



Évolution Néogène de la partie centrale des Andes de Mérida (Venezuela) : analyse structurale, modélisation géologique et numérique d'un système en échappement

Bernard Monod

► To cite this version:

Bernard Monod. Évolution Néogène de la partie centrale des Andes de Mérida (Venezuela) : analyse structurale, modélisation géologique et numérique d'un système en échappement. Géologie appliquée. Université de Pau et des Pays de l'Adour, 2009. Français. NNT : . tel-00492032

HAL Id: tel-00492032

<https://theses.hal.science/tel-00492032>

Submitted on 14 Jun 2010

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.

UNIVERSITE DE PAU ET DES PAYS DE L'ADOUR
ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES EXACTES ET DE
LEURS APPLICATIONS

THESE DE DOCTORAT

Présentée pour l'obtention du grade de

DOCTEUR de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour
(Spécialité Sciences de la Terre)

par

Bernard MONOD

EVOLUTION NEOGENE DE LA PARTIE
CENTRALE DES ANDES DE MERIDA
(VENEZUELA) : ANALYSE STRUCTURALE,
MODELISATION GEOLOGIQUE ET NUMERIQUE
D'UN SYSTEME EN ECHAPPEMENT

Soutenue publiquement le 3 novembre 2009 devant le jury composé de :

M. Damien Dhont	Maître de Conférences (HDR), Université de Pau et Pays de l'Adour	Directeur de thèse
M. Yves Hervouët	Professeur, Université de Pau et Pays de l'Adour	Co-directeur de thèse
M. Franck Audemard	Professeur, Universidad Central de Venezuela - Caracas	Rapporteur
M. Jean-François Stéphan	Professeur, Université Sophia Antipolis - Nice	Rapporteur
M. Joseph Martinod	Professeur, Université Paul Sabatier - Toulouse 3	Examineur
M. Olivier Lacombe	Professeur, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6	Examineur
M. Philippe Roubichou	Directeur Régional du BRGM Midi-Pyrénées - Toulouse	Examineur

Laboratoire de Modélisation et Imagerie en Géosciences - Pau
MIGP - UMR 5212

Résumé

Les Andes vénézuéliennes forment une chaîne intracontinentale orientée N50°E qui commence à se soulever à partir du Miocène moyen en raison de la convergence oblique entre le bloc de Maracaïbo et le bouclier Guyanais. La collision entre les deux blocs entraîne un partitionnement de la déformation accommodé entre des chevauchements externes, le long des deux bassins d'avant pays, et le décrochement dextre de Boconó qui découpe la chaîne sur toute sa longueur. Dans sa partie méridionale, la faille décrochante sénestre de Valera se connecte à la faille de Boconó au niveau d'un point triple, individualisant le bloc de Trujillo qui s'échappe vers le NE. Bien que la géologie des Andes de Mérida soit relativement bien décrite en surface, sa structure profonde reste hypothétique. Notre travail a consisté à intégrer des données multisources tirées d'observations géologiques, d'images de satellites et de données géophysiques pour proposer un modèle de déformation de la chaîne à l'échelle de la croûte. Pour mieux comprendre le rôle de la faille de Boconó sur la structuration de l'édifice, nous avons procédé à une étude géomorpho-structurale dans le bassin de La González dont l'ouverture est directement liée au jeu de la faille. Sur la base de coupes géologiques équilibrées, nous avons établi un modèle de déformation de type flottement orogénique qui rend compte à la fois des processus de partitionnement et d'échappement. La trace en surface des failles majeures a servi à la construction d'un modèle géologique en 3D de la chaîne, explicitant l'échappement du bloc de Trujillo dont le mouvement résulte non seulement des contraintes appliquées à ses bordures mais aussi de forces gravitaires. Enfin, une simulation numérique en 2D a permis de valider le modèle d'échappement et de mieux contraindre la distribution de la déformation qu'il génère au sein de l'orogène. Le mouvement vers le nord du bloc de Trujillo ne résulte pas uniquement du poinçonnement du bloc de Maracaïbo, qui conduit à une extrusion rigide dans laquelle la friction des failles de Boconó et Valera joue un rôle majeur. Environ un tiers de l'échappement est généré par d'autres processus, tels que de l'effondrement gravitaire au sein du bloc de Trujillo et éventuellement la traction du panneau plongeant sud Caraïbe au niveau de la bordure libre.

Abstract

The venezuelan Andes form a N50°E belt that started to rise during the middle Miocene due to intracontinental convergence between the Maracaibo block and the Guyana shield. The oblique stress field is responsible for strain partitioning accommodated by thrust faulting in both foreland basins and right-lateral strike-slip shearing along the Boconó fault that cuts the belt along strike. The left-lateral strike-slip Valera fault connects the Boconó fault in the central part of the belt. Both faults individualize the Trujillo block and drive its escape towards the NE. The geology of the Mérida Andes is well described at the surface, but its deep structure remains hypothetical. Our work integrated various information coming from geological observations, satellite images and geophysical data to propose a crustal scale deformation model of the mountain belt. In order to better understand the role played by the Boconó fault in the orogeny, we carried out a geomorpho-structural study in the La González basin which opening is directly related to the movement along the fault. Based on balanced geological cross-sections and the orogenic float concept, we established a deformation model that explains both the strain partitioning and the escape processes. Major faults traces were used to build a 3D geological model of the orogen. The model shows that the escape of the Trujillo block is controlled by both lateral compression and gravity forces. Finally, we validated the escape model using a 2D numerical simulation that allows a better constraint of the distribution of the deformation. The northward movement of the Trujillo block is not only related to a rigid extrusion controlled by the collision of the Maracaibo block with the Guyana shield. Indeed, roughly one-third of the escape is taken by other processes among which gravitational collapse of the Trujillo block and possibly a slab suction of the south Caribbean subduction zone may play an important role.

L'interprétation géologique du pays s'éclaire peu à peu. On a patiemment accumulé des observations de détail, sans trop bien comprendre encore ; mais on n'a pas désespéré, on a laborieusement tâtonné dans les ténèbres : on a fait comme si l'on devait comprendre un jour, l'on a obstinément continué à étiqueter des cailloux et à prendre des notes.

Et puis, tout à coup, comme le cristal introduit dans la solution saturée fait prendre la masse, un dernier détail déclenche l'explication générale qui va fournir enfin la clef de la structure du pays. On a compris.

— Méharées —
Théodore Monod

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury d'avoir accepté de juger mon travail et d'avoir contribué à l'amélioration du manuscrit. Je pense en premier lieu aux Professeurs Jean-François Stéphan et Franck Audemard dont les travaux sur les Andes vénézuéliennes font références. Ils ont rapporté le mémoire et se sont déplacés pour la soutenance malgré la distance (Caracas) et leurs emplois du temps chargés. Je remercie également le Professeur Olivier Lacombe qui m'a fait l'honneur de présider le jury, le directeur régional du BRGM Midi-Pyrénées Philippe Roubichou qui m'accueille déjà au sein de son service, et tout particulièrement le Professeur Joseph Martinod qui est à l'origine de mon doctorat dans l'équipe des géologues du MIGP.

Je poursuivrais en remerciant profondément mes directeurs de thèse Damien Dhont et Yves Hervouët. Ils m'ont, chacun à leur manière "appris le métier" tout au long des trois années. Damien m'a transmis le goût de l'exactitude de la rédaction et Yves m'a formé au travail sur le terrain.

Ce travail n'aurait jamais pu aboutir sans l'aide de nos confères et amis vénézuéliens. Je commencerais par l'incontournable logisticienne de nos missions et magicienne d'Abaqus : Stéphanie. Un grand merci pour tout. Yo quisiera expresar mi profunda gratitud a todas las personas trabajando en el laboratorio de geofísica (FUNDAPRIS) de la Universidad de Los Andes. Jaime y Carlos Ferrer para llevar me al campo y mostrarme los tesoros de su país. Choychoy y Chrystel para los mecansimos focales y una parilla con una montaña de carne. Reina para la ayuda con las fotos aéreas. Reinita para su atención siempre delicada que me ayuda con las cosas administrativas. El grupo de técnicos, Cesar, Benito, Daniel, Marcial para manejar los carros sobre caminos feos. Martin para los días sacando muestra para las dataciones que desgraciadamente no fueron útiles. Carlos Guada para la vida en el cubículo

y los estruendosos "Coño!". Tambien a los profes de ingenieria, Leonardo, Zonia para sacar me en la vida nocturna de Mérida, Tabata para todo (una maravillosa fin de semana en las playas de Chichirivichi), Grelys y su familia.

La vie de tous les jours au labo n'aurait pas été aussi sympathique sans les personnes qui y travaillent, toujours présentent pour des discussions scientifiques (ou pas) : Cédric, Daniel, Béatrice, Marie-Pierre, Bertrand N., Bernard, Guy, Clarisse ; pour faciliter les démarches administratives : Joëlle et Bruno ; pour effectuer les sauvetages informatiques : Christophe et Stéphane ; et enfin aiguiser mon palais aux arômes des vins : Bertrand.

Evidemment cette thèse doit beaucoup aux thésards du labo, des autres labos, et aux non-thésards qui m'ont permis de me défouler quand la Terre tournait à l'envers, de me changer les idées quand je tournais en rond : Pierre (fidèle co-bureau qui m'a beaucoup apporté dans mes réflexions), Ronan (fidèle co-locataire ayant toujours une oreille pour écouter mes doutes et une autre pour refaire ma culture musicale), Mado et sa franchise légendaire, Majed (pour son style en général et à la pala en particulier), Grégoire (pour les fins de soirées), Toqeer, Julien, Céline, Guilhem, Estelle, Ludo, Agnès, Elodie, Sylvain, Christophe, Nicolas, Julien (le bretteur), Michel (maître bretteur), Malo (Reine de Dargilan) et ceux que j'oublie probablement.

Je pense aussi à tous mes amis de longue date : Beber, Anne-Cé et Lunéwen, Toma, Greg, Karo, Yubi, Jess, Riri, Aliénor, Marianne, François, Linda, Poilouche, Marie, Sarah, Etienne, ainsi qu'une spéciale dédicace à Laure et Aurel qui m'accueillent chez eux à l'heure où j'écris ces lignes, me rendant un grand service et faisant de cette période de transition un moment plus que sympathique.

Je voudrais également remercier mes parents, mon frère et ma sœur pour leur soutien sans faille dans ce choix d'user la carte étudiante jusqu'à la corde. Merci également à ma famille élargie qui s'est déplacée en masse à la soutenance.

ET pour finir je tiens à remercier Flore du fond du cœur pour sa présence, inlassable, auprès de moi, supportant les absences et les montagnes russes de mon humeur durant ces trois années. Que ce travail soit pour nous une promesse d'avenir.

Avant-propos

Cette thèse a fait l'objet d'un travail de recherche d'une durée de trois ans au sein du laboratoire de Modélisation et Imagerie en Géosciences - Pau (MIGP). Mon travail s'inscrit dans le cadre d'une collaboration entre le MIGP et les laboratoires de la « Escuela de Ingeniería Geológica » et du « Grupo de Geofísica » de l'Université des Andes (ULA) à Mérida au Venezuela. En effet, au cours des quinze dernières années, le MIGP a accueilli deux doctorants vénézuéliens, José Tomas Castrillo-Delgado et Leonardo Enrique Gonzalez-Montilla dont les travaux ont porté respectivement sur la structuration du flanc NW et sur la tectonique de la partie nord orientale des Andes de Mérida. Une troisième thèse, celle de Guillaume Backé, effectuée avec l'appui d'un programme de collaboration ECOS-Nord V00U02, a porté sur la structuration du bloc de Trujillo dans la partie centrale des Andes de Mérida. Ces travaux de thèse ont permis d'acquérir de nombreuses données de terrain. Mon travail, qui est inscrit dans la continuité de ces recherches, a pour objectif de mieux contraindre le processus d'échappement notamment à partir d'une réflexion sur la structure profonde des Andes vénézuéliennes et à partir d'une modélisation numérique.

La thèse a été soutenue par le programme de collaboration scientifique ECOS-Nord V06U02 entre l'Université de Pau et des pays de l'Adour et l'Université des Andes à Mérida. Dans le cadre de ce projet, j'ai réalisé six missions totalisant cinq mois dans les Andes vénézuéliennes, partagés entre des campagnes de terrain et un travail en laboratoire avec le groupe de Géophysique de la ULA pour effectuer la modélisation numérique.

Table des matières

Introduction générale et problématique	1
1 Contexte géodynamique et évolution géologique des Andes de Mérida	7
1.1 Contexte géodynamique	7
1.2 Evolution géologique	12
1.2.1 Episode de rifting - Trias – Jurassique	12
1.2.2 La transgression téthysienne - Crétacé	15
1.2.2.1 Crétacé inférieur	15
1.2.2.2 Crétacé supérieur	15
1.2.3 Charriage des Nappes Caraïbes - Cénozoïque	18
1.2.3.1 Paléocène inférieur - Eocène	18
1.2.4 Surrection des Andes de Mérida - Miocène à Actuel	20
1.2.4.1 Miocène inférieur à moyen	20
1.2.4.2 Miocène moyen à supérieur	20
1.3 Cadre structural	22
1.3.1 Schéma structural et sismicité	22
1.3.2 Modèles crustaux pour les Andes de Mérida	27
1.3.2.1 Modèles à vergence NW	28
1.3.2.2 Modèles à vergence SE	31
1.3.3 Modèles crustaux pour le bloc de Maracaïbo	32
1.3.3.1 Couplage entre la plaque subduite et la plaque chevauchante	33
1.3.3.2 Flottement orogénique	34
1.3.4 La faille de Boconó	35

2	Géologie du bassin de La González : enregistrement de l'activation de la faille de Boconó	39
2.1	Introduction et méthodologie	40
2.2	Le remplissage du bassin	45
2.2.1	Les différentes formations	47
2.2.1.1	Les formations anciennes	47
2.2.1.2	Les formations récentes	52
2.2.2	Disposition relative et provenance des dépôts	53
2.3	Déformation et structure du bassin	57
2.3.1	Déformation le long des bordures	57
2.3.1.1	La branche nord de la faille de Boconó	57
2.3.1.2	La branche sud de la faille de Boconó	62
2.3.2	Déformation dans le bassin	64
2.3.3	Analyse des paléocontraintes	69
2.3.4	Structure du bassin	74
2.4	Relation entre tectonique et sédimentation : modèle d'ouverture et âge du bassin	78
3	Structuration des Andes vénézuéliennes : partitionnement de la déformation et échappement crustal	81
3.1	Introduction	81
3.2	Flottement orogénique des Andes vénézuéliennes	82
3.3	Modélisation géologique 3D des Andes vénézuéliennes	112
4	Modélisation numérique 2D de la déformation	127
4.1	Introduction	127
4.2	Méthode	128
4.2.1	Mécanique des milieux continus	129
4.2.2	Loi de comportement	130
4.2.3	Conditions aux limites	134
4.2.4	Méthode des éléments finis	134
4.2.5	Modélisation numérique à partir du logiciel Abaqus	136

4.3	Modélisation numérique 2D de la déformation	136
4.3.1	Description du modèle	137
4.3.1.1	Géométrie et conditions aux limites	137
4.3.1.2	Propriétés des matériaux	138
4.3.1.3	Maillage	140
4.3.2	Modélisation en rhéologie élastique	140
4.3.2.1	Modèle de référence	140
4.3.2.2	Relation entre échappement et déformation	147
4.3.2.3	Etude paramétrique	148
4.3.3	Modélisation en rhéologie élastoplastique	153
4.4	Discussion	154
4.4.1	Choix du modèle optimal	154
4.4.2	Limites du modèle	155
4.4.3	Validité du modèle face aux observations géologiques	157
4.5	Conclusions	163
	Conclusions générales et perspectives	165

Introduction générale et problématique

Dominant la partie nord-orientale de l'Amérique du Sud, les Andes vénézuéliennes (ou Andes de Mérida) forment une chaîne de collision intracontinentale. L'édification de la chaîne résulte de la collision au Miocène moyen entre le bloc de Maracaïbo à l'ouest et le bouclier Guyanais à l'est (Figure 1). La convergence oblique E-W entre ces deux blocs continentaux contribue à un partitionnement de la déformation dans la chaîne d'orientation NE-SW (Audemard & Audemard, 2002). Il s'exprime en surface par du cisaillement horizontal le long du décrochement dextre de Boconó, qui découpe les Andes vénézuéliennes longitudinalement, et des chevauchements sur les deux bords de l'édifice. La chaîne est également traversée par un accident décrochant sénestre de plus de 100 km de long, orienté N-S, correspondant à la faille de Valera. Elle rejoint la faille de Boconó au milieu de son tracé pour former un point triple.

La collision intracontinentale E-W entre les blocs Guyanais et de Maracaïbo conduit à l'échappement du bloc de Trujillo vers le NE, encadré par ces deux décrochements conjugués. Le mouvement vers le NE de ce bloc triangulaire est rendu possible grâce à la zone de subduction sud Caraïbe qui constitue une bordure libre vers laquelle le matériel continental peut fluer.

Les mouvements latéraux dans les chaînes de montagne sont des processus bien décrits dans la littérature. Dans le cas du Tibet, Molnar & Tapponier (1975) décrivent un mouvement vers l'est du plateau tibétain guidé par des failles décrochantes lithosphériques. L'« extrusion » du Tibet dépend directement du poinçonnement vers le nord de l'Inde et son mouvement est lié aux forces appliquées sur les bordures latérales du bloc expulsé. Par opposition

à cette vision d'un déplacement de bloc rigide, Dewey (1988) propose un processus impliquant des déformations internes en faisant intervenir des forces de volume comme la gravité. L'étalement gravitaire d'une topographie élevée vers un domaine de basse altitude induit alors des failles normales permettant d'étirer la croûte lors de son déplacement latéral. Le mouvement latéral est toujours limité par des failles décrochantes qui n'affectent cependant que la croûte supérieure (England & Houseman, 1986; Houseman & England, 1986). Ce processus a été décrit pour expliquer le déplacement vers l'ouest de l'Anatolie, encadré par la Faille Nord Anatolienne et la Faille Est Anatolienne probablement de nature crustale (Chorowicz et al., 1999; Dhont et al., 2006).

Dans les Andes vénézuéliennes, l'échappement du bloc de Trujillo a été décrit principalement à partir d'observations structurales (e.g., Castrillo-Delgado, 1997; Gonzalez-Montilla, 2004; Hervouët et al., 2001; Dhont et al., 2005; Hervouët et al., 2005; Backé, 2006; Backé et al., 2006). Ces études ont montré que ce phénomène s'est mis en place au cours du Pliocène et qu'il se superpose au processus de partitionnement. L'échappement semble donc être un processus qui joue un rôle majeur dans la structuration de l'orogène andin. Bien que ces études ont permis de décrire la géométrie du bloc et sa cinématique, aucun travail n'a porté sur les processus plus profonds pouvant jouer un rôle dans l'échappement.

Même si la géologie de la chaîne est bien décrite en surface notamment par des cartes géologiques et structurales à différentes échelles et de bonne qualité (Bellizzia et al., 1976; Stéphan, 1985; Beltrán, 1993; Audemard et al., 2005; Hackley et al., 2005), sa structure profonde reste sujette à débat. Les problèmes soulevés comprennent, parmi d'autres : la géométrie de la faille de Boconó en profondeur, la vergence des chevauchements frontaux bordant les deux bassins d'avant-pays, la relation entre la faille de Boconó et les systèmes de chevauchements frontaux, ou la vergence de la subduction continentale entre le bloc de Maracaïbo et le bouclier Guyanais. Ces questions pourront être résolues à l'aide de profils sismiques réflexion traversant la chaîne, à l'image du profil ECORS réalisé dans les Pyrénées (Choukroune & ECORS Team, 1988; Choukroune & ECORS Pyrenees Team, 1989).

Les profils sismiques acquis dans les bassins d'avant-pays de Barinas et de Maracaïbo ont permis de mieux comprendre la géométrie des structures et leur activité dans les piémonts

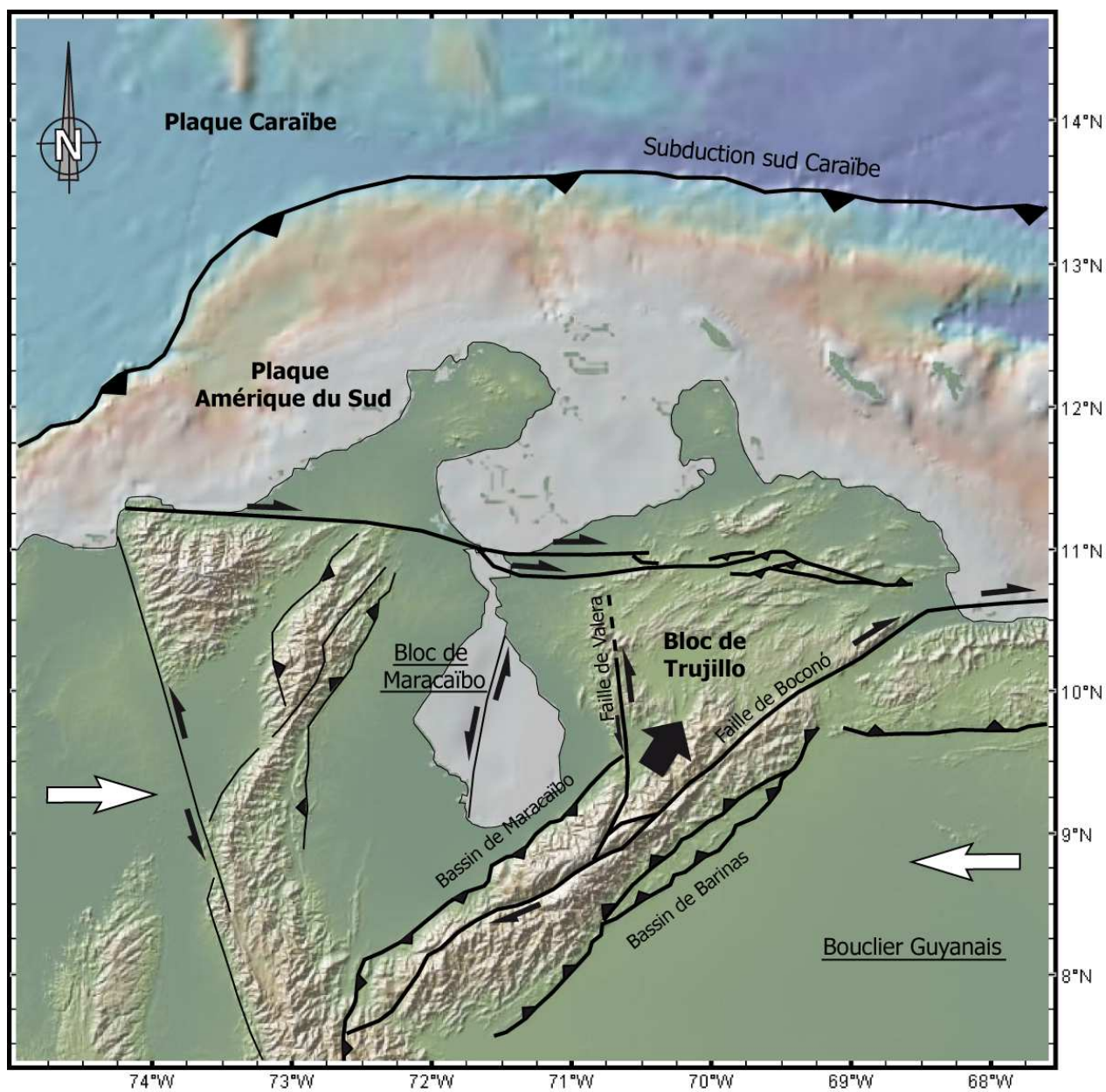


Figure 1 – Contexte géodynamique des Andes vénézuéliennes avec les principales structures tectoniques (d'après Taboada et al., 2000; Audemard & Audemard, 2002; Audemard et al., 2005).

des Andes vénézuéliennes (Audemard, 1991; De Toni & Kellogg, 1993; Colletta et al., 1997; Duerto et al., 2006). Ils ont aussi contribué à établir des modèles structuraux à l'échelle de la chaîne rendant compte du partitionnement de la déformation (Colletta et al., 1997; Audemard & Audemard, 2002; Duerto et al., 2006). En revanche, aucun modèle crustal n'a été proposé pour expliquer à la fois le partitionnement de la déformation et l'échappement tectonique.

Les Andes vénézuéliennes représentent donc une zone clé pour mieux comprendre le processus d'échappement latéral. Les modalités de l'échappement doivent être précisées afin de pouvoir intégrer ce processus dans un modèle structural à l'échelle de l'orogène. Plusieurs questions émergent alors :

- Quel est le rôle de la faille de Boconó dans la structuration de la chaîne ? Cette faille est en effet une structure majeure dans le partitionnement et l'échappement, mais sa géométrie en profondeur reste hypothétique. De plus, l'âge d'activation de la faille reste controversé puisqu'il est attribué à l'Eocène supérieur (Stéphan, 1982), au Miocène supérieur (1er épisode; Audemard, 1993), au Pliocène (épisode principal; Audemard, 1993; Audemard & Audemard, 2002), et (Dhont et al., 2005), ou au Pléistocène moyen (Schubert & Vivas, 1993).

