacent au cours de la croissance.
Détermination : **Berriasella (?) UHLIG ; âge : Tithonien sup-Berriasien. La plupart des espèces sont berriasiennes.**

- Un exemplaire avec des côtes radiales à légèrement proverses. Leur force augmente au cours de la croissance surtout sur la partie inférieure des flancs. Division vers le milieu des flancs. Espacement des côtes. Quelques côtes intercalaires externes. Les 2 dernières côtes tendent à s'élargir pour donner un aspect spatulé.
Détermination : **Delphinella (?) LE HEGARAT ; âge : Tithonien sup-Berriasien. Mais la plupart des espèces sont berriasiennes.**

- quelques formes microconches(avec apophyses jugales) où les côtes sont le plus souvent simples à l'ombilic et assez rigides, bifurcations externes présentes. Il s'agit probablement des microconches de la sous-famille des Berriasellinae.

En conclusion, cette association faunistique semble caractéristique du Berriasien.

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Monsieur COWARD Mike, Professeur, University of London,

Monsieur COLLETTA Bernard, Chef de Projet-Ingénieur, Institut Français du pétrole, Rueil Malmaison,

Monsieur MASCLE Georges, Professeur, Université de Grenoble 1,

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur BRANQUET Yannick

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDŒUVRE CEDEX

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :

"Etude structurale et métallogénique des gisements d'émeraude de Colombie : contribution à l'histoire tectono-sédimentaire de la cordillère orientale de Colombie".

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : "**GEOSCIENCES**"

Fait à Vandoeuvre le, **02 juin 1999**

Le Président de l'I.N.P.L.,

J. HARDY

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE NANCY

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

TEL. 33/03.83.59.59.5
FAX. 33/03.83.59.59.5

RESUME

Les gisements d'émeraude de Colombie, encaissés dans les formations sédimentaires carbonatées et les shales noirs d'âge Crétacé Inférieur, sont disposés en deux zones sur les flancs Ouest et Est de la Cordillère Orientale de Colombie. Dans ces deux zones à émeraude, les interactions fluide-roche et la composition des fluides hydrothermaux sont similaires.
Par contre, l'étude des géométries et des structures des gisements réalisée au cours de cette thèse met en évidence des contrôles structuraux radicalement différents pour les zones occidentale et orientale : les gisements de la zone occidentale tels que Muzo et Coscuez sont des structures compressives formées le long de failles décrochantes, alors que ceux de la zone orientale correspondent à des structures extensives en relation avec un niveau bréchique qui s'est comporté comme un détachement gravitaire de faible extension. Ce niveau bréchique correspond pro parte à la dissolution de formations évaporitiques.
L'étude pétro-structurale des veines et des brèches montre que dans les gisements occidentaux l'établissement de fortes pressions fluides a favorisé la propagation de la déformation compressive. Des phénomènes de fluidisation associés à de la fracturation hydraulique se sont alors produits. Des coupes permettent d'intégrer les gisements dans leur contexte tectonique régional. Couplé aux datations absolues qui existaient sur ces gisements, ce travail à l'échelle régional montre que : (1) à la limite Eocène-Oligocène, une chaîne plissée qui implique des rotations horaires de blocs se forme au niveau de la façade Ouest de la cordillère Orientale, (2) les gisements orientaux sont encaissés dans un seul niveau stratigraphique qui contient également des évaporites, (3) ce niveau à émeraude et à évaporite a été déformé et mis à l'affleurement par une déformation andine récente en régime transpressif dextre.

ABSTRACT

The Colombian emerald deposits, hosted in the Lower Cretaceous series, form two zones along the western and eastern flanks of the Eastern Cordillera (western and eastern zones). Within both zones, metallogenic processes, hydrothermal fluid composition and fluid-rock interaction are similar.
However, detailed structural mapping and geometric analysis evidenced that structural controls synchonous with the mineralization are drasticaly different from the western to the eastern zone : the western emerald deposits, as the Muzo and Coscuez ones, are characterized by compressive structures formed along tear faults, whereas the eastern emerald deposits, as the Chivor one, present extensional structures branched on a brecciated level which acted as a local detachment, gravity driven. This brecciated level corresponds to an evaporite dissolution residue.
Petro-structural studies of veins and breccias show that high fluid pressures enhanced the propagation of the thrusts within the western deposits, where fluidization phenomena and associated hydraulic fracturing occurred.
Regional cross-sections coupled with radiometric datating of the emerald deposits show that : 1) at the time of the Eocene-Oligocene boundary, when the western deposits formed, the western side of the Eastern Cordillera became a fold-and-thrust belt and experienced clockwise bloc rotations, prior to the major uplift of the Cordillera during the Andean phase (middle Miocene) ; 2) on the eastern side of the Cordillera, the emerald deposits are hosted in an unic regional stratigraphic level containing evaporites. The emerald mineralization occurred at the time of the Cretaceous-Tertiary boundary, during a thin-skinned extensional tectonic event. This event predates the Andean major uplift of this eastern part of the Cordillera. In this area, Andean uplift results from right-lateral transpressional tectonics.