- Comment s'effectue l'échappement du bloc de Trujillo ? S'agit-il d'une extrusion rigide ou bien est-il soumis à des déformations et de quelle nature ? Quelle est l'organisation et la géométrie des failles en profondeur structurant le bloc ? De façon plus générale, comment rendre compte à la fois du partitionnement et de l'échappement ?

- Une modélisation numérique 2D de l'échappement du bloc de Trujillo peut-elle rendre compte de la déformation observée en surface ? La méthode numérique permet, à l'inverse de la démarche du géologue de terrain, de simuler un processus physique, et d'observer la déformation qu'il génère. Ainsi, la modélisation de l'échappement du bloc de Trujillo doit être capable de valider les observations structurales dans le bloc et dans les régions qui lui sont limitrophes.

Pour répondre à ces questions, la thèse se déclinera en quatre chapitres :

Le premier chapitre **”contexte géodynamique”** présente une synthèse bibliographique de l’évolution géologique de la partie nord-ouest de l’Amérique du Sud et de la plaque Caraïbe où nous montrerons que les Andes vénézuéliennes ont subi une histoire complexe dans une zone d’interaction entre différentes plaques lithosphériques et bloc continentaux.

Le deuxième chapitre **”Géologie du bassin de La González : enregistrement de l’activation de la faille de Boconó”** présente une étude géomorphologique et structurale du bassin de La González, localisé sur le tracé de la faille de Boconó. Il a pour but, en se focalisant sur les relations entre la tectonique et la sédimentation, de mieux contraindre la géométrie et la cinématique de la faille. Le bassin est un marqueur privilégié car il expose d’importantes épaisseurs de sédiments de remplissage fortement incisés par des cours d’eau permettant l’observation de nombreux affleurements.

Le troisième chapitre **”Structuration des Andes vénézuéliennes : partitionnement de la déformation et échappement crustal”** présente un modèle structural pour les Andes de Mérida. Il est composé de deux parties. La première décrit l’organisation des failles en profondeur pour expliquer le partitionnement de la déformation et l’échappement dans les Andes de Mérida. Elle correspond à un article soumis à la revue *Tectonophysics*. La deuxième partie présente une modélisation géologique 3D des Andes de Mérida, se focalisant sur l’architecture du bloc de Trujillo. Elle est présentée sous la forme d’un article à soumettre à la revue *Terra Nova*.

Le quatrième chapitre **”Modélisation numérique 2D de la déformation”** présente les résultats de modélisations numériques 2D permettant d’étudier la distribution de la déformation liée à l’échappement du bloc de Trujillo. Le chapitre apporte également une réflexion sur les paramètres influençant le processus d’échappement tectonique du bloc, et propose un modèle « optimal » que nous comparons à la déformation observée dans la partie

centrale des Andes vénézuéliennes.

Chapitre 1

Contexte géodynamique et évolution géologique des Andes de Mérida

1.1 Contexte géodynamique

Les Andes de Mérida se situent dans une zone d'interaction complexe entre trois plaques lithosphériques comprenant l'Amérique du Sud et son craton précambrien au sud, et les plaques océaniques Nazca à l'ouest et Caraïbe au nord. Les études GPS (Pérez et al., 2001; Weber et al., 2001; Trenkamp et al., 2002) montrent que les plaques Caraïbe et Nazca se déplacent, respectivement, vers l'ESE à une vitesse de 1 à 2 cm par an, et vers l'est à 6 cm par an, par rapport à la plaque Amérique du Sud supposée fixe. La zone de convergence entre ces domaines constitue une large zone intensément déformée définissant le bloc Nord Andin au sein duquel les limites de plaques sont floues (Figure 1.1).

Le bloc Nord Andin est bordé à l'ouest par (1) la subduction de la plaque Nazca (croûte océanique d'âge oligo-miocène) le long de la fosse colombo-équatorienne, (2) la zone de collision du bloc de Panama-Choco (terrain d'arc d'âge crétacé supérieur à tertiaire), et (3) la subduction de la plaque Caraïbe au niveau de la fosse de Sinu (plateau océanique d'âge crétacé supérieur; Bowland & Rosencrantz, 1988). A l'est, la limite du bloc s'étend sur plus de 1000 km et est marquée par les reliefs de la Cordillère orientale de Colombie et des Andes vénézuéliennes. A ces reliefs se superpose le tracé de failles décrochantes dextres depuis le golfe de Guayaquil en Equateur jusqu'à la mer des Caraïbes. Elles comprennent la faille Est

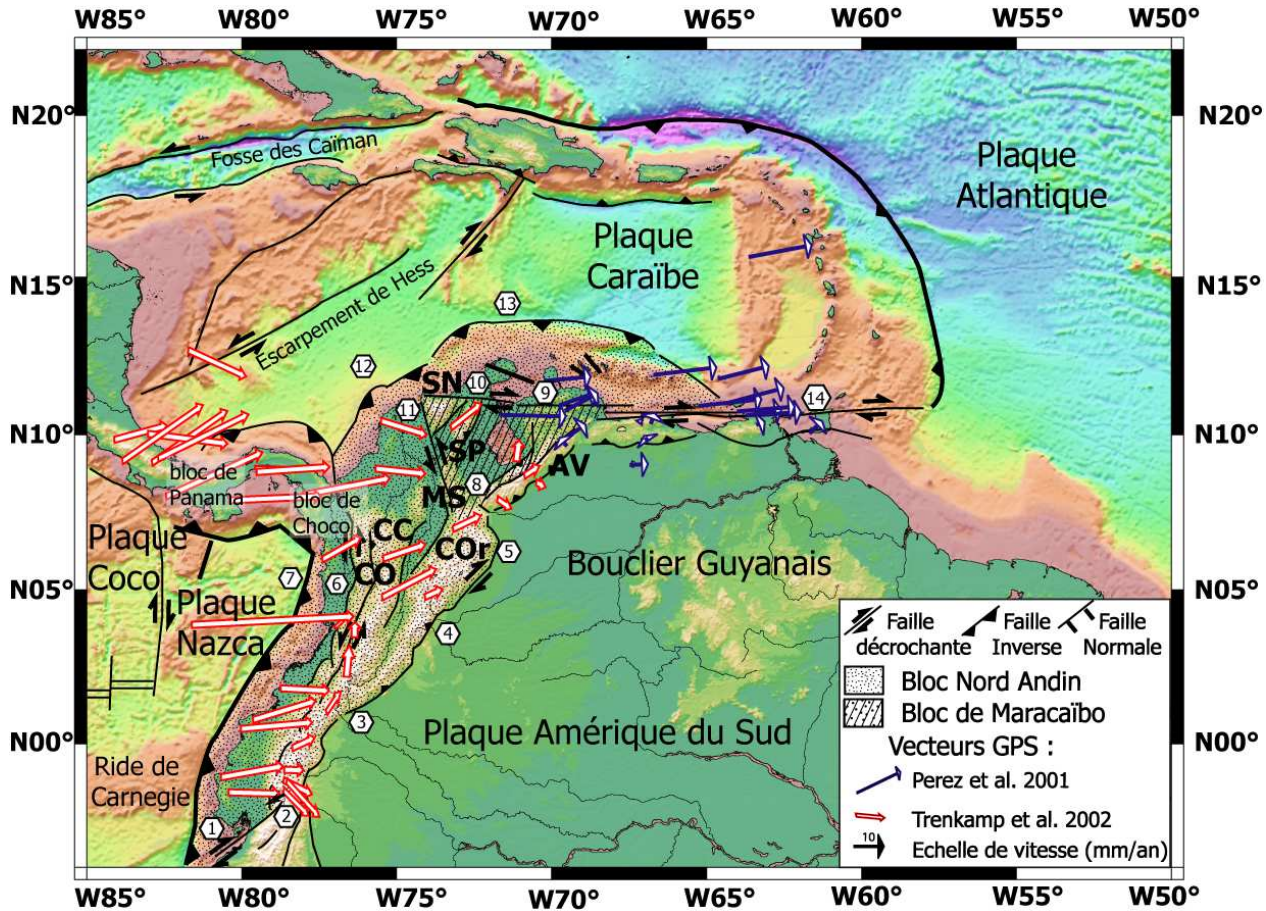


Figure 1.1 – Contexte géodynamique du bloc Nord Andin, modifié d'après Backé (2006). Le mouvement vers le NE du bloc Nord Andin est la conséquence de la collision entre la ride de Carnegie et la plaque Amérique du Sud (Gutscher et al., 1999; Witt et al., 2006). Le bloc est lui-même composé du le bloc triangulaire de Maracaïbo limité par les failles d'Oca-Ancón, de Santa Marta Bucaramanga et de Boconó. 1 : golfe de Guayaquil; 2 : faille de Calacalí-Pallatanga; 3 : faille de Chingual-La Sofia; 4 : failles d'Algecira; 5 : faille de Guaicaramo; 6 : faille de Romeral; 7 : fosse colombo-équatorienne; 8 : faille de Boconó; 9 : faille d'Ancón; 10 : faille d'Oca; 11 : faille de Santa Marta Bucaramanga; 12 : fosse de Sinu; 13 : ceinture déformée sud Caraïbe; 14 : faille d'El Pilar; MS : Massif de Santander; SN : Sierra Nevada de Santa Marta; SP : Sierra de Perijá; AV : Andes Vénézuéliennes; CO : Cordillère Occidentale; CC : Cordillère Centrale; CO_R : Cordillère Orientale.

Andine, des failles d'Algeciras et de Guaicaramo ainsi que de la faille de Boconó (Jordan, 1975; Bowin, 1976; Pennington, 1981; Kellogg et al., 1985; Adamek et al., 1988; Freymueller et al., 1993). La limite sud du bloc Nord Andin se situe dans le golfe de Guayaquil (Pennington, 1981; Gutscher et al., 1999) tandis qu'au nord, il est bordé par la subduction des petites Antilles dans les chaînes déformées sud Caraïbes (Audemard, 1993; Ego et al., 1996). Ainsi le bloc Nord Andin comprend en Colombie les Cordillères occidentale, centrale et orientale, le massif de Santander, la Sierra Nevada de Santa Marta, la Sierra de Perijá et au Venezuela les Andes de Mérida (Figure 1.1).

Le long de sa frontière occidentale, le bloc Nord Andin subit une contrainte E-W en liaison avec la subduction de la plaque Nazca (Taboada et al., 2000; Colmenares & Zoback, 2003; Cortés & Angelier, 2005), alors que plus au nord le champ de contrainte s'oriente au NW-SE suite à sa collision avec le bloc de Panama-Choco et la subduction de la plaque Caraïbe (e.g.; Audemard & Audemard, 2002). Ces contraintes sont responsables de l'édification des chaînes de montagnes en bordure de bloc. Le bloc Nord Andin s'individualise surtout du reste de la plaque Amérique du Sud par son déplacement vers le NE (Pennington, 1981; Audemard, 1993; Freymueller et al., 1993; Kellogg & Vega, 1995; Ego et al., 1996; Pérez et al., 2001; Trenkamp et al., 2002). Ce mouvement est conduit par de grandes failles décrochantes dextres à la limite orientale du bloc et par la faille décrochante sénestre de Romeral qui borde le bloc à l'ouest, en Colombie (numéro 6, Figure 1.1).

Les mécanismes initiant l'échappement du bloc nord Andin vers le NE divergent en fonction des auteurs. Pindell & Dewey (1982) le relie à la collision du bloc de Panama qui débute à 12 Ma (Corrigan et al., 1990) ou 10 Ma (Duque-Caro, 1990). Russo & Silver (1996) proposent que la plaque Amérique du Sud soit couplée au flux mantellique se dirigeant vers le nord dans cette région (Russo & Silver, 1994), expliquant également le mouvement du bloc vers le NE. Pour Pennington (1981), Gutscher et al. (1999) et Witt et al. (2006), c'est l'arrivée de la ride de Carnegie dans la subduction Nazca au niveau du golfe de Guayaquil, il y a 2 Ma, qui accroît la contrainte transmise par augmentation du couplage entre les plaques et qui conduit à l'expulsion. Enfin Kellogg & Mohriak (2001) proposent que la double influence de l'obliquité de la subduction de la plaque Nazca et de l'arrivée de la ride de Carnegie conduit au mouvement latéral.

Le bloc triangulaire de Maracaïbo est un bloc indépendant au sein du bloc Nord Andin. Il est limité à l'ouest par la faille décrochante sénestre de Santa Marta-Bucaramanga, à l'est par la faille décrochante dextre de Boconó, et au nord par le système de failles décrochantes dextres d'Oca-Ancón (Figure 1.1 ; Bowin, 1976; Mann & Burke, 1984; Pindell et al., 1988; Van der Hilst & Mann, 1994; Corredor, 2003). Ce bloc se distingue par un changement de direction des vecteurs GPS actuellement disponibles, qui d'ESE à l'ouest de la faille de Santa Marta Bucaramanga s'oriente au NNE à l'est de celle-ci (Trenkamp et al., 2002). Cependant les auteurs eux-même estiment qu'il faudrait plus de données pour pouvoir déterminer si le bloc de Maracaïbo est une entité à part entière ou non. Cette réserve est suivie par Cortés & Angelier (2005) qui n'observent pas de variation entre les régimes de contraintes du bloc Nord Andin et du bloc de Maracaïbo à partir de l'inversion de mécanismes au foyer. Toutefois, la convergence entre la plaque Caraïbe et la partie nord-ouest de la Colombie génère un champ de contrainte WNW-ESE qui est accommodé en surface par la faille décrochante sénestre de Santa Marta Bucaramanga. Celle-ci propage la déformation du NW vers le SE jusque dans la Cordillère orientale de Colombie, comme l'attestent la présence de trains de plis orientés NNE-SSW, les données microtectoniques (Taboada et al., 2000) et les données sismologiques (Colmenares & Zoback, 2003; Corredor, 2003; Cortés & Angelier, 2005). Il semble donc que la faille de Santa Marta Bucaramanga constitue une frontière entre les deux blocs.

Le mouvement vers le nord du bloc de Maracaïbo est mis en évidence par les vecteurs GPS ainsi que par les chevauchements actifs et les plis E-W du prisme d'accrétion de la ceinture déformée sud Caraïbe (Gorney et al., 2007). Les mouvements conjugués des failles de Santa Marta-Bucaramanga et de Boconó contrôlent le déplacement du bloc de Maracaïbo. Ce mouvement serait rendu possible par la présence d'une bordure libre formée par la subduction de la plaque Caraïbe sous l'Amérique du Sud au niveau de la ceinture déformée sud Caraïbe. Cette subduction est caractérisée par un panneau plongeant faiblement penté (17°) vers le sud (Van der Hilst & Mann, 1994) qui traduit certainement un couplage fort entre les deux plaques, et qui permet d'expliquer le jeu dextre du système de faille d'Oca-Ancón accommodant le déplacement vers l'est de la plaque Caraïbe.

L'interaction entre la plaque Caraïbe subduite et le bloc de Maracaïbo peut être caractérisée à partir de différents éléments. Tout d'abord la subduction ne génère pas de vol-

canisme dans la croûte continentale sus-jacente, aussi bien au niveau de la fosse de Sinu (numéro 12, Figure 1.1) que dans la ceinture déformée sud Caraïbe. Ensuite, les séismes les plus profonds attribués à la subduction se situent vers 200 km de profondeur et sont localisés entre la Sierra de Perijá et le lac de Maracaïbo (Dewey, 1972; Van der Hilst & Mann, 1994; Malavé & Suárez, 1995; Pérez et al., 1997). Enfin, le prolongement vers le SE du panneau plongeant reste imprécise selon les auteurs et varie en fonction des données de tomographie sismique. Van der Hilst & Mann (1994) proposent que le panneau plongeant se prolonge sous le bouclier de l'Amérique du Sud sans variation d'angle de plongement (Figure 1.2 B), alors que pour Taboada et al. (2000) il se verticalise sous le lac de Maracaïbo (Figure 1.2 A). Les reconstitutions géodynamiques montrent que l'entrée en subduction de la plaque Caraïbe au niveau de la fosse de Sinu, à l'ouest, s'effectue à partir du Paléocène et entraîne, au Miocène inférieur, une entrée en subduction des chaînes déformées sud Caraïbes au nord-est (Stéphan et al., 1990; Pindell et al., 2005). D'autres auteurs proposent cependant une initiation de la subduction sud Caraïbe à 10 Ma (Kellogg & Bonini, 1982) ou à 5 Ma (Audemard et al., 2005), contemporanément au mouvement vers le NE du bloc de Maracaïbo.

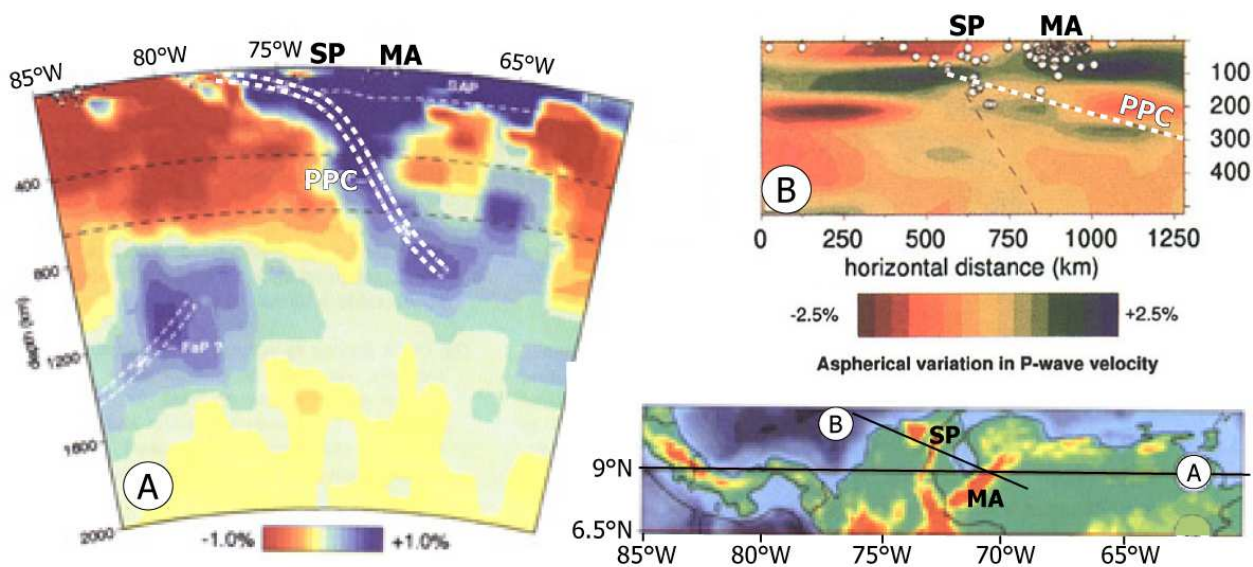


Figure 1.2 – Coupes des données de tomographie sismique du nord de l'Amérique du Sud, d'après les travaux de (A) Taboada et al. (2000), et de (B) Van der Hilst & Mann (1994). Les lignes blanches en pointillés représentent la géométrie du panneau plongeant de la plaque Caraïbe (PPC). SP : Sierra de Perijá; MA : Andes de Mérida.

1.2 Evolution géologique

La structure actuelle des Andes de Mérida est le résultat de l'évolution géologique et structurale du bord NW du craton Guyanais. Il ne s'agit pas ici de décrire les différents modèles géodynamiques proposés pour la région mais plutôt de retracer les principales étapes de l'histoire géologique de cette région.

1.2.1 Episode de rifting - Trias – Jurassique

A partir de la limite Trias supérieur - Jurassique, la bordure NW de l'Amérique du Sud est soumise à deux événements tectoniques majeurs : la subduction de la plaque Farallon à l'ouest et le rifting pré-téthysien – et pré-Atlantique central – à l'est, progressant du NE vers le SW (Figure 1.3 A ; Shagam, 1972; Stéphane et al., 1990; Pindell & Kennan, 2001). Ces deux événements sont enregistrés notamment dans les Andes de Mérida (grabens d'Uribante et de San Lazaro ou de Trujillo) par les dépôts de la formation la Quinta composés principalement de conglomérats rouges et de grès gris plus ou moins grossiers (Figure 1.4) avec à la base des roches provenant d'un volcanisme calco-alcalin (ignimbrites, andésites et basaltes; Stéphane, 1982). Toutefois ces deux événements sont indépendants comme le montre la répartition géographique des grabens qui diminue vers le SW et disparaît en Equateur, alors que le volcanisme calco-alcalin se poursuit jusqu'au Pérou et au Chili (Stéphane, 1982).

Au Jurassique moyen (Bathonien début Callovien), l'ouverture de la Téthys (futur Atlantique central) désolidarise le bloc Amérique du Sud–Afrique du bloc Amérique du Nord, ce qui se traduit par la formation de la proto-plaque Caraïbe isolant deux marges passives (e.g. Mattson, 1984; Avé Lallemant, 1997). Au Kimmeridgien-Tithonien le volcanisme calco-alcalin s'arrête, les Andes deviennent une marge passive (Figure 1.3 B) alors que commence la grande transgression « téthysienne » (Stéphane, 1982).

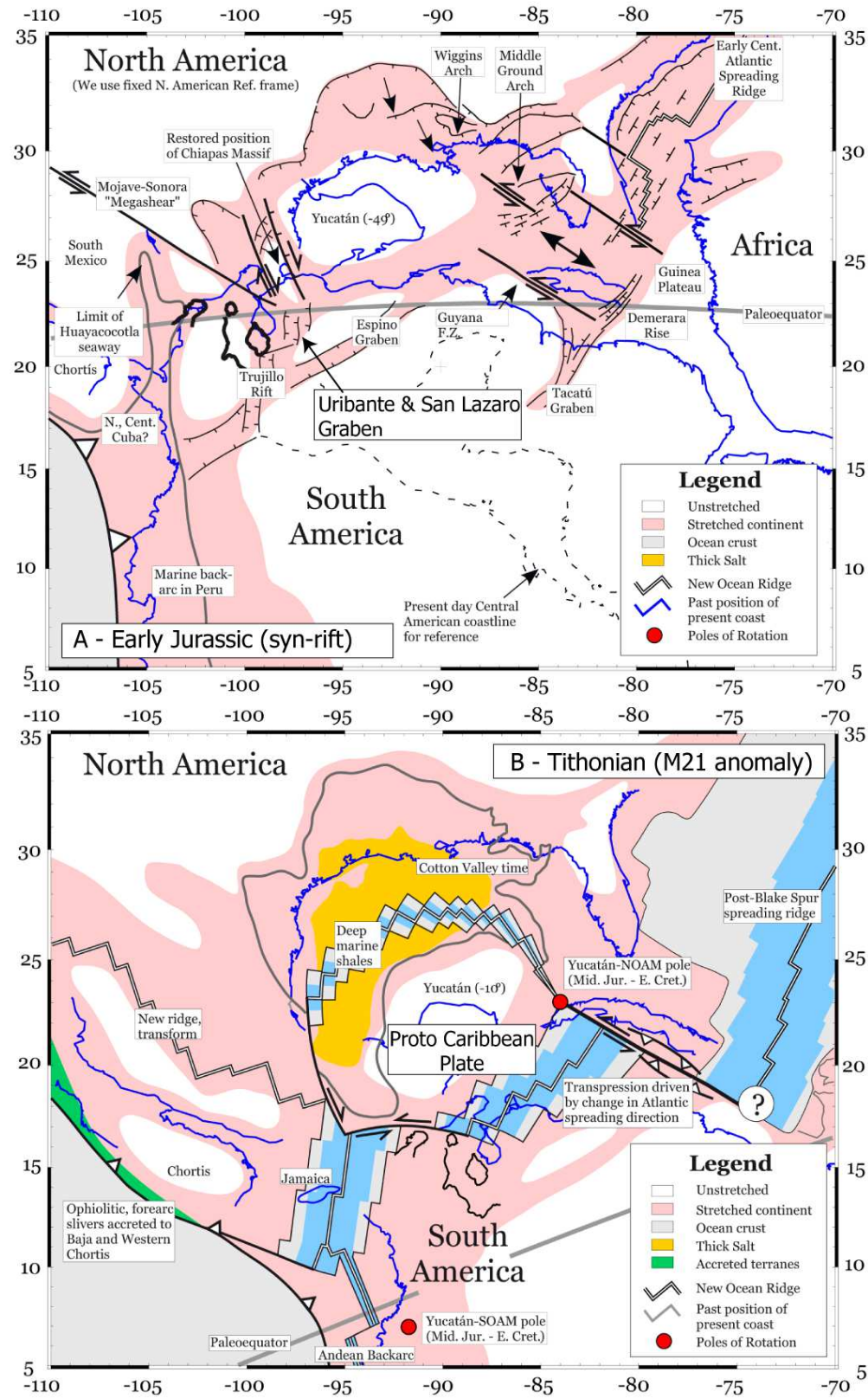


Figure 1.3 – Modèle de reconstitution paléogéographique de la région des Caraïbes, dessiné en considérant la plaque Amérique du Nord fixe. Projection Mercator, d'après Pindell & Kennan (2001). (A) Lias : les grabens sont orientés au NNE. (B) Tithonien : mise en place de la proto-plaque Caraïbe entre les deux Amériques.

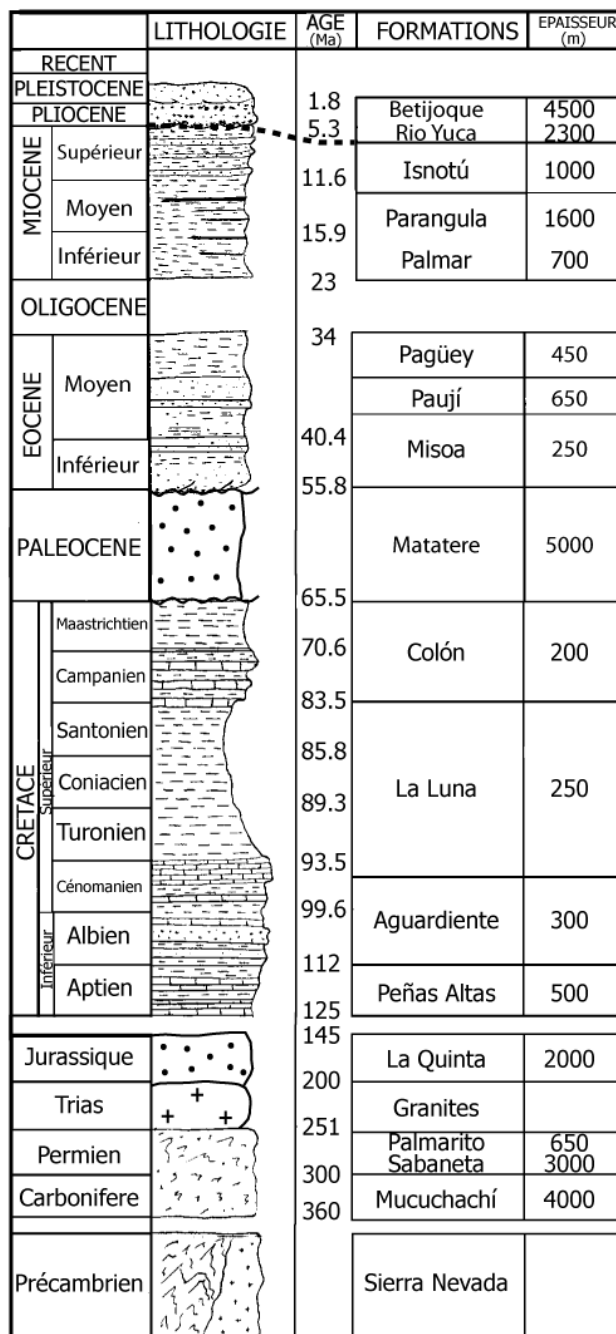


Figure 1.4 – Colonne lithostratigraphique synthétique de la partie septentrionale des Andes de Mérida, modifiée d'après Hervouët et al. (2005). La formation Matatere est composée de turbidites déposées lors de la mise en place de l'allochtone Caraïbe

1.2.2 La transgression téthysienne - Crétacé

1.2.2.1 Crétacé inférieur

L'Atlantique Sud commence à s'ouvrir à l'Aptien, provoquant une convergence entre les deux Amériques. Cette réorganisation des plaques inverse la polarité de la subduction de la proto-plaque Caraïbe sous la Téthys (Figure 1.5 A), qui plonge alors vers l'ouest. L'arc Villa de Cura-Grandes Antilles se déplace vers le NE en consommant la plaque Téthys (Stéphan, 1982; Beck Jr., 1983; Chevalier, 1987; Avé Lallemant, 1997; Pindell & Kennan, 2001; Pindell et al., 2005). La transgression arrive par le NW et dépose au niveau des Andes de Mérida la formation Peñas Altas (Aptien) composée de grès fins qui alternent avec des calcaires et des pélites laminées, puis la formation Aguardiente (Albien), caractérisée par des grès plus ou moins calcaires (Figure 1.4; Parnaud et al., 1995).

1.2.2.2 Crétacé supérieur

Le déplacement vers le NE de l'arc de Villa de Cura-Grandes Antilles s'effectue en utilisant les décrochements conjugués sénestre au nord de l'actuel escarpement de Hess, et dextre de la faille de Roméral en Colombie. Au niveau des Andes de Mérida se déposent les argiles et calcaires de la formation La Luna (Turonien-Campanien) sur une plate-forme marine profonde anoxique (Figure 1.4). L'arc des Grandes Antilles entre en collision au Campanien inférieur (80 Ma) avec les marges passives téthysiennes. Ce ralentissement de la progression vers le NE de la proto-plaque Caraïbe déclenche la subduction de la plaque Farallon à l'ouest, isolant la plaque Caraïbe (Figure 1.5 B; Pindell & Kennan, 2001). Dans les terrains situés sur la péninsule de La Guajira, un écaillage du promontoire andin se met en place, qui constituera la future nappe de socle de Tinaco-Tinaquillo (Figure 1.6; Stéphan, 1982). Suite à la mise en place des nappes, le lac de Maracaïbo devient un bassin flexural et le dépôt-centre des marnes de la formation Colón d'âge campanien-maastrichtien (Parnaud et al., 1995).

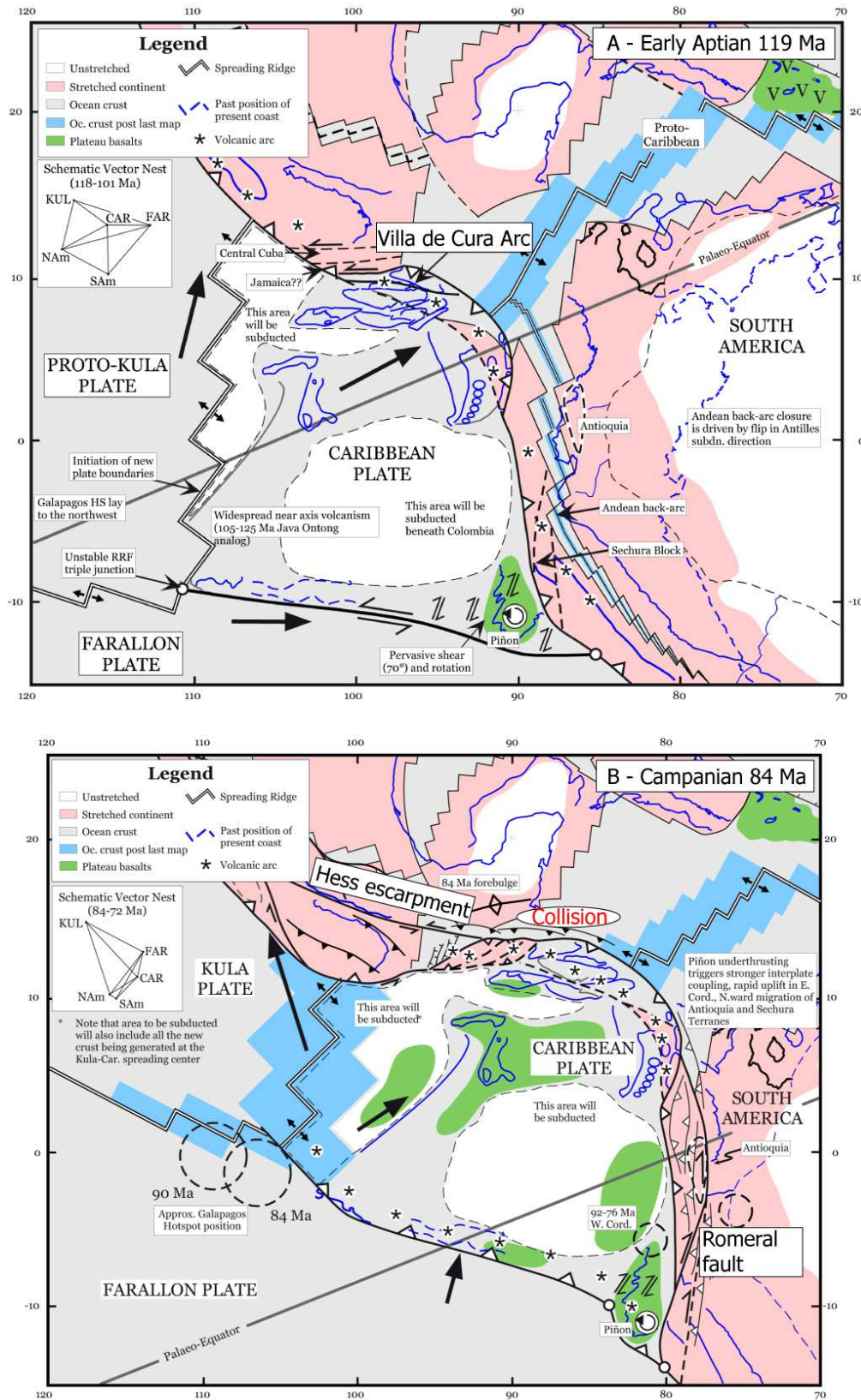


Figure 1.5 – Modèle de reconstitution paléogéographique de la région des Caraïbes, dessiné en considérant la plaque Amérique du Nord fixe. Projection Mercator, d'après Pindell & Kennan (2001). (A) Aptien : création de l'arc Villa de Cura–Grandes Antilles. (B) Campanien : isolement de la plaque Caraïbe.

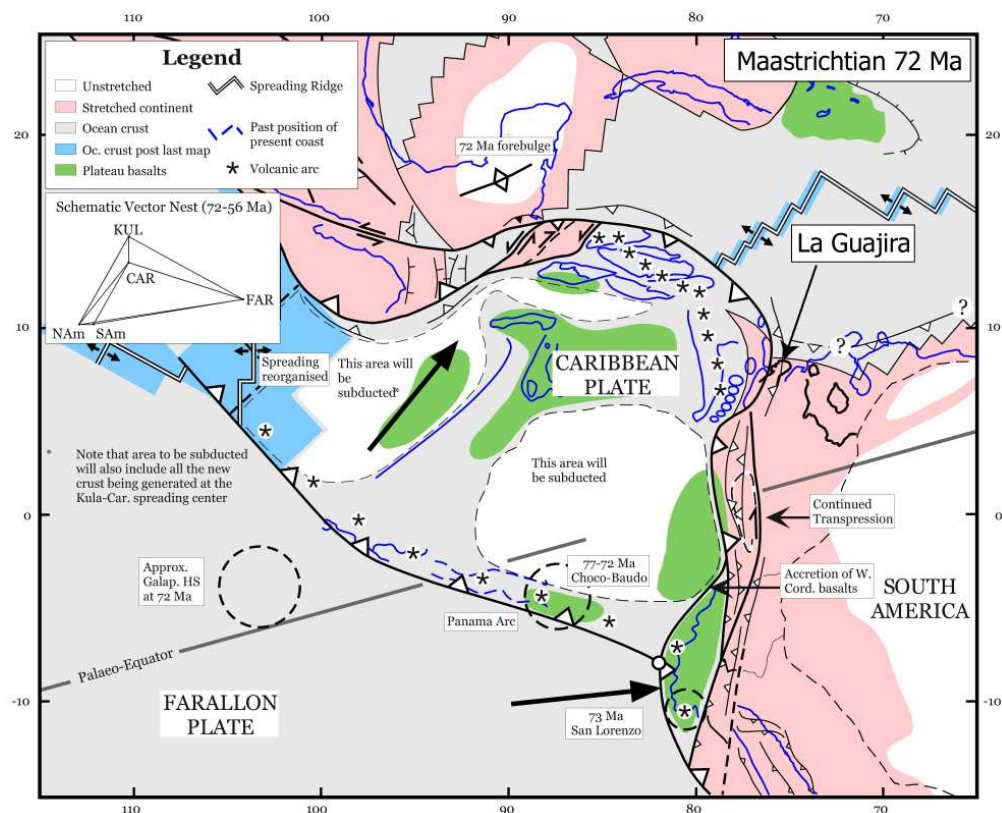


Figure 1.6 – Modèle de reconstitution paléogéographique de la région des Caraïbes, dessiné en considérant la plaque Amérique du Nord fixe. Projection Mercator, d'après Pindell & Kennan (2001). Maastrichtien : début de l'écaillage de la péninsule de La Guajira.

1.2.3 Charriage des Nappes Caraïbes - Cénozoïque

La limite Crétacé-Tertiaire semble marquer un arrêt de la sédimentation dans les Andes de Mérida. Celle-ci ne reprendra qu'au cours de l'Eocène avec le dépôt des formations Misoa (grès fluvio-deltaïques) et Paují (pélites déposées en milieu marin) sur le bord NW de la chaîne, et de la formation Pagüey (argiles de plate-forme externe et pélites gréseuses de barres littorales) sur le bord SE (Figure 1.4).

1.2.3.1 Paléocène inférieur - Eocène

La chaîne Caraïbe s'édifie par écaillage puis empilement des différents domaines compris entre l'avant-pays et le paléo-arc Villa de Cura–Antilles hollandaises. Les charriages sous-marins s'effectuent du NW vers le SE, l'allochtone caraïbe (nappes de Lara) se moulant sur le promontoire andin sur plus de 250 km (Stéphan, 1985). Cette phase correspond à la mise en place des nappes de Lara, comprenant les turbidites de la formation Matatere, sur les Andes de Mérida septentrionales (Figure 1.7 A).

La collision entre les domaines caraïbes et andin entraîne un changement de direction du déplacement de la plaque Caraïbe du NE vers l'est (Audemard, 1993). La faille décrochante de Roméral ne correspond alors plus à une frontière active. Elle est remplacée par la subduction de la paléo-plaque Caraïbe sous le bord NW de l'Amérique du Sud, au niveau de la fosse de Sinu (Figure 1.7 A ; Duque-Caro, 1979; Mattson, 1984; Pindell & Kennan, 2001). Cette subduction est en partie responsable de la compression NW-SE, appliquée sur le bord NW de l'Amérique du Sud, qui atteint son paroxysme à l'Eocène moyen (Kellogg, 1984). Ainsi, la Sierra de Perijá s'édifie à l'Eocène par inversion des grabens jurassiques (e.g. Audemard, 1991; Pindell & Kennan, 2001).

La compression responsable de la mise en place des nappes de Lara produit à l'Eocène supérieur un serrage orienté N105°E dans les terrains allochtones ainsi que dans les terrains autochtones des Andes de Mérida (Stéphan, 1985). Le serrage est responsable de la formation de plis en échelon orientés N-S à NNE-SSW, d'une schistosité de plis-fractures orientée N15°E et de la mise en place de décrochements dont la faille de Boconó orientée N50°E qui accommoderait jusqu'à 80 km de rejet dextre (Stéphan, 1982, 1985).

A l'Oligocène, la nouvelle frontière entre les plaques Caraïbe et Amérique du Sud est une

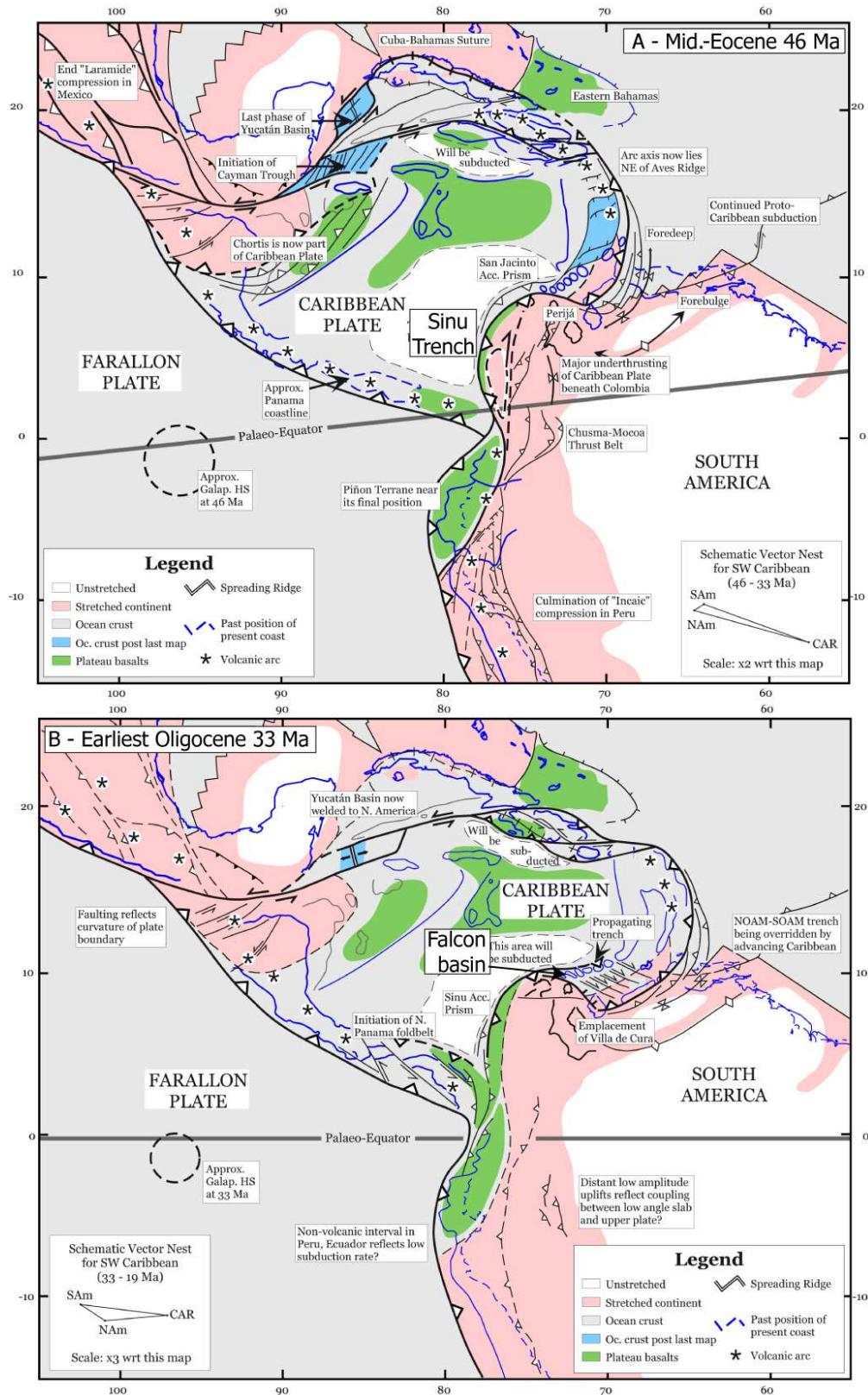


Figure 1.7 – Modèle de reconstitution paléogéographique de la région des Caraïbes, dessiné en considérant la plaque Amérique du Nord fixe. Projection Mercator, d'après Pindell & Kennan (2001). (A) Eocène moyen : mise en place des nappes de Lara et soulèvement de la Sierra de Perijá. (B) Oligocène inférieur : ouverture du bassin de Falcón.

structure entièrement intracontinentale (Jordan, 1975; Pennington, 1981; Schubert, 1982; Stéphan, 1982). Le bassin de Falcón s'ouvre lors d'une phase de rifting caractérisée par une extension orientée N150°E qui s'accompagne par la subsidence des bassins de Bonaire et de Grenade (Figure 1.7 B; Audemard, 1993).

1.2.4 Surrection des Andes de Mérida - Miocène à Actuel

1.2.4.1 Miocène inférieur à moyen

L'écaillage vers le SSE des nappes caraïbes ne permet plus d'accommoder le déplacement de la plaque Caraïbe vers l'est. Il se forme alors un système de décrochements dextres sur la zone de faiblesse du bassin de Bonaire, correspondant à la zone de failles d'Oca-San Sebastian-El Pilar (Figure 1.8 A; Audemard, 1993). Au niveau des Andes de Mérida se déposent les roches de la formation Palmar (Figure 1.4) composées de grès fins intercalés avec des argiles et des calcaires déposés en milieux lacustre et marin peu profond (González de Juana et al., 1980).

1.2.4.2 Miocène moyen à supérieur

La collision du bloc de Panama-Choco avec la bordure NW de l'Amérique du Sud s'amorce vers 12 Ma (Duque-Caro, 1990) par l'accrétion des parties orientales (bloc de Chocó) à la Cordillère Occidentale de Colombie (Taboada et al., 2000). Au Mio-Pliocène, le poinçonnement migre vers le NE et se poursuit par la collision entre les parties occidentales du bloc (arc de Panama) avec l'Amérique du Sud (Mann & Corrigan, 1990; Pindell et al., 2005).

La limite entre les plaques Caraïbe et Amérique du Sud est transpressive sur plus de 1000 km de long. Le déplacement de la plaque Caraïbe se poursuivant vers le SE, des chaînes s'édifient le long des décrochements dextres dans la zone d'interaction des plaques. C'est le cas des chaînes Caraïbes le long de la faille d'El Pilar (Figure 1.8 B).

Les Andes de Mérida résultent de la convergence oblique entre le bloc de Maracaïbo à l'ouest et le bouclier Guyanais à l'est (Audemard & Audemard, 2002), comme le confirment les données GPS pour l'Actuel (Pérez et al., 2001; Trenkamp et al., 2002). Le soulèvement commence au Miocène moyen-terminal d'après l'âge des dépôts molassiques les plus anciens

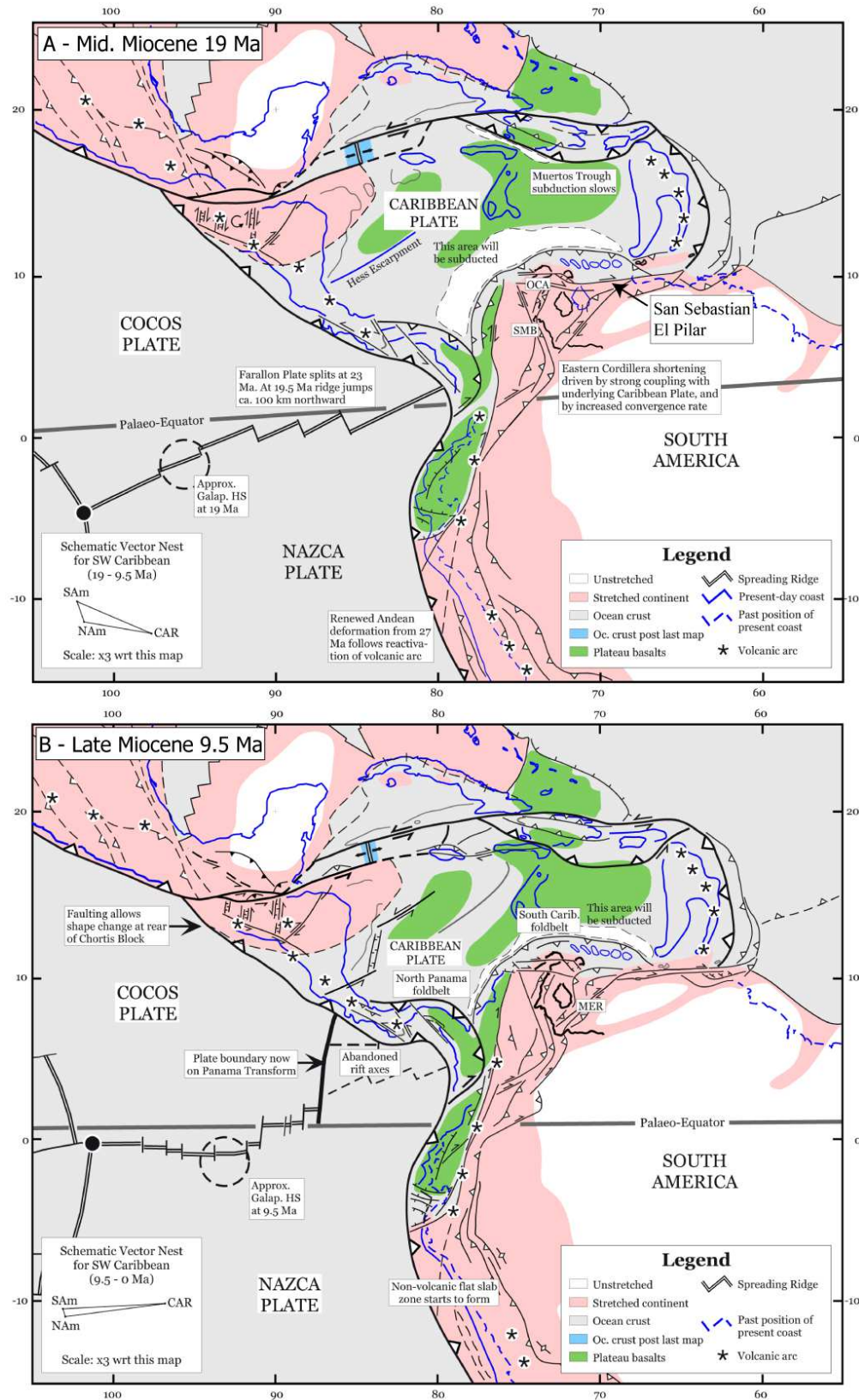


Figure 1.8 – Modèle de reconstitution paléogéographique de la région des Caraïbes, dessiné en considérant la plaque Amérique du Nord fixe. Projection Mercator, d'après Pindell & Kennan (2001). (A) Miocène moyen : activation des failles d'Oca et de Santa Marta Bucaramanga (SMB). (B) Miocène supérieur : édification des Andes Mérida (MER).

présents dans les deux bassins d'avant pays (Stéphan, 1982; Audemard, 1991, 1993; Colletta et al., 1997; Audemard & Audemard, 2002). Ces molasses présentent une évolution progressive depuis les argiles gréseuses et ferrugineuses à la base (formation Isnotú sur le flanc nord et Parangula sur le flanc sud ; Figure 1.4) jusqu'à des conglomérats fluviatiles grossiers, datés du Miocène supérieur-Pliocène (formation Betijoque et Rio Yuca; Stéphan, 1985). Ces formations peuvent dépasser 5500 m (Parnaud et al., 1995) voire 7000 m d'épaisseur (De Toni & Kellogg, 1993; Audemard, 1991).

La fin de la collision de l'arc de Panama avec l'Amérique du Sud au Pliocène provoque une migration de la déformation de la faille d'Oca vers Boconó, provoquant le mouvement du bloc de Maracaïbo vers le NE. Ce mouvement est rendu possible par la présence d'une bordure libre au nord due à la subduction de la plaque Caraïbe sous l'Amérique du Sud au niveau de la ceinture déformée sud Caraïbe (Audemard, 1993). Cette collision est également responsable de la phase de soulèvement majeure dans les Andes de Mérida au cours du Plio-Pléistocène (Kohn et al., 1984; Kellogg & Bonini, 1982; Audemard & Audemard, 2002).

1.3 Cadre structural

1.3.1 Schéma structural et sismicité

Les parties internes de la chaîne, constituant les secteurs en altitude appelés Páramo, sont composées principalement d'un socle précambrien à paléozoïque polydéformé et métamorphisé (Figure 1.4). Il comprend : (1) la formation Sierra Nevada, d'âge précambrien, constituée de gneiss, micaschistes, amphibolites et gneiss granitiques, (2) les formations paléozoïques de Mucuchachí, comprenant des schistes métamorphiques sombres du Carbonifère, de Sabaneta et de Palmarito, caractérisées par des terrains peu ou pas métamorphiques du Permo-Carbonifère, et (3) des inclusions granitiques telles que les batholites de la Culata et d'El Carmen datés à 200 ± 25 Ma (Maréchal, 1983). La couverture méso-cénozoïque affleurant sur les flancs de l'édifice n'est pas métamorphisée même si elle est localement plissée (Figure 1.9).

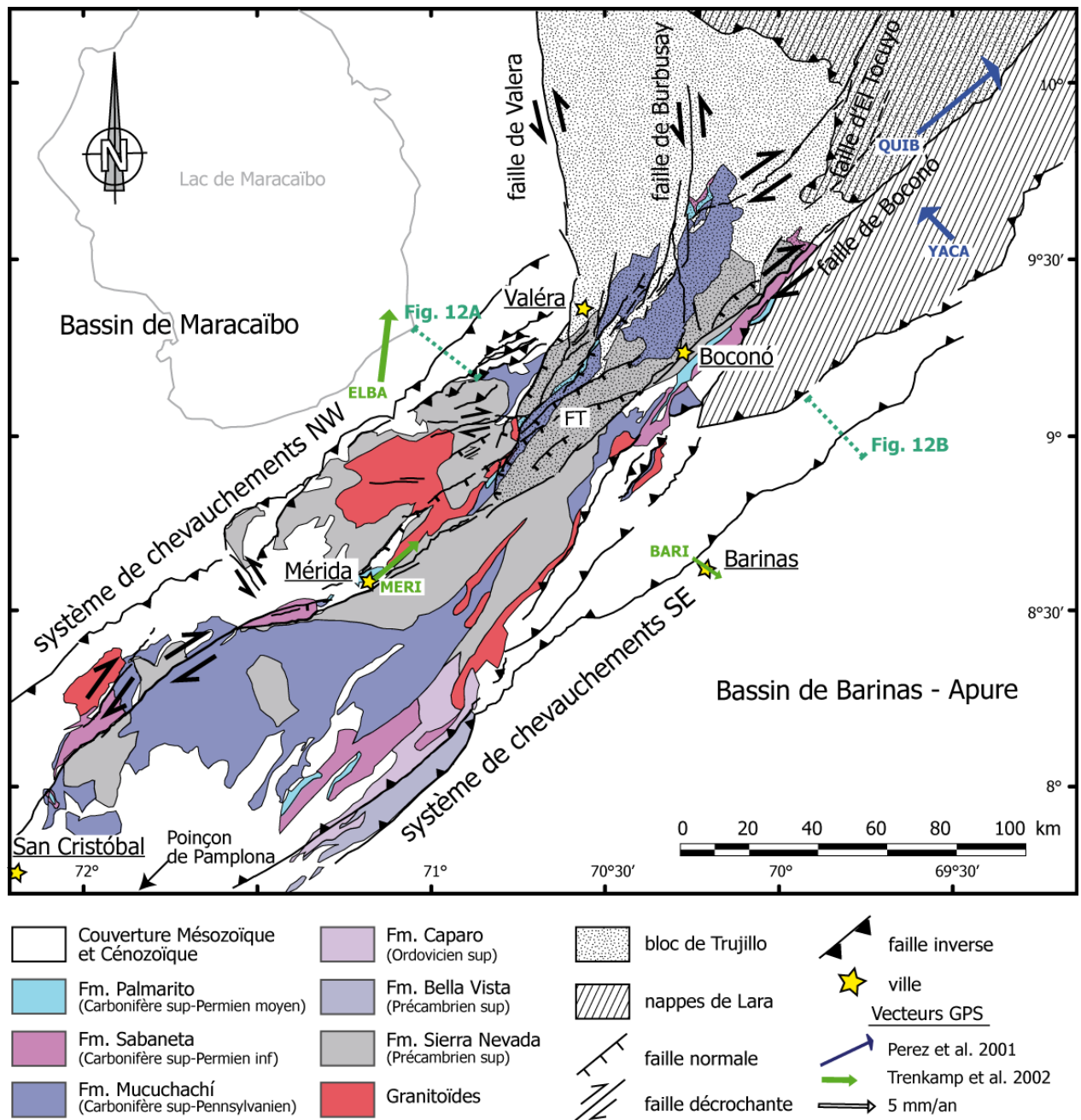


Figure 1.9 – Carte des grandes unités géologiques et schéma structural des Andes de Mérida, modifiée d'après Maréchal (1983); Stéphan (1985); Colletta et al. (1997); Audemard et al. (2005); Backé et al. (2006). La haute chaîne expose des terrains datés du Précambrien. Les bordures sont essentiellement constituées des terrains du Més-Cénozoïque. La déformation est partitionnée entre le décrochement dextre de Boconó au centre et les chevauchements à vergence opposée bordant les deux flancs de la chaîne. Le bloc triangulaire de Trujillo est délimité par les failles de Boconó et de Valera qui se rejoignent en un point triple dans la haute chaîne. FT : Faille de Tuñame. Les lignes vertes en pointillées montrent la localisation des profils sismiques de la figure 1.12

La chaîne, traversée longitudinalement par la faille décrochante dextre de Boconó, est bordée par des systèmes de chevauchements à vergences opposées qui la sépare des bassins d'avant-pays de Maracaïbo au NW et de Barinas-Apure au SE. Ce schéma structural traduit un partitionnement de la déformation (Fitch, 1972) qui s'opère par un jeu décrochant au centre de la chaîne et des chevauchements sur les bords. Ce processus est bien mis en évidence par les mécanismes au foyer qui expriment des solutions décrochantes le long de la faille de Boconó et des solutions inverses le long des systèmes chevauchants (Figure 1.10; Audemard & Audemard, 2002; Audemard et al., 2005). Toutefois Audemard & Audemard (2002) et Backé (2006) montrent que cette organisation est plus complexe à l'échelle de la chaîne et que les Andes de Mérida sont segmentées entre (Figure 1.9) :

- une partie septentrionale avec (1) la faille de Boconó en position axiale, (2) des chevauchements bien développés sur le bord SE, (3) la présence de la faille décrochante sénestre de Valera qui se connecte à la faille de Boconó au niveau d'un point triple, et (4) la présence des nappes de Lara charriées sur l'autochtone andin.
- une partie méridionale caractérisée par (1) des chevauchements bien développés au NW et plus discrets au sud-est, et (2) un décalage de la faille de Boconó vers le flanc nord de la chaîne.

Cette segmentation exprime clairement que le partitionnement de la déformation n'est pas l'unique processus en cours dans les Andes de Mérida. En effet, la partie méridionale est affectée par le poinçon de Pamplona (Figure 1.9 et Figure 1.20) qui exerce un écaillage crustal d'est en ouest suivant deux épisodes tectoniques postérieurs au Miocène moyen à supérieur (Boinet et al., 1985). Le poinçonnement serait responsable de la courbure vers le nord de la faille de Boconó ainsi que de la perturbation du système de chevauchements (Audemard & Audemard, 2002). Dans la partie septentrionale de la chaîne, les failles de Boconó et de Valera délimitent le bloc triangulaire de Trujillo (Figure 1.9). Les mouvements conjugués des deux failles conduisent à l'échappement tectonique du bloc vers le NE (Hervouët et al., 2001; Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006). Le déplacement du bloc, qui s'ajoute au processus de partitionnement et donc au glissement le long de la faille de Boconó, est démontré par les vecteurs GPS où la vitesse est de 5,2 mm/an au niveau de Mérida à l'extérieur du bloc de

Trujillo (station MERI de Trenkamp et al., 2002), et de 9,2 mm/an sur la bordure orientale du bloc de Trujillo (station QUIB de Pérez et al., 2001). L'échappement du bloc de Trujillo se traduit à sa pointe sud par une extension NW-SE bien exprimée le long de la faille de Tuñame (Dhont et al., 2005) et le long de sa bordure nord par une compression au NNE-SSW au contact avec les nappes Caraïbes (Hervouët et al., 2005) qui s'oriente au NNW-SSE le long de la zone de faille d'Oca-Ancón (Audemard, 1993).

La sismicité est assez diffuse sur l'ensemble de la chaîne et est surtout limitée aux 15-20 premiers kilomètres de la croûte (Figure 1.10 ; Audemard & Audemard, 2002). Aucune sismicité profonde ni intermédiaire n'a été à ce jour enregistrée dans les Andes de Mérida. On remarque que plusieurs séismes s'alignent le long des traces des failles de Boconó et de Valera. Un essaim de sismicité est localisé au nord au contact entre les nappes Caraïbe et l'autochtone Andin (Figure 1.9 et Figure 1.10). Les séismes historiques se concentrent clairement le long de la faille de Boconó, alors qu'aucun n'a été recensé le long de la faille de Valera (Figure 1.10). Le bloc de Trujillo et le bassin de La González sont affectés majoritairement par des séismes en extension, avec quelques solutions inverses à inverses obliques au sud du bloc de Trujillo et le long de la faille de Valera. En complément, aucun volcanisme néogène n'est exposé dans la chaîne. Ces éléments montrent que les Andes vénézuéliennes n'interagissent avec aucune zone de subduction, contrairement à la Cordillère des Andes (Colletta et al., 1997).

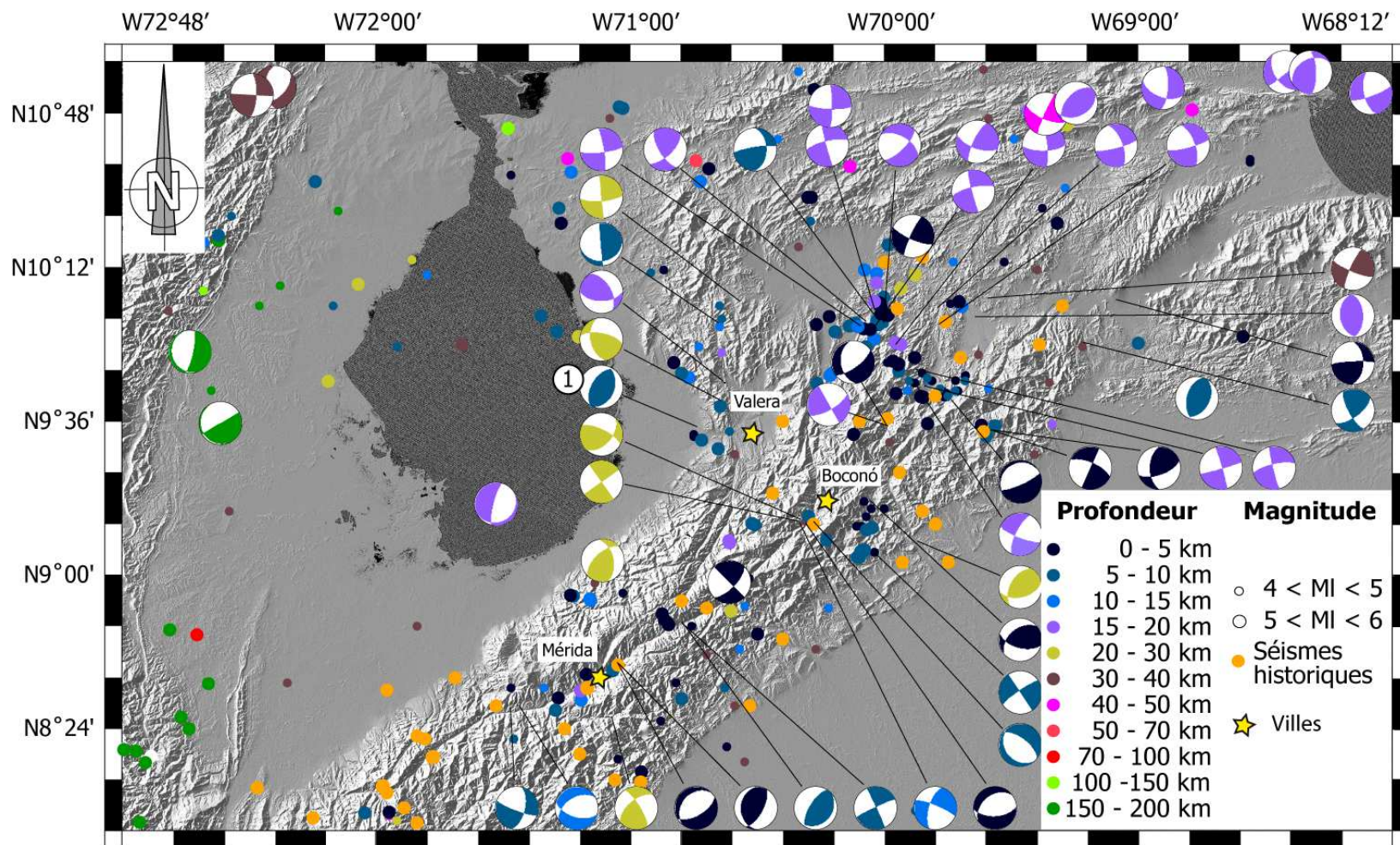


Figure 1.10 – Carte de sismicité ($M_l \geq 4$) et solutions des mécanismes au foyer ($M_l \geq 4.6$) dans les Andes de Mérida, représentés sur un MNT SRTM. Les données proviennent des bases de données du CMT Harvard, de l'Université des Andes, de Funvisis, ainsi que des données publiées dans Palme de Osechas et al. (2001) et Audemard et al. (2005). Le mécanisme au foyer numéro 1 est utilisé dans le chapitre 4.

1.3.2 Modèles crustaux pour les Andes de Mérida

Plusieurs modèles crustaux ont été présentés pour décrire la structure profonde des Andes de Mérida. La chaîne a d'abord été considérée comme étant symétrique par rapport à un décrochement principal en position axiale, avec des chevauchements bordiers responsables du soulèvement des flancs. La structure de la chaîne correspondrait alors à une structure en fleur symétrique (Gonzalez de Juana, 1952; Rod, 1956; Rod et al., 1958; Stéphan, 1985). Cependant les données gravimétriques (Hospers & Van Wijnen, 1959) favorisent une asymétrie de l'édifice comme en témoigne la forte anomalie négative (-150 mGal) dans le bassin de Maracaïbo, contrastant avec les valeurs plus faibles dans les parties centrales de la chaîne (-100 mGal) et dans le bassin de Barinas-Apure (-50 mGal; Bonini et al., 1977). L'interprétation de ces données montre que le bassin de Maracaïbo présente une épaisseur de dépôts molassiques plus importante que celle du bassin de Barinas-Apure, le Moho se situant vraisemblablement à 40 km de profondeur sous le flanc NW alors qu'il ne serait qu'à 30 km de profondeur sous le flanc SE (Figure 1.11; Kellogg & Bonini, 1982).

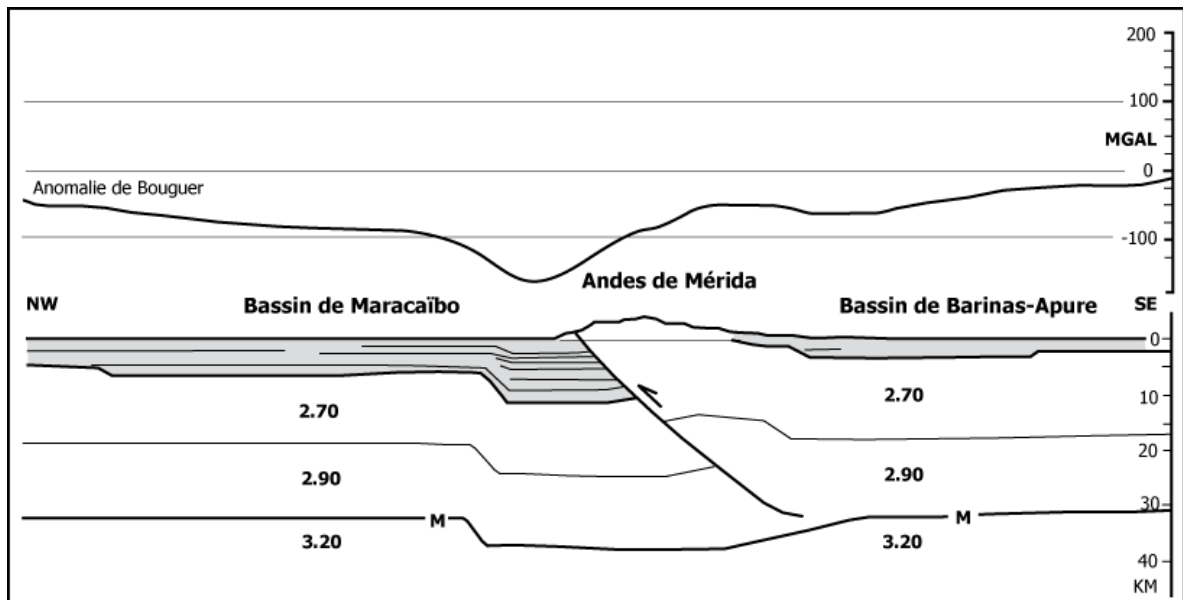


Figure 1.11 – Profil de l'anomalie de Bouguer et modélisation gravimétrique le long d'un profil traversant les Andes de Mérida et les deux bassins d'avant-pays, d'après Kellogg & Bonini (1982). En gris figurent les dépôts molassiques.

Les données de sismique réflexion acquises dans les deux bassins d'avant pays confirment la variation d'épaisseur sédimentaire depuis 8 à 10 km dans le bassin de Maracaïbo à 5 km dans le bassin de Barinas-Apure (Figure 1.12; Audemard, 1991; De Toni & Kellogg, 1993; Colletta et al., 1997; Duerto et al., 2006). Les profils sismiques ont aussi montré la présence de zones triangulaires plus matures sur le flanc NW par rapport au flanc SE (Audemard, 1991; De Toni & Kellogg, 1993; Duerto et al., 2006). Pour expliquer l'asymétrie de la chaîne, deux types de modèles s'affrontent selon la vergence du chevauchement majeur.

1.3.2.1 Modèles à vergence NW

Pour justifier une subsidence plus forte du bassin de Maracaïbo, la structure profonde des Andes de Mérida a été interprétée comme étant liée à un chevauchement à vergence NW se branchant au Moho et charriant les domaines andins sur le bassin de Maracaïbo (Figure 1.13; Kellogg & Bonini, 1982; De Toni & Kellogg, 1993). Colletta et al. (1997) proposent ainsi une subduction continentale du bloc de Maracaïbo sous le craton Guyanais (Figure 1.14). Ce modèle est en accord avec les données de thermochronologie disponibles dans la chaîne qui indiquent un soulèvement du flanc NW à l'Oligo-Miocène, suivi par un soulèvement de la partie SE au cours du Miocène terminal (Kohn et al., 1984).

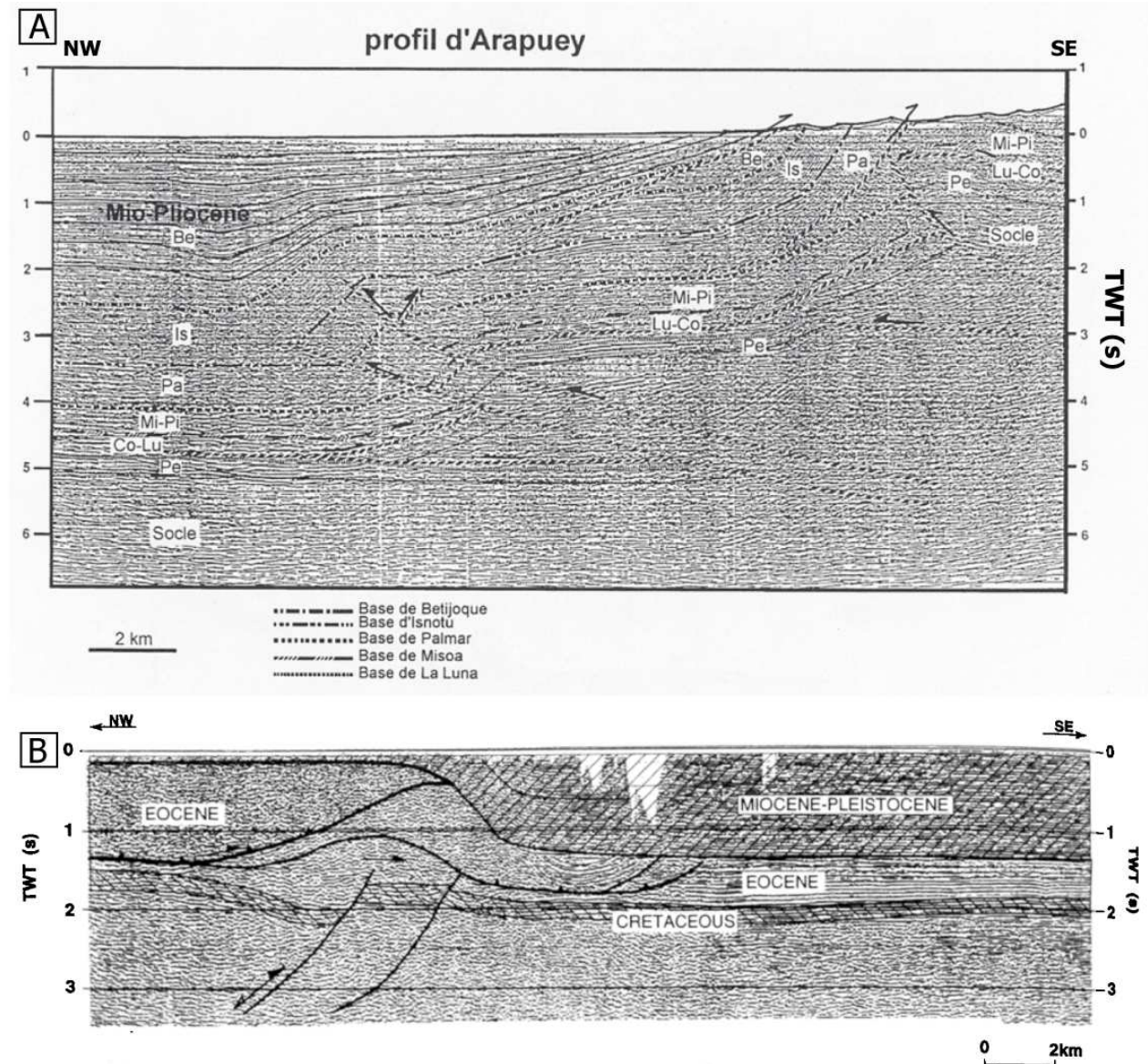


Figure 1.12 – (A) Profil sismique traversant le flanc NW des Andes de Mérida et le bassin de Maracaïbo, d'après Audemard (1991). Localisation sur la figure 1.9. Be : fm. Betijoque; Is : fm. Isnotú; Pa : fm. Palmar; Mi-Pi : fm. Misoa et Pauji; Lu-Co : fm. La Luna et Colon; Pe : fm. Peñas Altas. (B) Profil sismique traversant le flanc SE et le bassin de Barinas-Apure, d'après Colletta et al. (1997). On notera la différence d'épaisseur des dépôts molassiques sur les deux profils : la base de la formation Isnotú (Miocène moyen) est à 3.5 s (TWT) sur le profil du flanc NW, alors que la base du Miocène est à 1.3 s (TWT) sur le profil du flanc SE, traduisant des dépôts molassiques environ 2,5 fois plus épais dans le piémont nord-occidental.

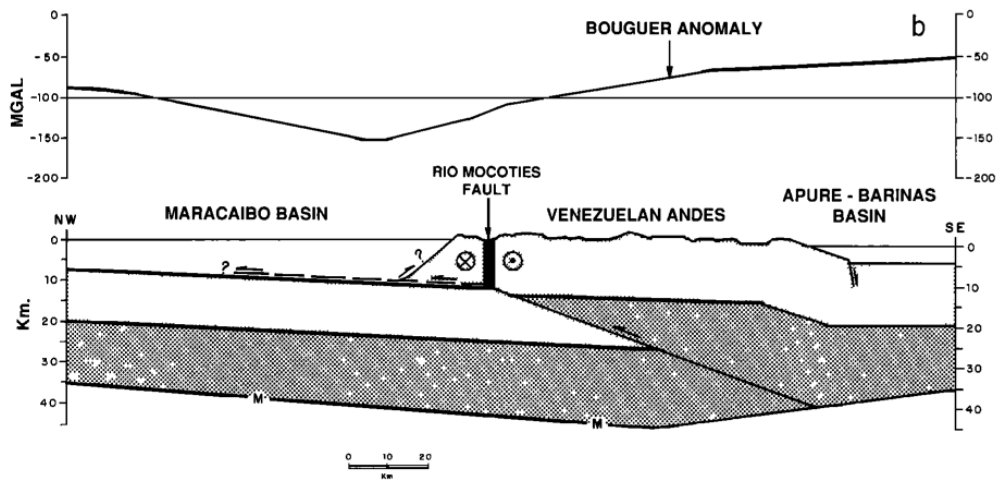


Figure 1.13 – Structuration profonde des Andes de Mérida proposée d’après l’inversion des anomalies gravimétriques, d’après De Toni & Kellogg (1993). Les Andes vénézuéliennes chevauchent le bassin de Maracaïbo le long d’un chevauchement majeur atteignant le Moho. La faille du Rio Mocoties, formant la prolongation sud de la faille de Boconó, se branche sur le chevauchement principal.

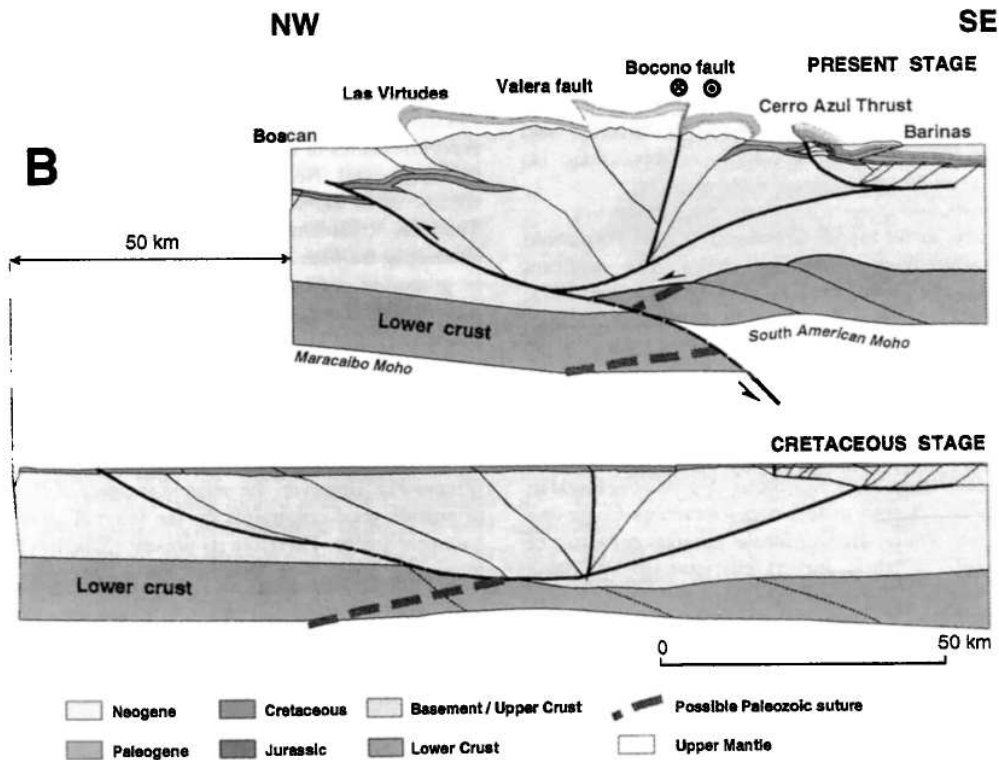


Figure 1.14 – Coupe équilibrée des Andes de Mérida d’après Colletta et al. (1997). La chaîne s’édifie à partir d’une subduction continentale à vergence SE décalant le Moho.

Toutefois, ces modèles ne permettent pas d'expliquer le partitionnement de la déformation observé en surface, car le chevauchement de socle à plongement vers le SE devrait absorber la contrainte E-W par un glissement oblique qui n'est pas mis en évidence par les solutions de mécanismes au foyer. Ces modèles sont également critiqués par Audemard & Audemard (2002) qui précisent que la croûte du bassin de Maracaïbo, affectée par l'épisode de rifting jurassique, devrait être moins épaisse que la croûte du Bouclier Guyanais, et donc par là même, plus difficile à subduire qu'à chevaucher.

1.3.2.2 Modèles à vergence SE

L'idée d'une subduction continentale à plongement NW avait été proposée par Audemard (1991) pour décrire la structure profonde des Andes de Mérida en s'inspirant d'un modèle de flottement orogénique (Figure 1.15 ; Oldow et al., 1990). Ce modèle permet d'expliquer le partitionnement de la déformation dans les orogènes transpressifs par un niveau de décollement localisé sous l'édifice, soit à la limite fragile/ductile au sein de la croûte, soit à la limite croûte/manteau supérieur. Le niveau de décollement correspond à une zone de cisaillement ductile accommodant les mouvements des failles décrochantes et des chevauchements, observables en surface, venant s'y brancher.

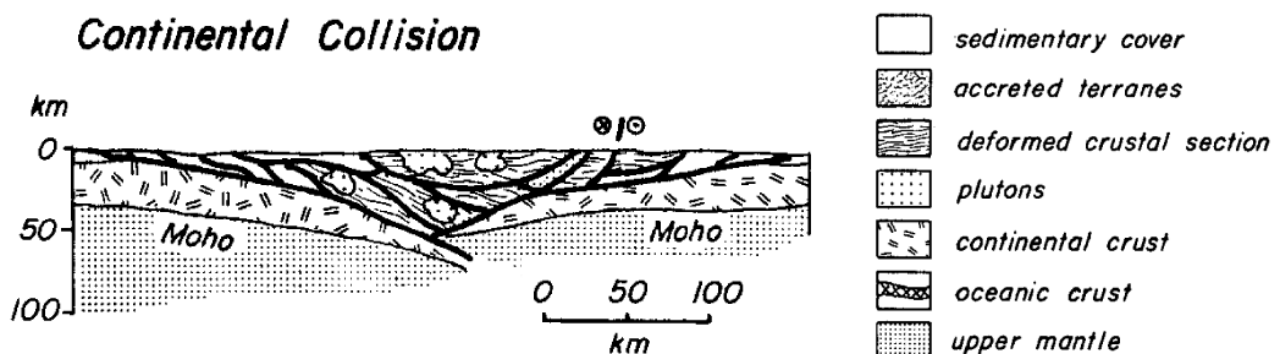


Figure 1.15 – Coupe théorique du modèle de flottement orogénique en contexte de collision continentale, d'après Oldow et al. (1990). Le niveau de décollement en profondeur sert de zone d'amortissement ductile aux failles de la croûte supérieure sur lequel elles se branchent, permettant d'expliquer le partitionnement de la déformation dans la partie supérieure de la croûte.

Le modèle de subduction continentale à vergence SE a été repris par Chacín et al. (2005) qui montrent une zone de rupture dans la partie inférieure de la croûte sous le flanc NW des

Andes de Mérida à partir de l'inversion de données gravimétriques (Figure 1.16 ; Graterol, 1994). La subsidence importante du bassin de Maracaïbo pourrait alors s'expliquer par une réponse flexurale de la croûte à la charge des Andes de Mérida.

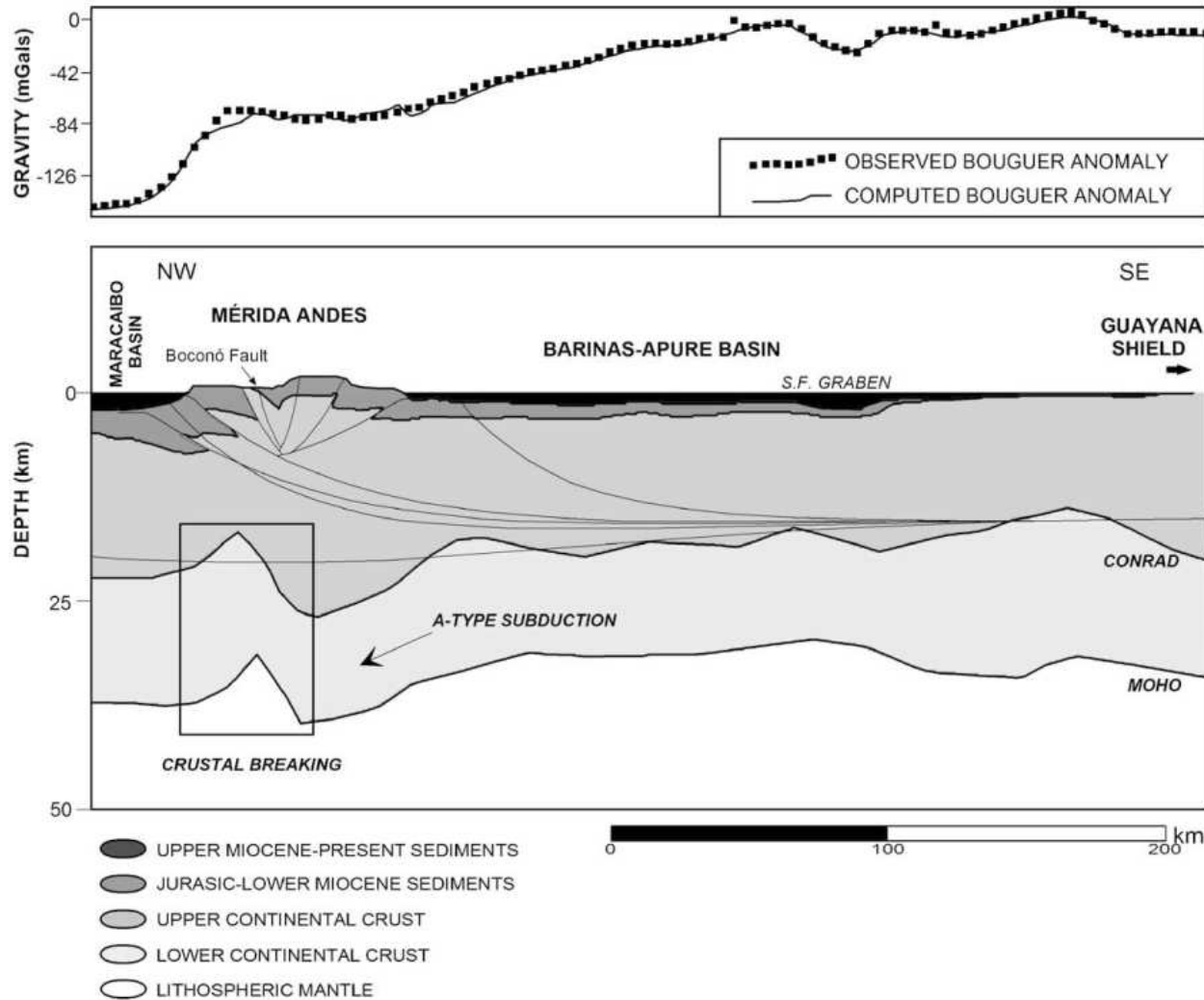


Figure 1.16 – Courbes des anomalies gravimétriques observées et calculées (haut), et modèle de croûte avec une interprétation structurale des Andes de Mérida (bas), d'après Chacín et al. (2005). La zone de rupture dans la croûte suppose une subduction continentale naissante à vergence NW.

1.3.3 Modèles crustaux pour le bloc de Maracaïbo

Pour être compris, le modèle crustal des Andes de Mérida doit être intégré à la structure du bloc de Maracaïbo. A ce jour deux modèles ont été proposés.

1.3.3.1 Couplage entre la plaque subduite et la plaque chevauchante

Le faible plongement du panneau caraïbe en subduction sous la plaque Amérique du Sud (Van der Hilst & Mann, 1994; Taboada et al., 2000) contribue à augmenter le couplage entre les deux plaques, provoquant ainsi un raccourcissement horizontal associé à un soulèvement vertical dans la plaque chevauchante. Ce processus a été décrit pour l'orogénèse des Laramides dans les Montagnes Rocheuses d'Amérique du Nord par Bird (1998). La Sierra de Perijá et les Andes vénézuéliennes s'édifient alors à la fois par inversion de grabens (Duerto et al., 2006), ainsi que par le développement de zones triangulaires au niveau des systèmes de chevauchements dans les deux bassins d'avant pays (Figure 1.17).

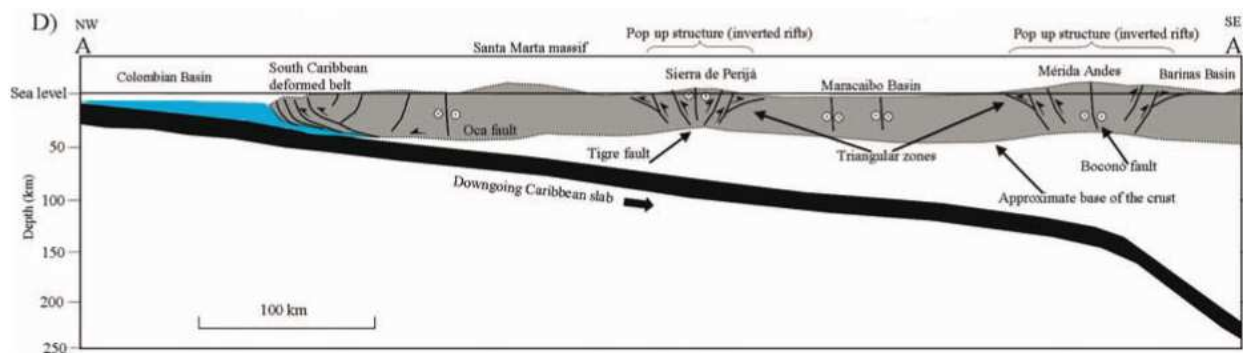


Figure 1.17 – Modèle géodynamique du bloc de Maracaïbo, d'après Duerto et al. (2006). Le faible plongement de la plaque Caraïbe subduite sous l'Amérique du Sud augmente le couplage entre les deux plaques. Les Andes de Mérida ainsi que la Sierra de Perijá se soulèvent par inversion de grabens et construction de zones triangulaires.

Ce modèle montre toutefois quelques limites puisque l'asymétrie des grabens n'est pas prise en compte. Par ailleurs, aucune sismicité intermédiaire n'a été enregistrée dans les Andes de Mérida, le séisme le plus profond (~ 200 km) attribué au panneau plongeant caraïbe se situant sous la rive ouest du lac de Maracaïbo (Dewey, 1972). De plus, aucune trace de volcanisme quaternaire n'a été observée dans la chaîne, bien qu'on puisse argumenter qu'un fort couplage entre le panneau plongeant et la plaque sus-jacente semble annihiler tout magmatisme. Enfin, les interprétations des données de tomographie sismique sont contradictoires, la plus récente montrant que la plaque Caraïbe subduite se verticalise à partir de la bordure occidentale du lac de Maracaïbo (Figure 1.2 A ; Taboada et al., 2000). Il n'est donc pas certain que les Andes de Mérida se situent à l'aplomb du panneau plongeant caraïbe. A

la lueur de ces remarques, il apparaît donc peu probable de transmettre une contrainte par couplage jusqu'aux Andes vénézuéliennes.

1.3.3.2 Flottement orogénique

Le modèle de flottement orogénique, vu dans le cas des collisions continentales, s'applique également aux zones de subduction océan-continent. Un niveau de décollement est généré au niveau d'une zone de subduction (Figure 1.18). Il permet de transférer la contrainte transpressive depuis une limite de plaque jusqu'à une chaîne de montagne (Oldow et al., 1990). Toute la partie située au-dessus du niveau de décollement est découplée du reste de la lithosphère, impliquant que la contrainte majeure soit appliquée latéralement.

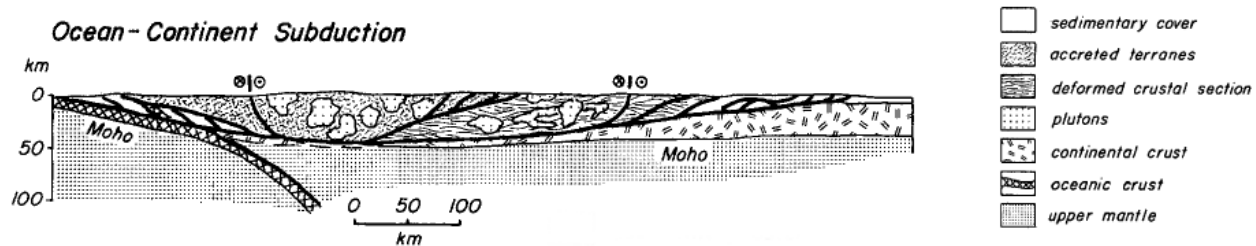


Figure 1.18 – Coupe théorique du modèle de flottement orogénique en contexte de subduction océan-continent, d'après Oldow et al. (1990). Le niveau de décollement généré au niveau de la zone de subduction propage la contrainte transpressive depuis la limite de plaque vers des orogènes intraplaque.

Dans notre cas, le niveau de décollement serait généré au niveau de la subduction de la plaque Caraïbe et se propagerait sous le bloc de Maracaïbo pour émerger dans le bassin de Barinas-Apure (Figure 1.19 ; Audemard & Audemard, 2002).

Le modèle permet de rendre compte, non seulement de la formation des Andes de Mérida et de la Sierra de Perijá, mais également du partitionnement de la déformation observé dans ces deux orogènes. De plus il permet d'expliquer facilement le déplacement vers le nord du bloc de Maracaïbo.

NW

SE

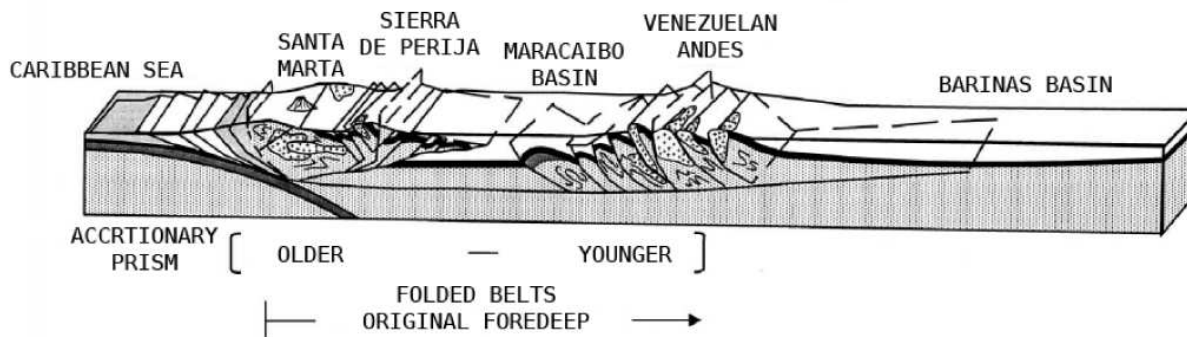


Figure 1.19 – *Modèle de flottement orogénique appliqué au bloc de Maracaïbo, d'après Audemard & Audemard (2002). Les failles majeures des Andes de Mérida se branchent sur un niveau de décollement prenant naissance au niveau de la zone de subduction de la plaque Caraïbe le long de la fosse de Sinu.*

1.3.4 La faille de Boconó

Comme nous l'avons présenté précédemment, la faille de Boconó constitue un accident décrochant majeur qui doit être pris en compte dans la structuration des Andes de Mérida (Figure 1.20), comme signalé par Audemard & Audemard (2002). Elle donne naissance à une vallée structurale de 500 km de long qui peut être suivie depuis la terminaison nord de la chaîne où elle se connecte au système de failles E-W de San Sebastian-El Pilar dans les chaînes Caraïbes, à sa terminaison sud où elle se branche à la faille de Guaicaramo au niveau du poinçon de Pamplona (Audemard & Audemard, 2002). Plusieurs séismes historiques destructeurs lui ont été attribués, dont ceux de Tovar en 1610, de Santa Cruz de Mora en 1894, de Mérida en 1812 et de La Grita en 1932 (Figure 1.20 ; Audemard, 1997).

L'activité quaternaire de la faille est bien connue, en particulier par les décalages de moraines qui ont permis d'estimer une vitesse de glissement comprise entre 5 et 9 mm/an (Schubert, 1980a; Soulas, 1985; Soulas et al., 1986), et plus récemment entre 7 et 10 mm/an (Audemard et al., 1999, 2008) au niveau de Mucubají. Cette vitesse diminue vers les deux terminaisons de la faille pour atteindre $5,2 \pm 0,9$ mm/an entre Mérida et San Cristóbal (Audemard, 1997; Audemard & Audemard, 2002) et 1 mm/an au niveau de la frontière colombo-vénézuélienne (Singer & Beltrán, 1996).

Le tracé de la faille est rectiligne selon une direction N 50° E dans la partie nord de la chaîne jusqu'au village d'Aracay et dans la partie sud à partir d'Estanques. Entre ces deux localités son tracé se décompose en plusieurs segments et il s'infléchit pour prendre une orientation E-W au niveau du bassin de La González (Figure 1.20). L'activité des divers segments les uns par rapport aux autres entraîne l'ouverture de bassins transtensifs dans lesquels se déposent des sédiments plio-quaternaires (Tricart & Millies-Lacroix, 1962). Les principaux bassins, sont ceux, du nord au sud, de Santo Domingo, de Mucuchías, et de La González (Figure 1.20 ; Renz, 1956; Schubert, 1980b).

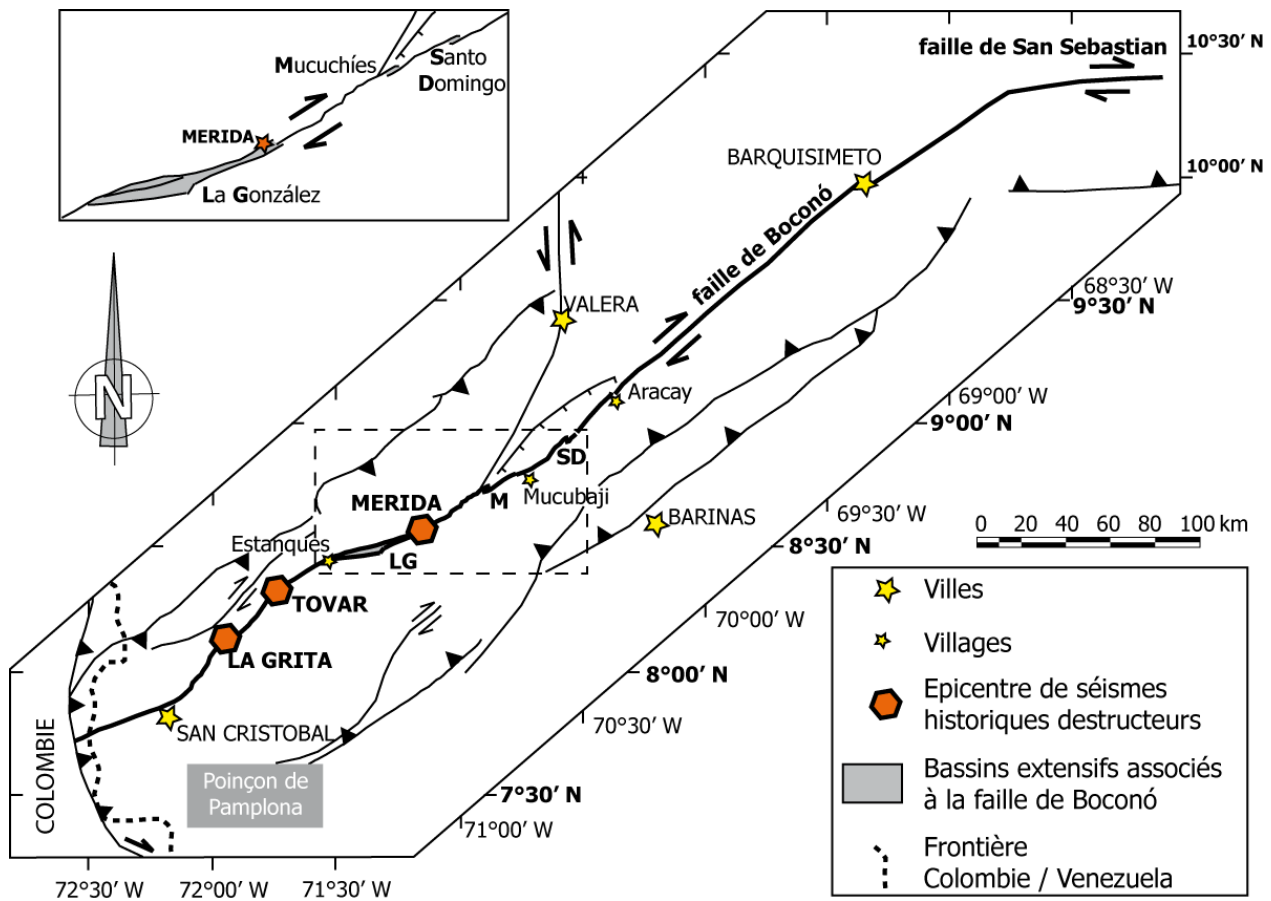


Figure 1.20 – Trace en surface de la faille de Boconó. La faille change d'orientation entre Aracay et Estanques, provoquant l'ouverture des bassins transtensifs de Santo Domingo (SD), Mucuchías (M) et La González (LG). Plusieurs séismes historiques ont été attribués à la faille, dont les séismes destructeurs de Tovar en 1610 (intensité X), Mérida en 1812 (intensité X) et La Grita en 1932 (intensité IX) (Audemard, 1997).

Si l'activité récente de la faille de Boconó est bien connue grâce aux marqueurs quaternaires, son rôle lors de l'édification des Andes de Mérida reste peu contraint. En effet, une contradiction persiste entre les différents modèles géodynamiques qui admettent que la faille s'initie à l'Eocène supérieur (Stéphan, 1982), au Miocène supérieur (Audemard, 1993), au Pliocène (phase paroxysmale de Audemard, 1993; Audemard & Audemard, 2002) et (Dhont et al., 2005), ou au Pléistocène moyen (Schubert & Vivas, 1993).

En complément, la structure profonde de la faille de Boconó reste incertaine, puisqu'elle a d'abord été considérée comme une limite de plaque (Molnar & Sykes, 1969; Dewey, 1972). Les modèles géodynamiques actuels s'accordent à dire qu'elle accommode l'échappement du bloc Nord Andin (Pennington, 1981; Mann & Burke, 1984; Van der Hilst & Mann, 1994), alors que les modèles structuraux plus récents des Andes de Mérida la restreignent à la croûte supérieure (Audemard, 1993; De Toni & Kellogg, 1993; Colletta et al., 1997; Schreurs & Colletta, 1998; Audemard & Audemard, 2002; Chacín et al., 2005; Backé et al., 2006).

Cette incertitude est alimentée par les divergences d'opinion sur le rejet de la faille. Stéphan (1982) propose, en se basant sur le déplacement dextre des nappes Caraïbes, un déplacement cumulé de 80 km le long de l'accident; Giraldo (1989) admet cependant une valeur de 30 km; Schubert & Vivas (1993) proposent un décalage de 7 à 9 km sur la base de l'ouverture du bassin de La González; Enfin Audemard & Audemard (2002) calculent 30 km d'après le déplacement dextre de l'anomalie gravimétrique enregistrée dans chacun des deux bassins d'avant-pays. Cette valeur est confirmée par Higgs (2009) qui proposent 35 km d'après un modèle de reconstitution paléogéographique.

Chapitre 2

Géologie du bassin de La González : enregistrement de l'activation de la faille de Boconó

Les contradictions au sujet de l'âge d'activation, du rejet, et de la structure profonde de la faille de Boconó viennent de la différence d'échelle des études. A grande échelle cet accident contrôle l'échappement du bloc de Maracaïbo, lui conférant un rejet important, et à plus petite échelle il contrôle l'ouverture de bassins transtensifs, témoignant d'un rejet moindre. A l'échelle des Andes de Mérida, la faille de Boconó constitue le décrochement majeur qui contribue au partitionnement de la déformation dans la chaîne de montagne. Les difficultés d'étude sont liées au fait que cette faille traverse principalement des terrains précambriens à paléozoïques dans la chaîne.

Les bassins transtensifs localisés le long de son tracé peuvent cependant, par leur dimension et l'âge de leurs sédiments de remplissage, fournir des contraintes sur la cinématique de la faille de Boconó. Parmi ces bassins, celui de La González expose une largeur maximale de 5 km qui peut être atteinte avec un déplacement le long de la faille de 7 à 9 km (Schubert & Vivas, 1993). Si on considère une vitesse constante de 5 mm/an pour la faille de Boconó, on obtient alors un âge d'activation compris entre 1,4 et 1,8 Ma. Ces âges contrastent fortement avec une initiation à l'Eocène supérieur (35 Ma) proposé par Stéphan (1982), qui conduirait à 175 km d'ouverture, ou au Miocène supérieur (7 Ma) proposé par Audemard (1993),

conduisant à 35 km de déplacement, ou encore au Mio-Pliocène (Audemard & Audemard, 2002) conduisant à un minimum de 15 km de décrochement dextre.

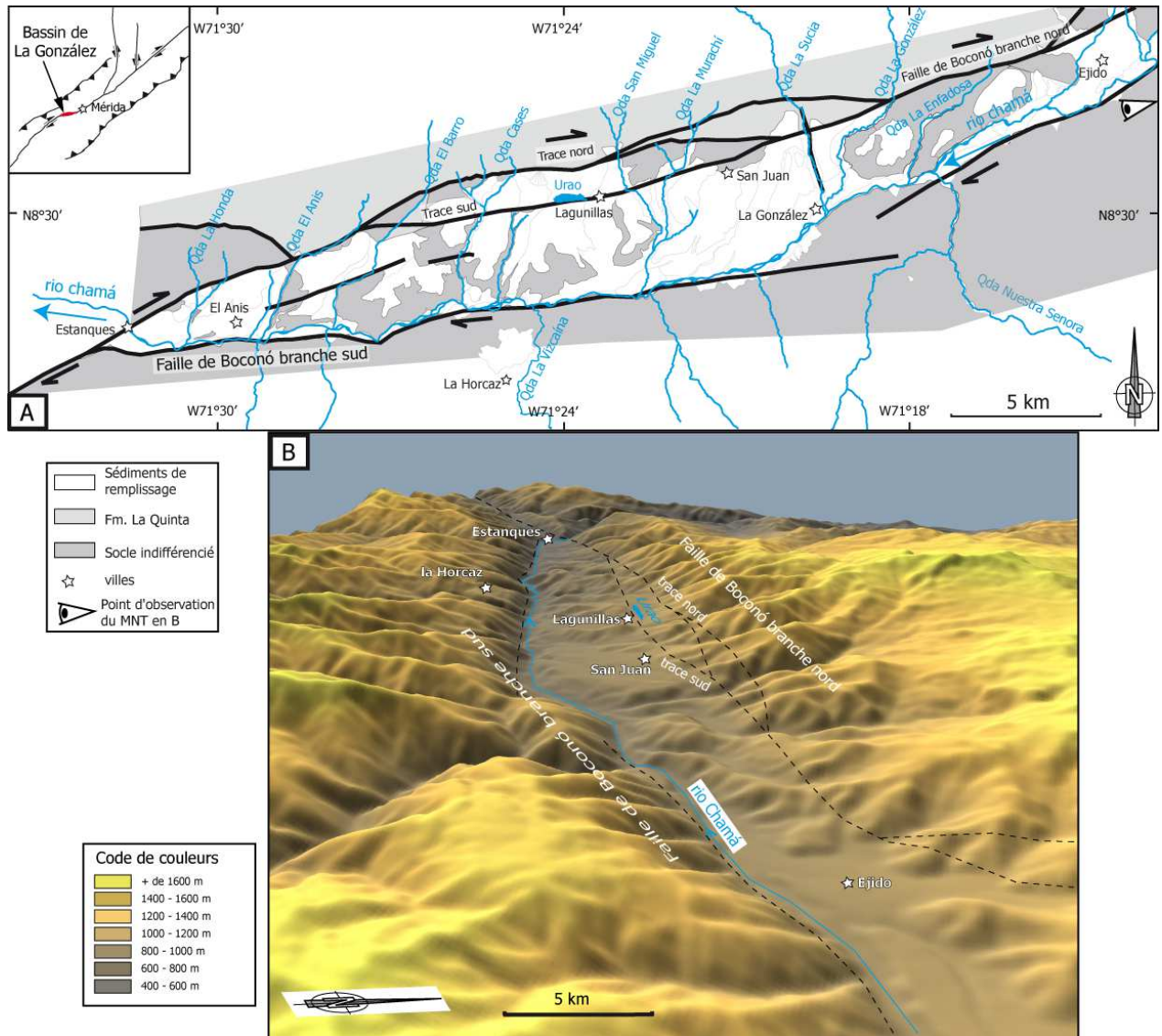
Ce calcul, bien que simpliste et basé sur une relation directe entre le déplacement de la faille et l'ouverture d'un bassin, montre l'intérêt que peut avoir le bassin de La González pour l'étude de la faille de Boconó. A cela s'ajoute le fait qu'il soit la dépression la plus grande, et qu'il expose des dépôts de remplissage à la fois épais et fortement incisés, mettant à jour l'organisation des différentes formations de remplissage.

Ce chapitre présente donc une étude du remplissage et de la structure du bassin transtensif de La González, bordant la faille de Boconó. L'objectif est de caractériser par des marqueurs géologiques, le style tectonique et l'âge des déformations le long de la faille afin de mieux contraindre son évolution structurale.

2.1 Introduction et méthodologie

Le bassin intra-montagneux de La González est localisé à l'WSW de la ville de Mérida, entre Ejido et Estanques, le long du tracé E-W de la faille de Boconó (Figure 2.1). Il mesure 30 km de long pour une largeur maximale de 5 km. La forme rhomboédrique en « Z » couché (Christie-Blick & Biddle, 1985) est définie par deux branches de la faille, bordant le nord et le sud du bassin. La branche nord est divisée en deux traces bien visibles dans le paysage et reconnues par des tranchées (Alvarado et al., 2007). La branche sud présente un escarpement clair qui expose des facettes triangulaires surplombant le rio Chamá (Figure 2.2 ; Schubert, 1980b).

Le bassin est limité par des massifs constitués des formations La Quinta au nord, reposant en discordance sur le Paléozoïque (formations Tostós), et le Précambrien (formation Sierra Nevada) au sud. Le cœur du bassin expose un socle paléozoïque composé des formations Tostós, Mucuchachí, Sabaneta et Palmarito, qui est recouvert par plusieurs niveaux de dépôts datés par corrélation relative au Plio-Quaternaire (Tricart & Michel, 1965; Tricart & Millies-Lacroix, 1962). Les roches du bassin sont incisées par plusieurs « quebradas » (vallées de petite taille parcourues par des ruisseaux permanents ou périodiques) orientées N-S, et par le rio Chamá qui traverse le bassin dans sa longueur en s'écoulant le long de la branche sud



de la faille de Boconó (Figure 2.1).

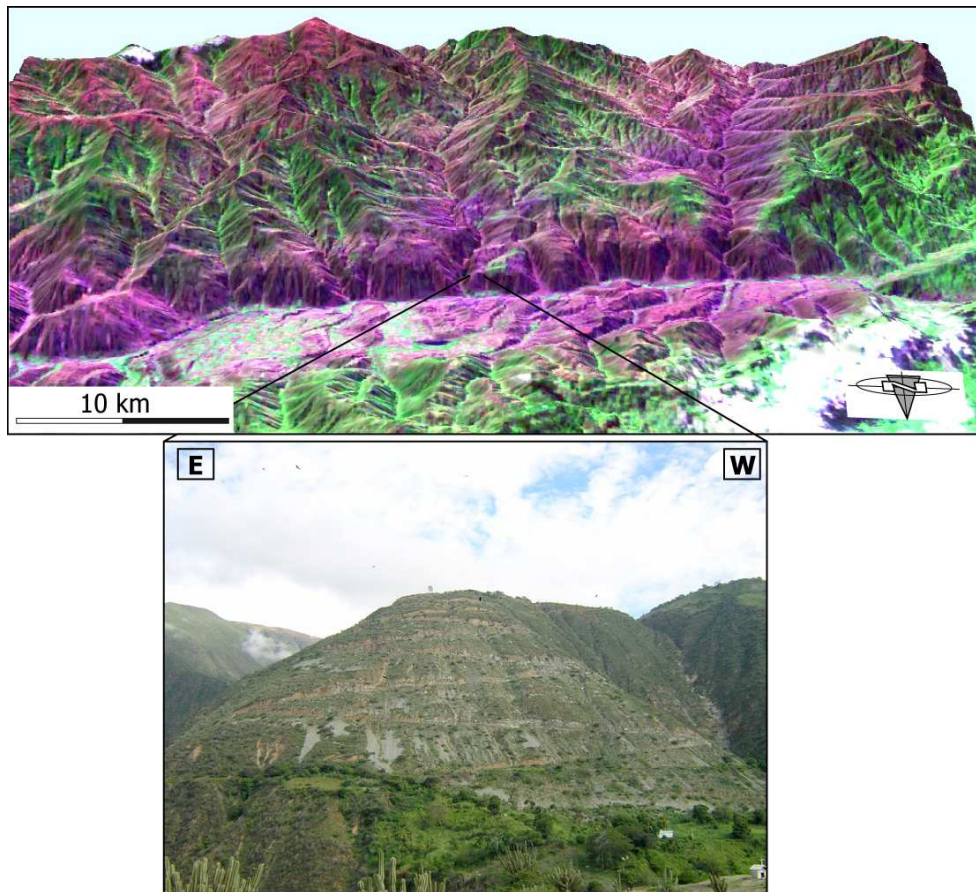


Figure 2.2 – Le bord sud du bassin de La González. En haut : Les facettes triangulaires du bord sud du bassin sont soulignées par la forte incision des rivières (Image Landsat Mister SID drapée sur un MNT SRTM). En bas : Photographie d'une facette triangulaire. La route permet de monter aux terrasses de La Horcaz (cf §1.2.1.1).

Nous avons réalisé la cartographie géologique des dépôts à partir d'études de terrain complétées par l'analyse de données de télédétection comprenant des images de satellites, des photographies aériennes et des Modèles Numérique de Terrain (MNT). Dans le détail ces données comprennent :

- une image SPOT panchromatique à 10 m de résolution ;
- une image SPOT panchromatique à 5 m de résolution ;
- des photographies aériennes à différentes échelles (1 : 25000, 1 : 8000, 1 : 6000) ;
- un MNT SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) version 2 à 90 m de résolution.

Notre cartographie a été confrontée aux travaux existants mais relativement anciens et/ou parcellaires (Tricart & Michel, 1965; Ferrer Oropeza, 1996). Nous avons utilisé la nomenclature de Ferrer Oropeza (1996) pour nommer les terrasses, avec Q_I la plus ancienne et Q_{IV} la plus jeune.

L'étude structurale du bassin est essentiellement basée sur la mise en évidence des failles et sur la détermination des axes de paléo-contraintes par inversion de populations de plans striés. Les failles récentes sont cartographiées à partir de l'analyse des images de satellites et des photographies aériennes ainsi que des observations de terrain. Les méthodes d'inversion sont basées sur les principes de Wallace (1951) et de Bott (1959), qui considèrent que la direction de la strie portée par le plan de faille est parallèle à la direction de la contrainte tangentielle sur ce plan. Les méthodes d'inversion s'appuient sur des hypothèses théoriques qu'il faut accepter car elles sont difficilement vérifiables en pratique :

- le milieu doit être homogène, isotrope dans le site de mesure et exempt de déformation plastique ;
- le champ de contraintes est uniforme dans le site de mesure et constant au cours du temps au sein d'un même « épisode » tectonique ;
- les glissements sur les plans sont libres, donc sans frottement. Ils sont indépendants les uns des autres et sont coaxiaux à la contrainte tangentielle ;
- les rotations doivent être négligeables, donc les déplacements sur les plans de failles sont faibles.

Pour résoudre le problème inverse de la détermination des tenseurs de paléocontraintes à partir de populations de plans striés, nous avons utilisé la méthode d'inversion directe d' Angelier (1990). Cette méthode analytique est basée sur la minimisation d'une fonction croissante des angles différentiels, définis par l'angle entre la strie mesurée et la strie théorique calculée à partir de la solution. Pour chaque faille, l'angle différentiel indique le degré de compatibilité avec le tenseur calculé. La solution caractérise entièrement le tenseur réduit des contraintes, c'est à dire l'orientation des axes de contraintes principales $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), ainsi que le paramètre de forme de l'ellipsoïde des contraintes Φ (phi) (Angelier, 1990). Ce paramètre permet d'accéder aux intensités relatives des axes de contraintes. Il est

défini par $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ et fournit donc une indication supplémentaire sur l'état de contrainte (Figure 2.3; Ritz & Taboada, 1993).

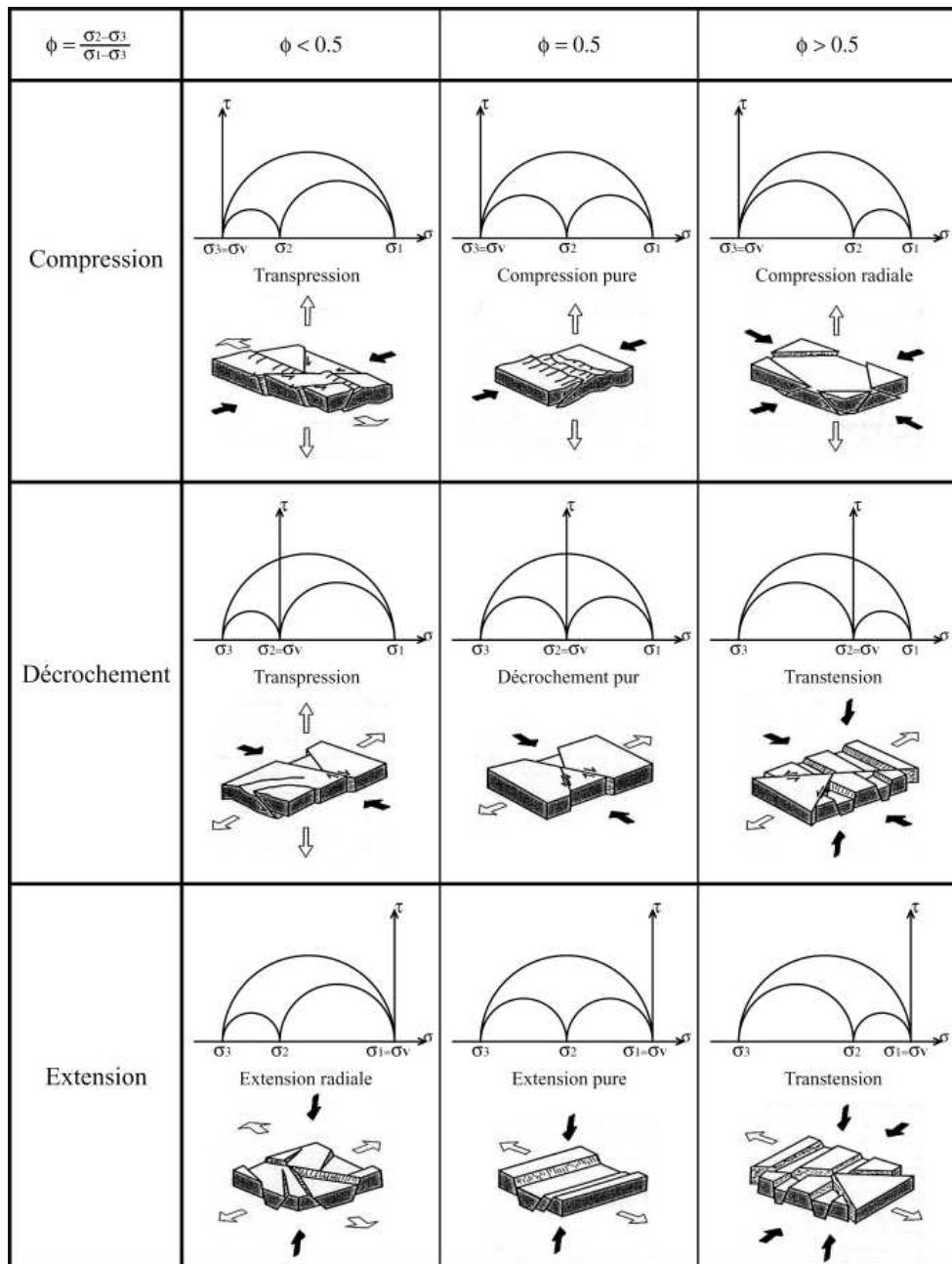


Figure 2.3 – Tableau rendant compte de la nature des états de contraintes en fonction du rapport Φ ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$) et du cercle de Mohr correspondant, pour les régimes compressifs, décrochants et extensifs (Ritz & Taboada, 1993).

L'objectif d'une étude microtectonique est d'identifier des plans de failles possédant des marqueurs de directions et de sens de déplacement du compartiment manquant. Le géologue

doit donc définir par rapport à des critères objectifs le ou les mouvements enregistrés sur un miroir de faille afin de pouvoir inverser les données de glissement et trouver la direction des contraintes responsables du glissement. La figure (2.4) montre un plan de faille strié du site de mesure 06B30 et le calcul des directions des paléocontraintes. Toutes les mesures microtectoniques que nous avons effectués sont localisées sur des plans de failles que nous avons cartographiés auparavant, garantissant ainsi l'âge néogène des déformations observées.

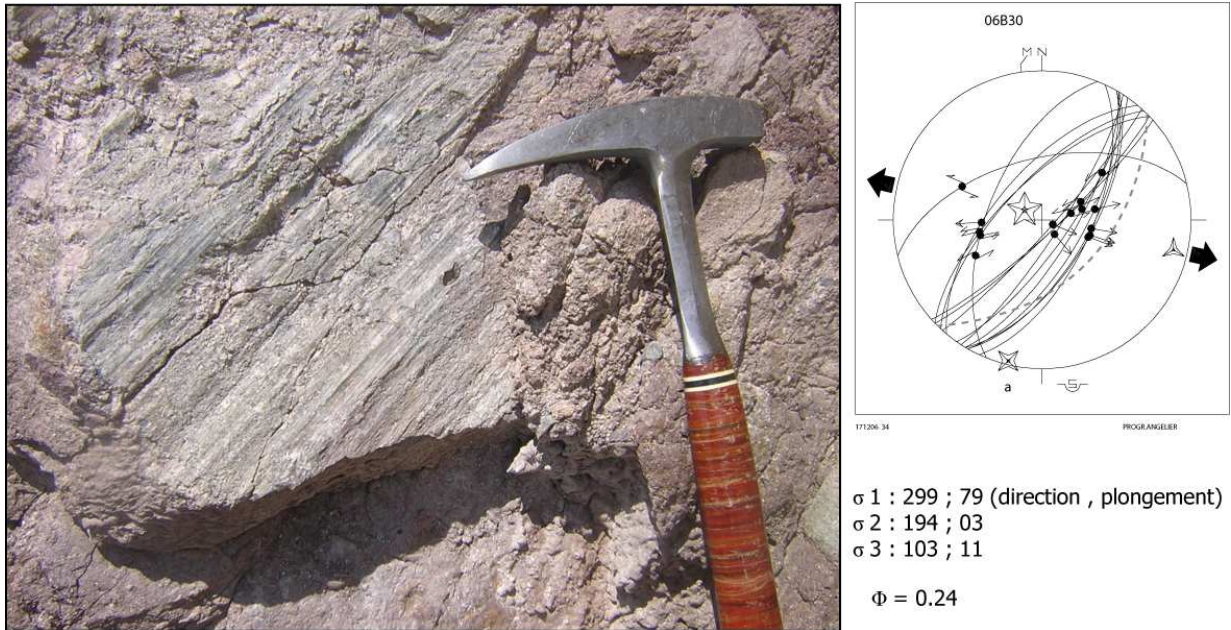


Figure 2.4 – Photographie d'un plan de faille strié avec enduit de calcite, dans la formation La Quinta, montrant un déplacement en faille normale dextre. Le stéréogramme représente les axes du tenseur des paléocontraintes calculé depuis le site de mesure 06B30 (site 22, figure 2.25), situé sur la route de la Trampa. Les pointillés représentent la direction et le plongement du plan de stratification.

2.2 Le remplissage du bassin

Le bassin est rempli par une succession de dépôts de type cône/terrasse occupant différents niveaux topographiques par rapport au niveau actuel du rio Chamá. Parmi les différents niveaux on distingue deux ensembles constitués par des formations anciennes déformées Q_{lag} et Q_I , et des formations plus récentes, imbriquées et non déformées (Figure 2.5; Tricart & Michel, 1965). Nous exposerons les différents types de dépôts en commençant par les plus anciens.

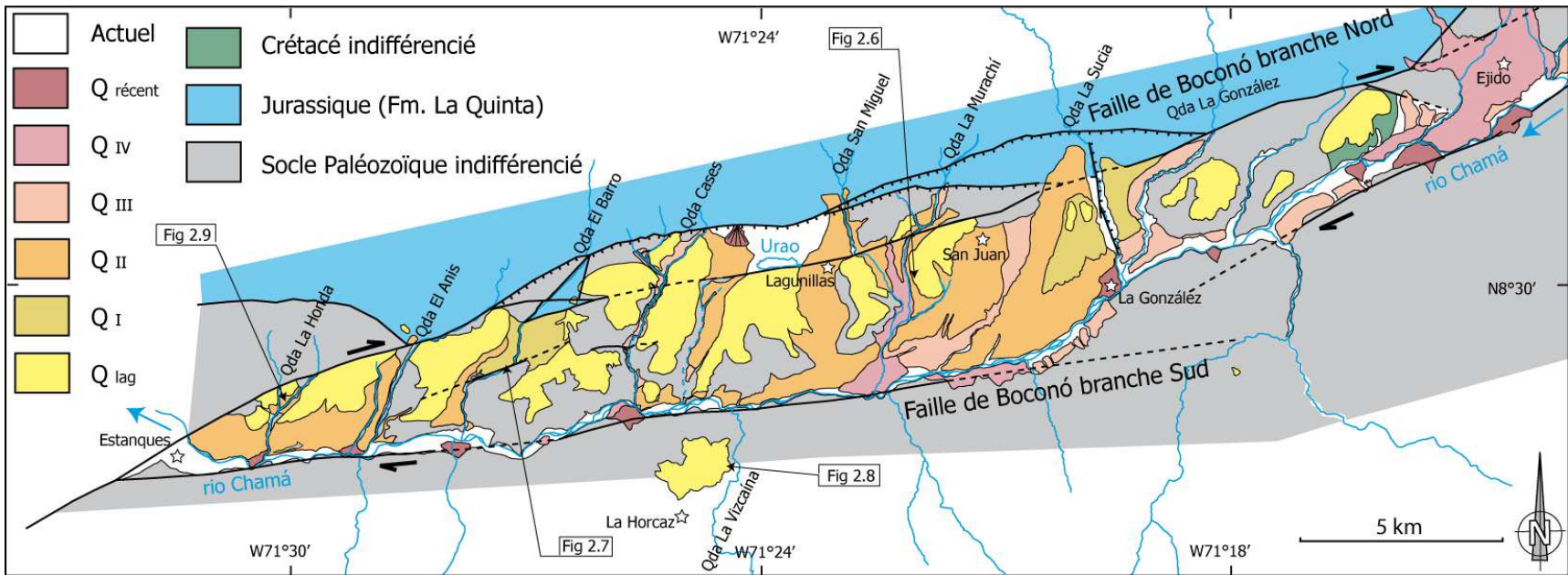


Figure 2.5 – Carte des dépôts plio-quaternaires du bassin de La González. Les dépôts de la formation Lagunillas (Q_{lag}) affleurent dans l'axe du bassin et les dépôts plus récents proviennent du bord septentrional. Le socle paléozoïque affleure également au cœur du bassin. Localisation des figures 2.6, 2.7, 2.8, 2.9.

2.2.1 Les différentes formations

2.2.1.1 Les formations anciennes

La formation Q_{lag} correspond à la formation "Lagunillas" de Tricart & Michel (1965). Elle constitue les dépôts les plus hauts topographiquement. Cette formation est intensément disséquée si bien qu'elle ne présente pratiquement plus de surface sommitale plane. Elle est majoritairement conservée dans la partie occidentale du bassin (Figure 2.5). La section la plus complète se situe sur la route entre San Juan et Lagunillas. La base de la formation Lagunillas est constituée de galets ronds et organisés de taille centimétrique, provenant majoritairement de roches du socle paléozoïque (schistes, quartzites ; Figure 2.6). Cette série est recouverte par des dépôts moins structurés, strato et grano-croissants, contenant des blocs anguleux décimétriques à métriques appartenant majoritairement à la formation La Quinta. Au-dessus affleurent des dépôts organisés en alternance de bancs grossiers et fins associés à plusieurs épisodes de dépôts de cônes. L'ensemble des séquences de dépôt présente un grainoclasement croissant. Les sédiments de la formation Lagunillas sont basculés de 15° vers le nord. L'épaisseur de la formation est estimée à 150 m au minimum. Elle a été datée relativement par Tricart & Michel (1965) à la limite du Pliocène-Quaternaire et attribuée au Villafranchien.



Figure 2.6 – Le niveau basal de la formation Lagunillas (Q_{lag}) est constitué de dépôts de terrasse alluviale granodécroissante.

La formation Q_I affleure sur le cône de San Juan où elle a été positionnée par corrélation relative des dépôts. Elle apparaît aussi dans la quebrada El Barro où elle semble inciser la formation Q_{lag} (Figure 2.5). L'organisation ainsi que la lithologie sont assez incertaines au niveau du cône de San Juan en raison des nombreux glissements gravitaires qui recouvrent la majorité des affleurements dans la quebrada La Sucia. Tricart & Michel (1965) proposent cependant que les sédiments drainés dans la quebrada La Sucia proviennent principalement de la formation Colón surplombant le bord septentrional du bassin au nord de la formation La Quinta. Dans la quebrada El Barro on retrouve une succession similaire à celle de la formation Q_{lag} . Elle est constituée par des galets de socle organisés et classés à la base, suivis de dépôts moins structurés qui contiennent des blocs anguleux provenant de la formation La Quinta. Les sédiments sont basculés de 20° vers le nord (Figure 2.7). La forte ressemblance de la formation Q_I avec Q_{lag} et sa localisation le long d'une zone de faille (cf. §1.3.2) rendent la chronologie relative des dépôts de la quebrada El Barro incertaine. Il serait nécessaire d'établir une datation absolue des sédiments pour affirmer qu'il s'agit bien de deux épisodes de dépôts différents.

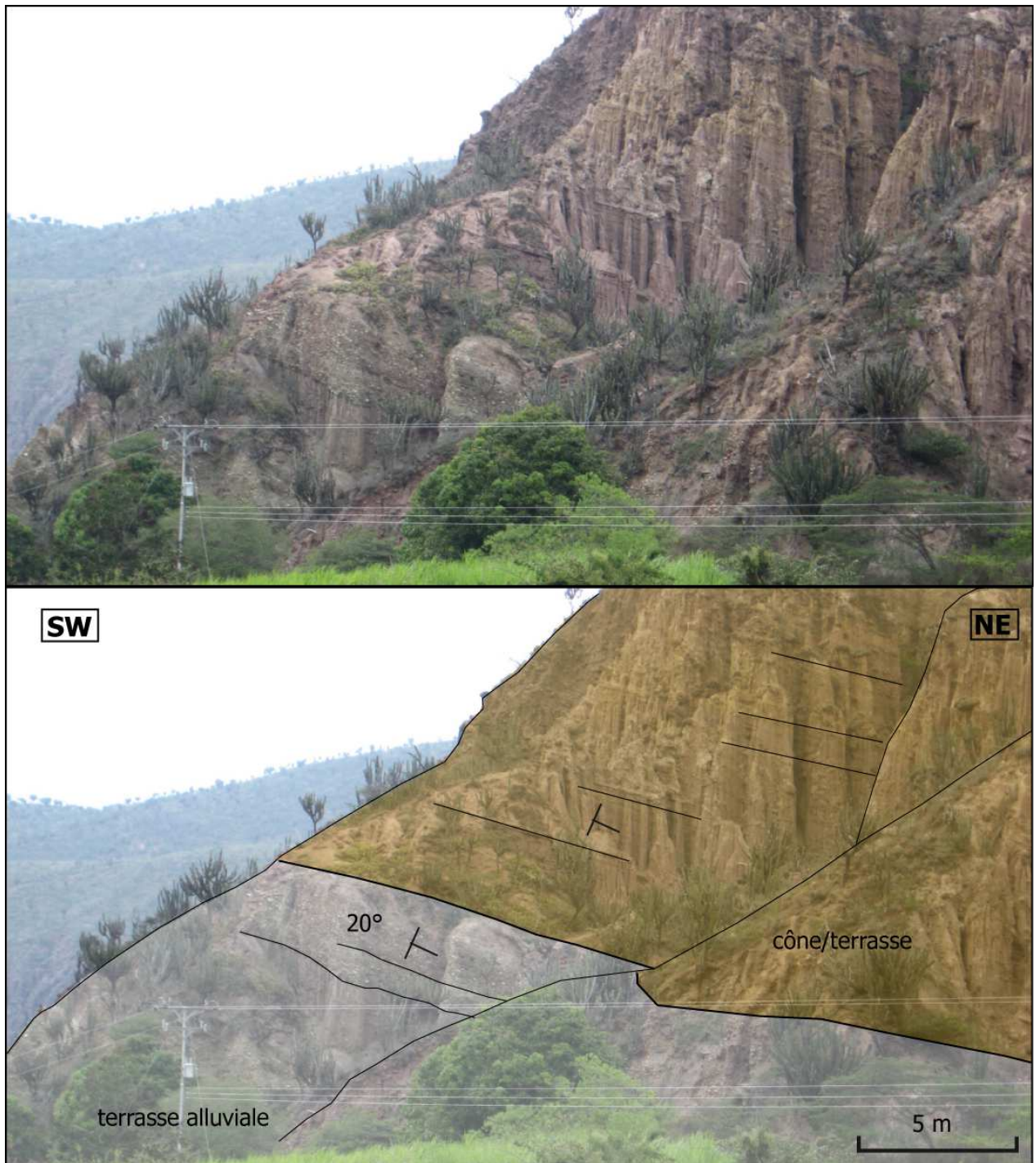


Figure 2.7 – Affleurement de la formation Q_1 dans la quebrada El Barro. Les dépôts, basculés vers la nord sont constitués de terrasses alluviales à la base et de cônes/terrasses dans la partie supérieure. Localisation sur la Figure 2.5.

La formation de La Horcaz, près du village éponyme, sur le bord sud du bassin, présente également des dépôts de terrasse alluviale, composés de galets de socle paléozoïque constitués de schistes et de quartzites de la formation Mucuchachí principalement, alternant avec des niveaux plus fins de sables et d'argiles (Figure 2.5). Ces terrasses, localisées entre 1000 m et 1350 m d'altitude, sont en contact direct avec le socle. Elles sont organisées en trois compartiments effondrés les uns par rapport aux autres, qui sont séparés par des failles normales de plusieurs mètres de rejet (Figure 2.8). Chaque compartiment est lui-même affecté par des failles normales de plus faible rejet qui effondrent des blocs en direction du bassin. On retrouve des terrasses similaires en amont de la quebrada La Vizcaína (Ferrer, communication personnelle), ce qui suppose qu'elles ont été déposées par le fleuve coulant dans cette vallée (Figure 2.5). La similarité de la lithologie avec celle des dépôts constituant la base de la formation Lagunillas (Q_{lag}) à l'intérieur du bassin, ainsi que la position la plus haute topographiquement dans la quebrada La Vizcaína, permettent d'attribuer le même âge aux deux terrasses alluviales.

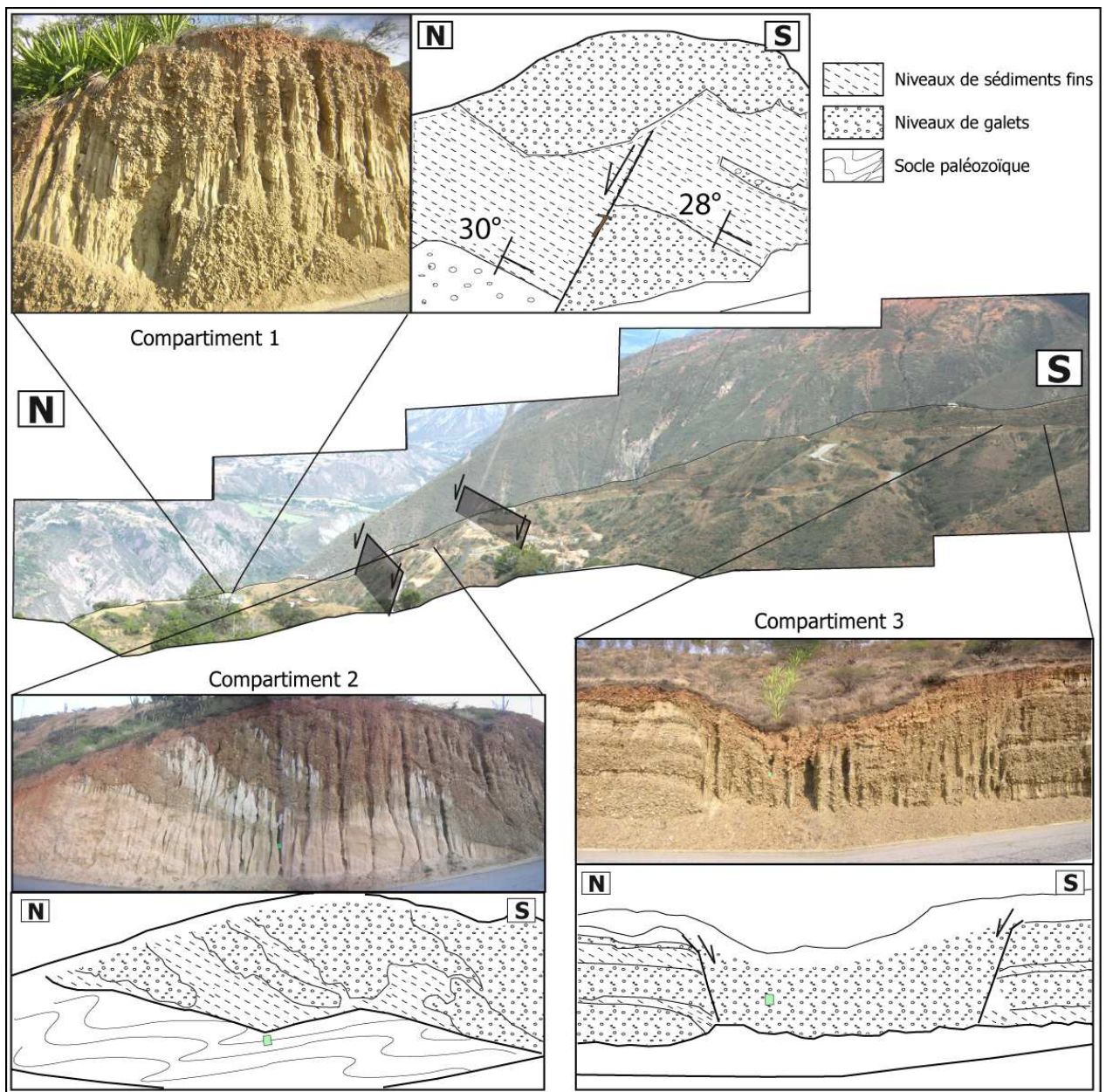


Figure 2.8 – Panorama des terrasses perchées de la formation La Horcaz près du village de La Horcaz. Trois niveaux sont séparés par des failles normales qui plongent vers le nord. Les différents niveaux de terrasses sont basculés vers le sud et affectés par des failles normales pouvant créer des grabens dans le compartiment le plus haut. Localisation sur la Figure 2.5.

2.2.1.2 Les formations récentes

Elles présentent toutes des caractéristiques de dépôts de cône/terrasse constitués de blocs anguleux et de dépôts peu ou pas organisés. Ces dépôts se divisent en trois formations qui proviennent du bord septentrional du bassin uniquement (Figure 2.5) et qui montrent un léger plongement vers le sud dans le sens de la pente. Ils sont imbriqués les uns dans les autres et la lithologie dominante des roches remaniées est celle de la formation La Quinta. La différence majeure entre les formations est le volume de sédiments déposés qui décroît avec l'âge. Ainsi la formation Q_{II} qui est la plus ancienne, occupe une grande superficie dans le bassin, alors que la surface des dépôts diminue successivement avec les formations Q_{III} et Q_{IV} . Le cône d'Ejido, composé par la formation Q_{IV} , constitue une exception de par sa taille, probablement du fait qu'il est alimenté par plusieurs quebradas.

La formation Q_{II} correspond aux cônes de San Juan et de Lagunillas qui atteignent le rio Chamá au sud (Figure 2.5). Elle affleure dans l'ensemble des quebradas depuis La Sucia en amont jusqu'à La Honda en aval, sauf dans la quebrada Cases où on l'observe uniquement à la confluence avec le rio Chamá. Les dépôts sont de couleur rouge en raison de la prédominance de la formation La Quinta, présente sous la forme de blocs parfois pluri-métriques, que l'on retrouve aussi dans la matrice sableuse (Figure 2.9). D'après Tricart & Michel (1965) cette formation s'est déposée pendant la glaciation de Mindel.

La formation Q_{III} affleure au niveau des quebradas de La González, Cases, El Barro où elle apparaît très peu, et sur le cône de San Juan (Figure 2.5). Sa lithologie ressemble sensiblement à celle de la formation Q_{II} mais présente des blocs pluri-centimétriques de plus petites dimensions. Attribuée au Riss par Tricart & Michel (1965), elle est contemporaine de la grande terrasse de Mérida plus en amont (Ferrer Oropeza, 1996), dont on retrouve des témoins sur la rive gauche du rio Chamá en aval de La González (Figure 2.5).

La formation Q_{IV} constitue le cône d'Ejido. Elle affleure au niveau des quebradas de San Miguel et de La Murachí où elle incise les dépôts de la formation Q_{II} (Figure 2.5). Elle est datée de la glaciation du Würm selon Tricart & Michel (1965).

La formation Q_{recent} forme les cônes alluviaux affleurant le long du cours du rio Chamá (Figure 2.5). Ces derniers se forment par la déstabilisation des pentes proches de l'incision du fleuve et en raison des fortes pluies tombant sur les reliefs surplombant le bassin.

Enfin, les terrasses actuelles correspondent aux apports du rio Chamá. Des dépôts actuels bordent également au nord la lagune de Urao à l'ouest de Lagunillas (Figure 2.5).



Figure 2.9 – Organisation des dépôts de la formation Q_{II} , observés dans la quebrada La Honda. Les blocs anguleux sont de taille centimétrique à métrique. L'absence d'organisation entre la matrice sableuse et les blocs est caractéristique d'un événement torrentiel remaniant les roches rouges de la formation La Quinta. Localisation sur la Figure 2.5.

2.2.2 Disposition relative et provenance des dépôts

Le terme de cône/terrasse signifie que les épisodes successifs de dépôt de cône ont généré la formation d'un ensemble de taille plus importante de type terrasse. La succession d'épisodes de dépôts et d'incision conduit à une imbrication des différentes formations du bassin (Figures 2.10, 2.11 et 2.22). Ainsi, la formation la plus ancienne Q_{lag} affleure en altitude sur les lèvres des quebradas, au plus loin des rios actuels. Les formations plus jeunes telles que Q_{II} se trouvent emboîtées dans la formation Lagunillas. Ces dernières sont elles-mêmes incisées par la formation Q_{IV} (Figure 2.11).

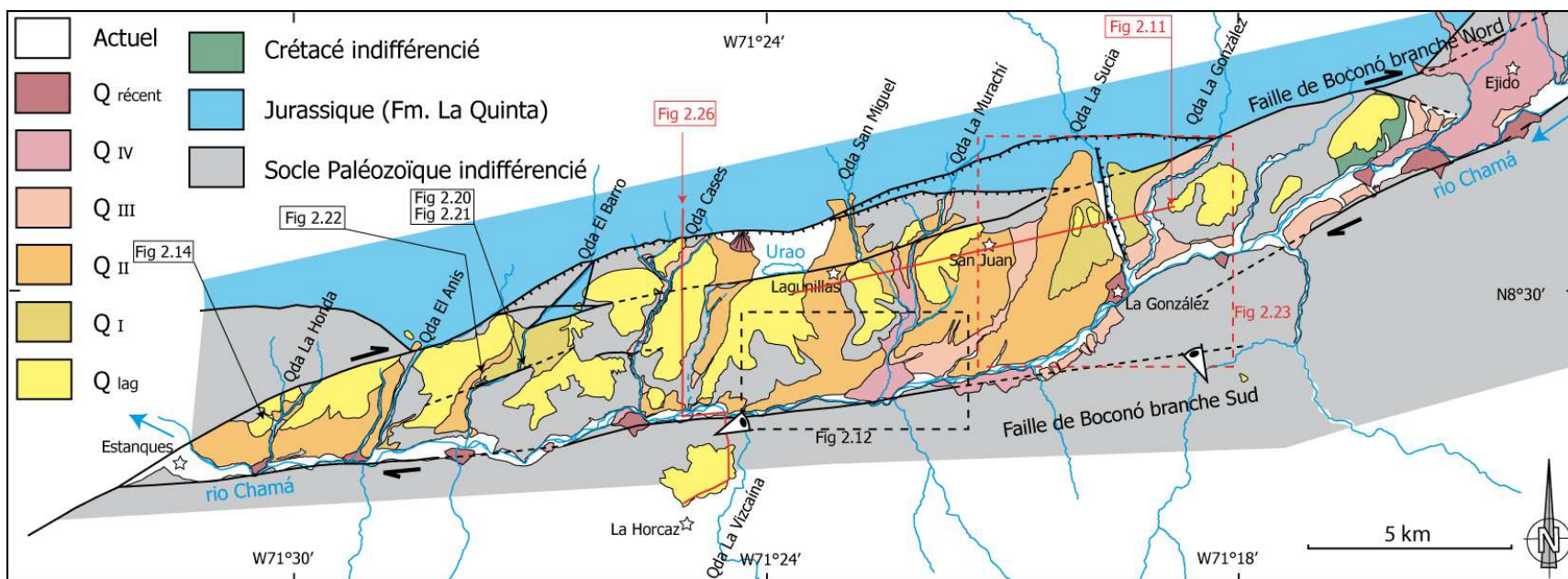


Figure 2.10 – Carte des dépôts plio-quadernaires du bassin de La González. Localisation des figures 2.11, 2.12, 2.14, 2.20, 2.21, 2.22, 2.23, 2.27.

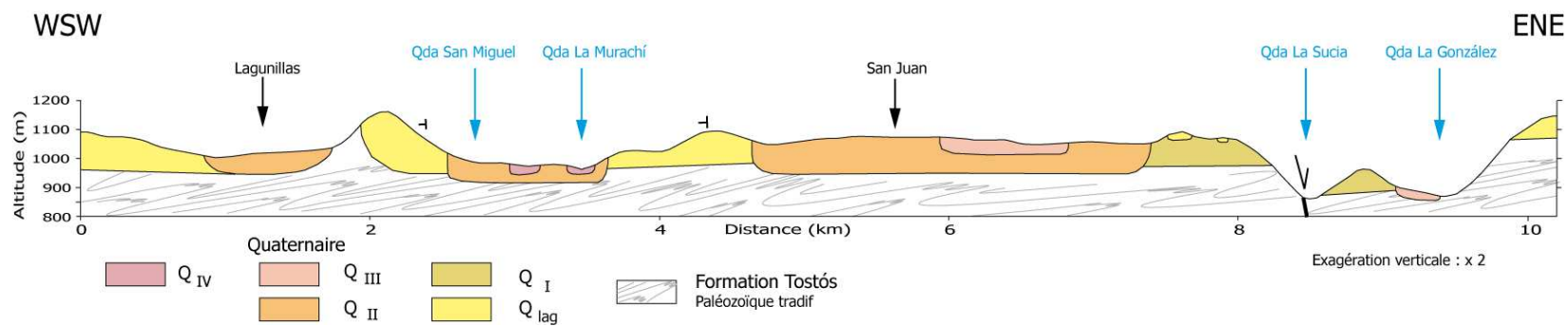


Figure 2.11 – Coupe E-W montrant l'emboîtement des dépôts de remplissage du bassin de La González. Localisation sur la Figure 2.10.

La carte (Figure 2.10) témoigne d'une asymétrie dans le remplissage du bassin. Les dépôts des formations anciennes sont localisés à la fois au centre, dans l'axe du bassin, et sur ses bordures, notamment sur le bord sud vers La Horcaz. A partir de la formation Q_{II} tous les sédiments se déposent sous forme de cône provenant du bord septentrional du bassin (Figure 2.10). Ceci peut être expliqué par la différence lithologique de part et d'autre de celui-ci. Les grès et conglomérats de la formation La Quinta situés au nord constituent un matériel source idéal pour des grands dépôts de cônes alluviaux. En comparaison, au sud, les schistes et gneiss des formations Mucuchachí et Sierra Nevada, beaucoup plus indurés, s'érodent moins facilement. Les dépôts provenant du bord méridional n'ont certainement pas été aussi importants que leurs homologues du bord septentrional et ont pu être évacués par le rio Chamá, ce qui peut expliquer leur absence (Figure 2.12).

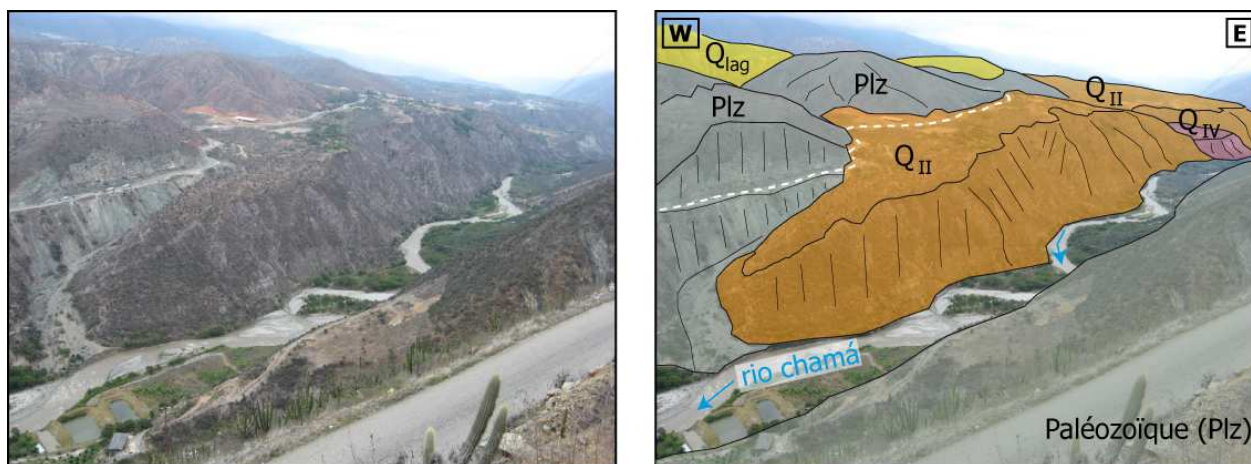


Figure 2.12 – Après le dépôt de Q_I les formations sont imbriquées, comme ici Q_{IV} et Q_{II} , et proviennent du bord septentrional du bassin. La formation Q_{II} forme ici une langue vers l'ouest en épousant les reliefs paléozoïques. Au sud, le rio Chamá incise les cônes/terrasses. Localisation sur la Figure 2.10.

Un changement majeur dans la forme et la lithologie des dépôts de remplissage intervient dans les formations anciennes. Tout d'abord, le matériel source des niveaux situés à la base des formations Q_{lag} et Q_I provient de roches affleurant en amont dans la vallée du rio Chamá, ou au sud du bassin. La position actuelle de ces dépôts, au centre et sur toute la longueur du bassin, doit donc être liée à un apport longitudinal E-W suivant l'axe du bassin. Les niveaux épais de terrasses de La Horcaz indiquent cependant que des apports en provenance du bord

méridional ont pu être important. Ensuite, les séries situées au-dessus des terrasses basales des formations Q_{lag} et Q_I témoignent d'un apport transversal depuis le bord septentrional, plus substantiel que l'apport longitudinal. Ceci constitue une phase de transition avant le dépôt latéral des formations de Q_{II} et plus récentes.

2.3 Déformation et structure du bassin

Malgré une sismicité faible à l'échelle des Andes de Mérida, le bassin de la González montre plusieurs signes d'activité tectonique récente.

2.3.1 Déformation le long des bordures

2.3.1.1 La branche nord de la faille de Boconó

La branche nord de la faille de Boconó présente un tracé complexe composé de plusieurs segments qui se rejoignent vers les deux terminaisons du bassin. La nature du déplacement le long de cette branche peut se déduire des deux mécanismes au foyer, dont les hypocentres situés à 10 km et 5 km de profondeur présentent des solutions normales et décrochantes dextres à composante normale, respectivement (Figure 2.13). Les sédiments des formations Q_{lag} et Q_I sont basculés vers le nord montrant l'effondrement de cette partie du bassin (Figure 2.7). De plus, dans la partie occidentale du bassin, on observe des discordances progressives au sein de la formation Lagunillas (Figure 2.14), témoignant de l'activité de la faille au cours du dépôt.

Dans la partie centrale du bassin, la branche nord se divise en deux traces, nord et sud.

La trace nord borde au nord les sédiments de remplissage du bassin (Figure 2.10). Elle expose des escarpements de failles normales à regard sud (Figures 2.15), que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres. Cette trace a été reconnue par une tranchée localisée au nord de la lagune de Urao (Alvarado et al., 2007). Le jeu en faille normale est en accord avec le mécanisme au foyer du 15.07.2005 localisé au nord du bassin (Figure 2.13).

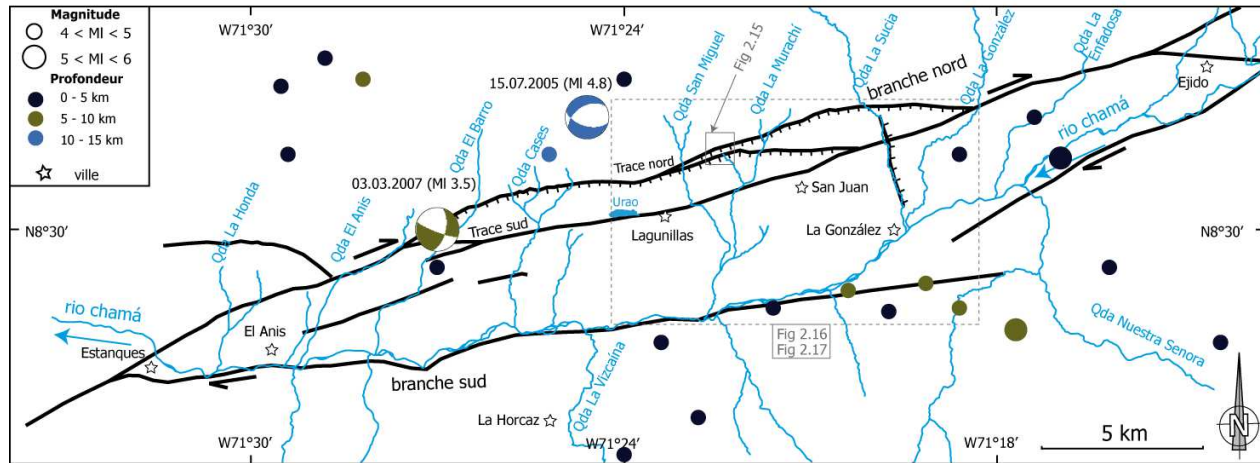


Figure 2.13 – Carte du bassin de La González représentant les deux branches de la faille de Boconó et la sismicité dans cette région des Andes de Mérida. La localisation des séismes et des mécanismes au foyer est issue des catalogues du CMT harvard (Centroid Moment Tensor, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>), du NEIC (National Earthquake Information Center, <http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html>), de FUNVISIS (Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, <http://www.funvisis.gob.ve/>) et de la ULA (Universidad de Los Andes, <http://lgula.ciens.ula.ve/>). Localisation des Figures 2.16, 2.17 et 2.15.

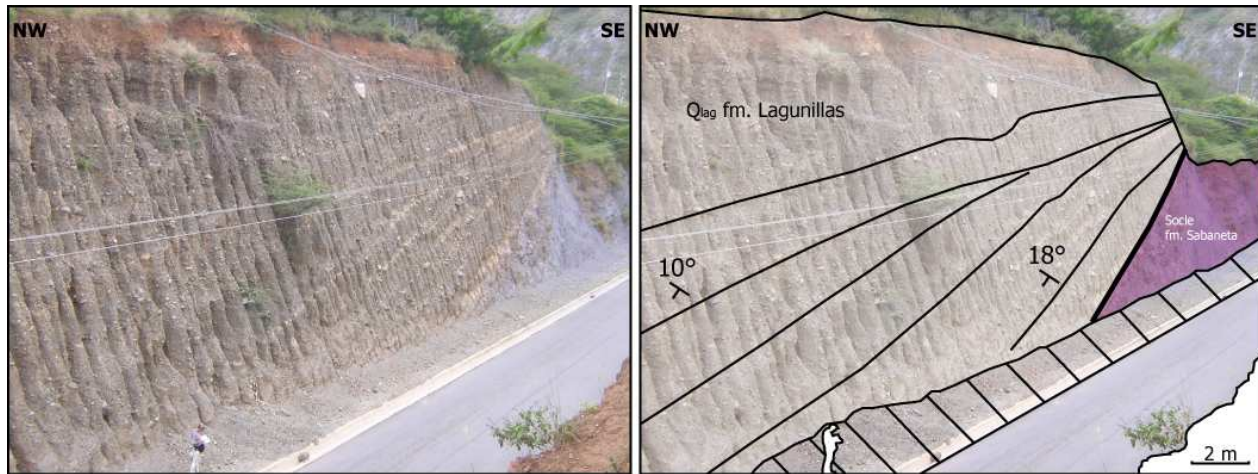


Figure 2.14 – Discordances progressives dans les dépôts de cônes/terrasses de la formation Lagunillas (Q_{lag}). Le plongement des sédiments varie progressivement de 18°N à la base à 10°N au sommet. La zone hachurée en bas de l'affleurement représente le talus. Localisation sur la Figure 2.10.

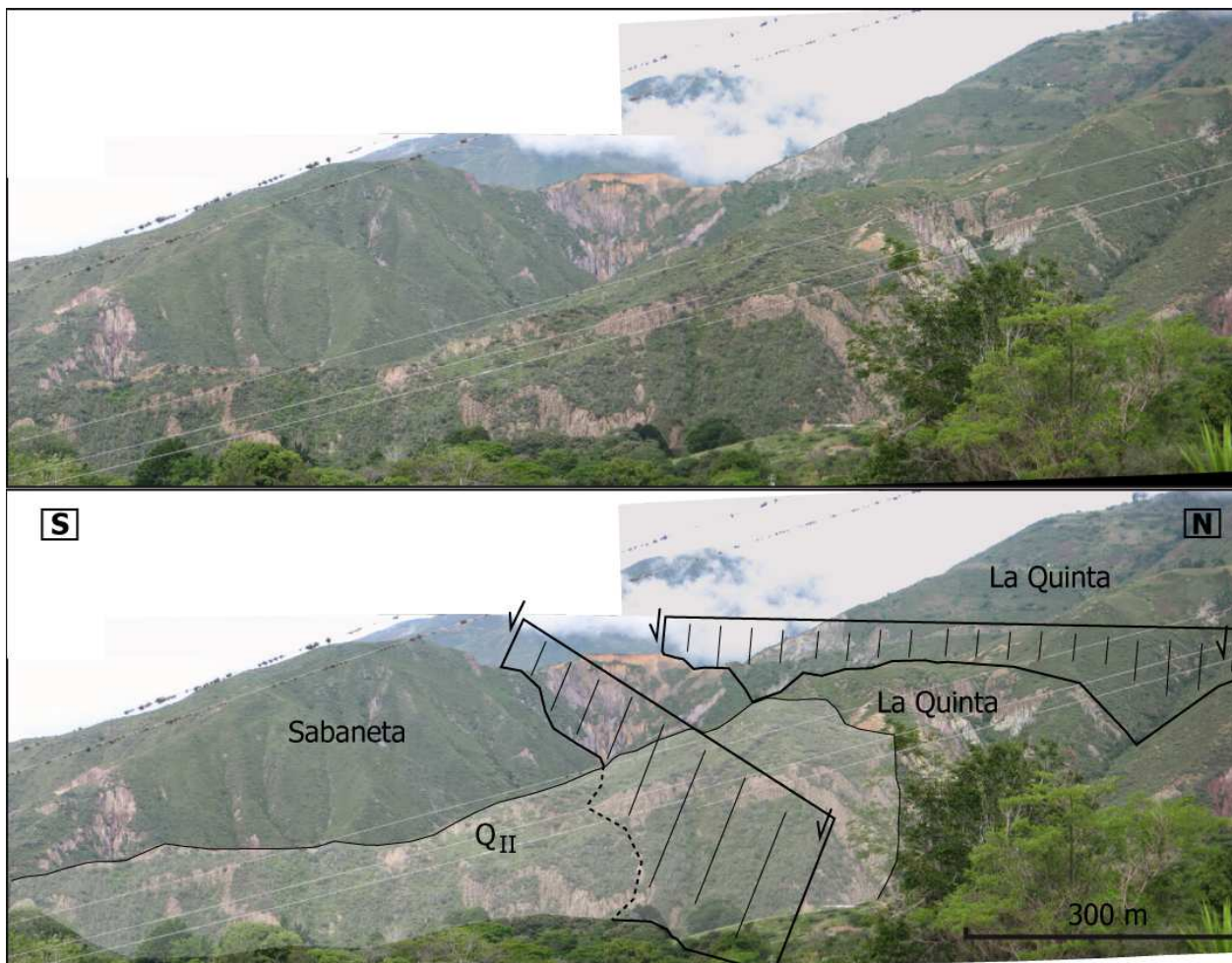


Figure 2.15 – Panorama de la faille de Boconó (trace nord de la branche nord) au nord du bassin de La González. Ici, la faille de Boconó n'est pas verticale mais constituée de deux plans dont la géométrie est celle de failles normales. Localisation sur la (Figure 2.13).

La trace sud qui s'individualise entre les quebradas El Anis à l'ouest et La Sucia à l'est peut être corrélée à la solution de mécanisme au foyer du 03.03.2007 (Figure 2.13). Elle est responsable de la création de la lagune de Urao par formation du relief au sud de celle-ci. Le passage de la faille crée surtout des décalages du réseau hydrographique notamment entre San Juan et Lagunillas (Figures 2.16 et 2.17), où 650 m de déplacement dextre sont enregistrés. Le décalage se base sur : (1) l'abandon du cours d'eau dans la quebrada San Miguel qui avait déposé le cône de Lagunillas (Q_{II}), (2) le déplacement du cours d'eau vers l'est au niveau de la quebrada La Murachí, (3) la forme du cours d'eau de la quebrada La Murachí qui expose un tracé en baïonnette au passage de la faille, et (4) le décalage de 650 m de l'ensemble des cours d'eau au niveau du cône de San Juan, y compris de la quebrada La Sucia responsable de la formation du cône.

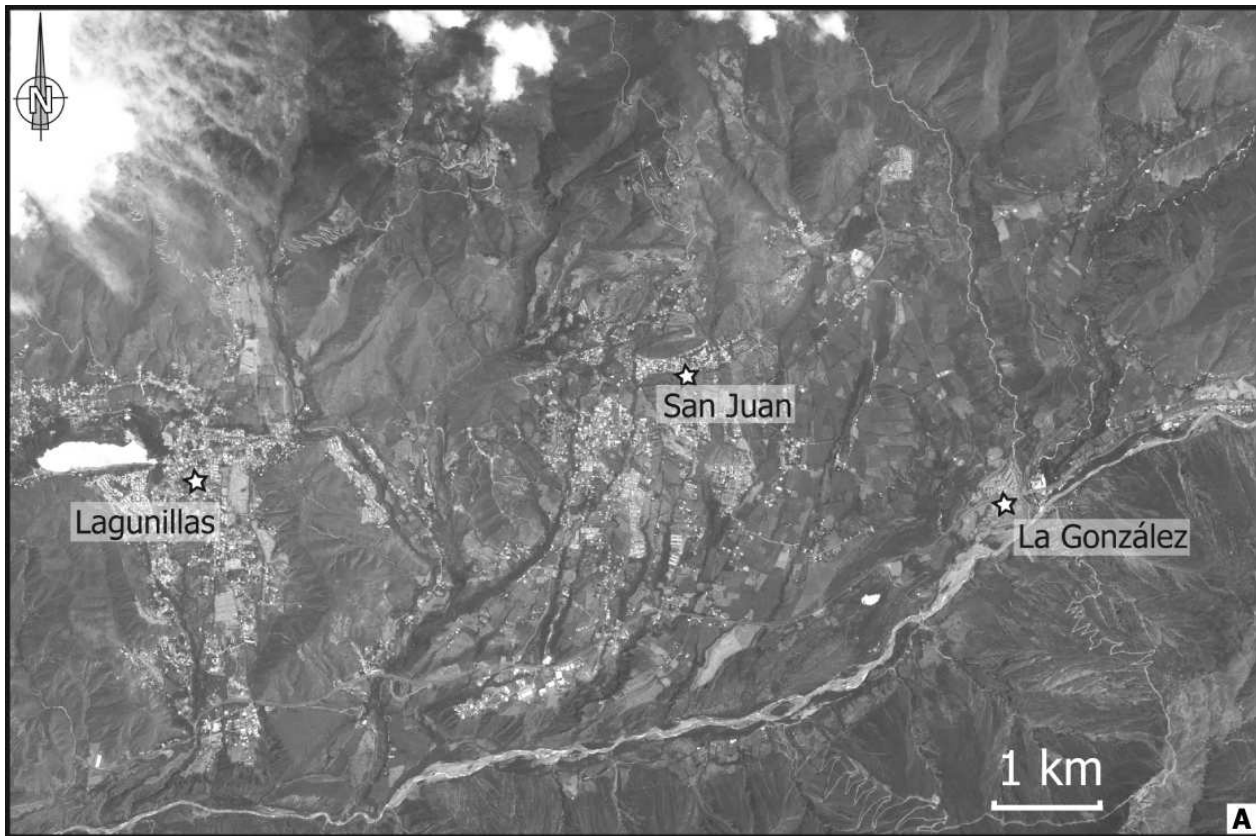


Figure 2.16 – Image SPOT panchromatique à 5 m de résolution. Elle est utilisée dans la figure suivante (Figure 2.17) pour illustrer le déplacement dextre de la trace sud de la faille de Boconó. Localisation sur la Figure 2.13.

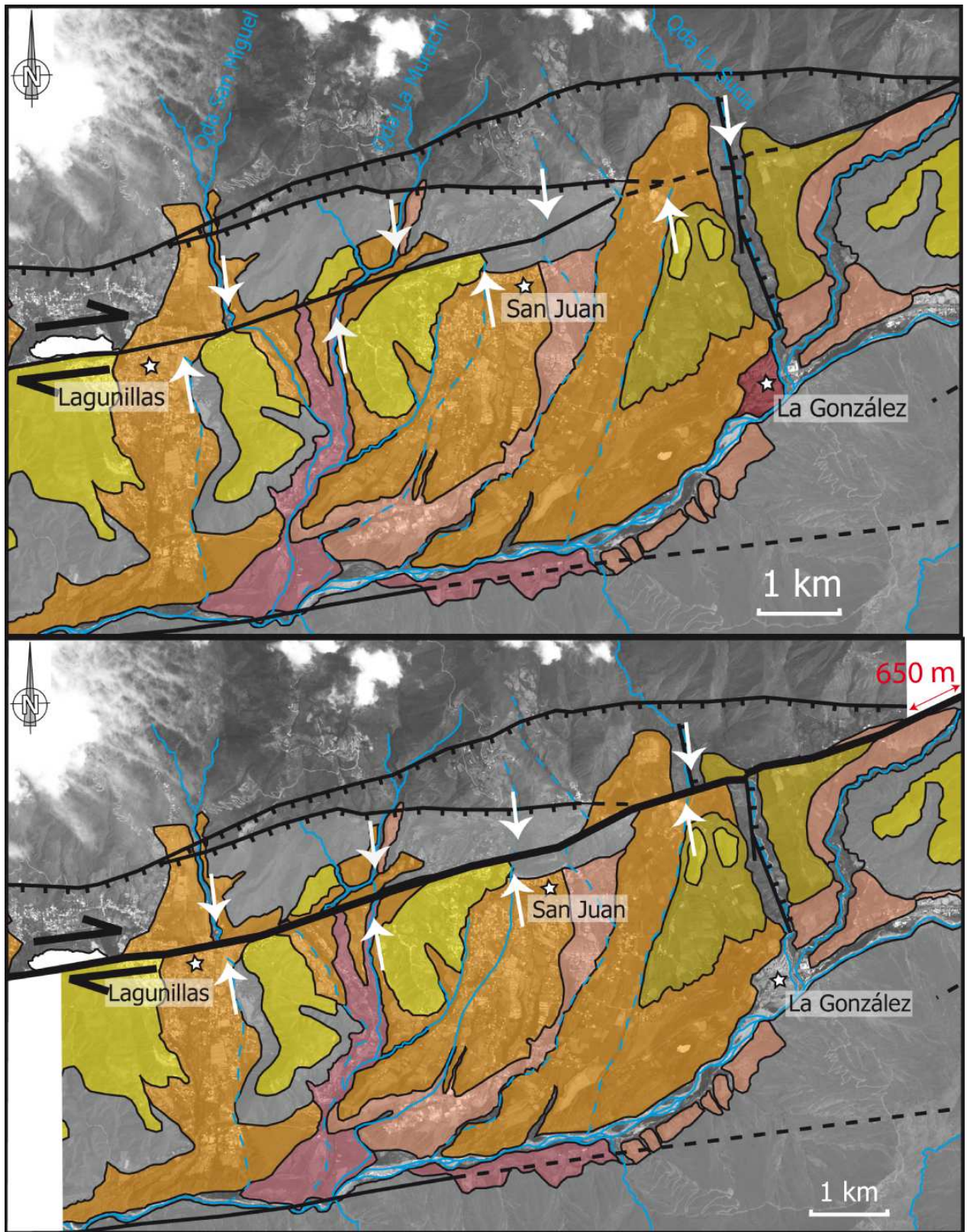


Figure 2.17 – Mise en évidence du déplacement dextre le long de la trace sud de la branche nord de la faille de Boconó. En haut : Carte géologique photo-interprétative. En bas : L'image a été découpée suivant le tracé de la faille, permettant de rendre compte d'un décalage de 650 m d'après les marqueurs morphologiques. Les flèches blanches montrent les déplacements des cours d'eau utilisés pour la reconstitution. Localisation sur la Figure 2.13.

2.3.1.2 La branche sud de la faille de Boconó

Les signes d'activité de cette branche sont moins marqués que pour la branche nord, même si on enregistre quelques séismes le long de cet accident et dans les alentours, contrastant avec la faible activité du reste du bassin (Figure 2.13). Les marqueurs de décrochement s'observent bien sur les miroirs de failles (cf. section suivante), alors que les mouvements verticaux s'expriment plutôt par les profils en long des rivières.

Dans la partie occidentale du bassin, on observe une rupture de pente de la bordure sud du bassin sur les profils d'équilibre des affluents du rio Chamá (Figures 2.18 et 2.19). Cette rupture de pente diminue progressivement en se déplaçant vers la partie orientale du bassin (Figure 2.19). Il n'existe pas de rupture de pente le long du profil d'équilibre du rio Chamá qui coule le long de la bordure sud du bassin, ce qui semble montrer que le fleuve se trouve à l'équilibre (Figure 2.18). Les différents profils montrent que l'équilibre entre le rio Chamá et ses affluents serait réalisé dans la partie amont du bassin plutôt que dans la partie aval. Nous interprétons ceci comme étant lié à un mouvement vertical récent entre la partie sud du bassin où coule le rio Chamá et la partie immédiatement au sud contenant les affluents. La nature de ce mouvement est soit tectonique et liée à l'activité de la branche sud de la faille de Boconó formant la limite du bassin, soit érosive et étant dû à l'écoulement du rio Chamá qui, par son débit important érode plus rapidement le socle que ses affluents du bord méridional.

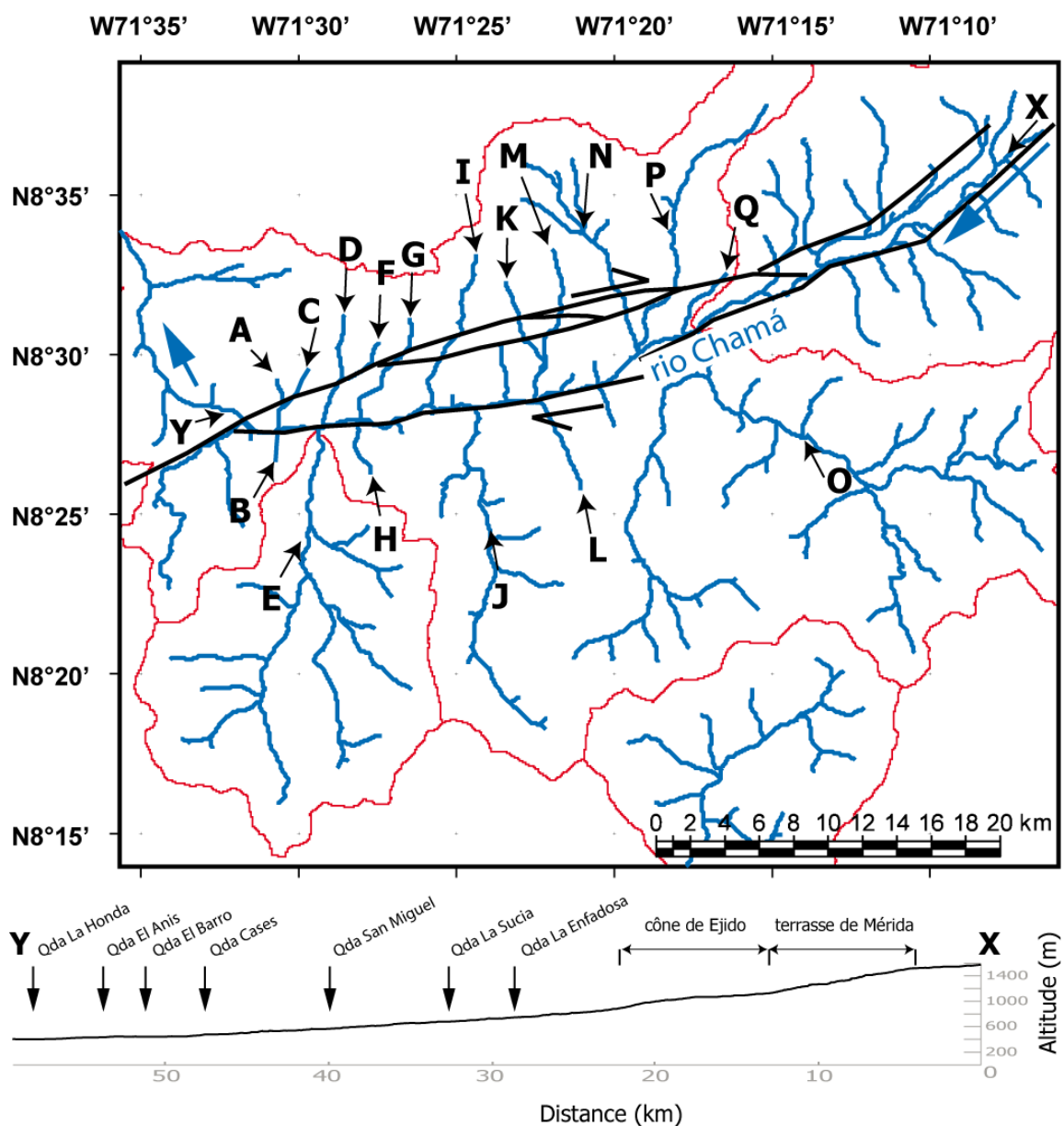


Figure 2.18 – En haut : Carte des cours d'eau (en bleu) et des limites des bassins versants (en rouge) dans le secteur du bassin de La González. Les lettres indiquent le début et la fin des profils en long des rivières présentés sur la Figure 2.19. En bas : Profil d'équilibre projeté du rio Chamá depuis Mérida en amont à Estancas en aval. Aucune rupture de pente n'est visible au niveau des confluences entre le fleuve et ses affluents. On remarque cependant les deux bombements lié aux dépôts du cône d'Ejido et de la terrasse de Mérida qui témoignent de dépôts récents.

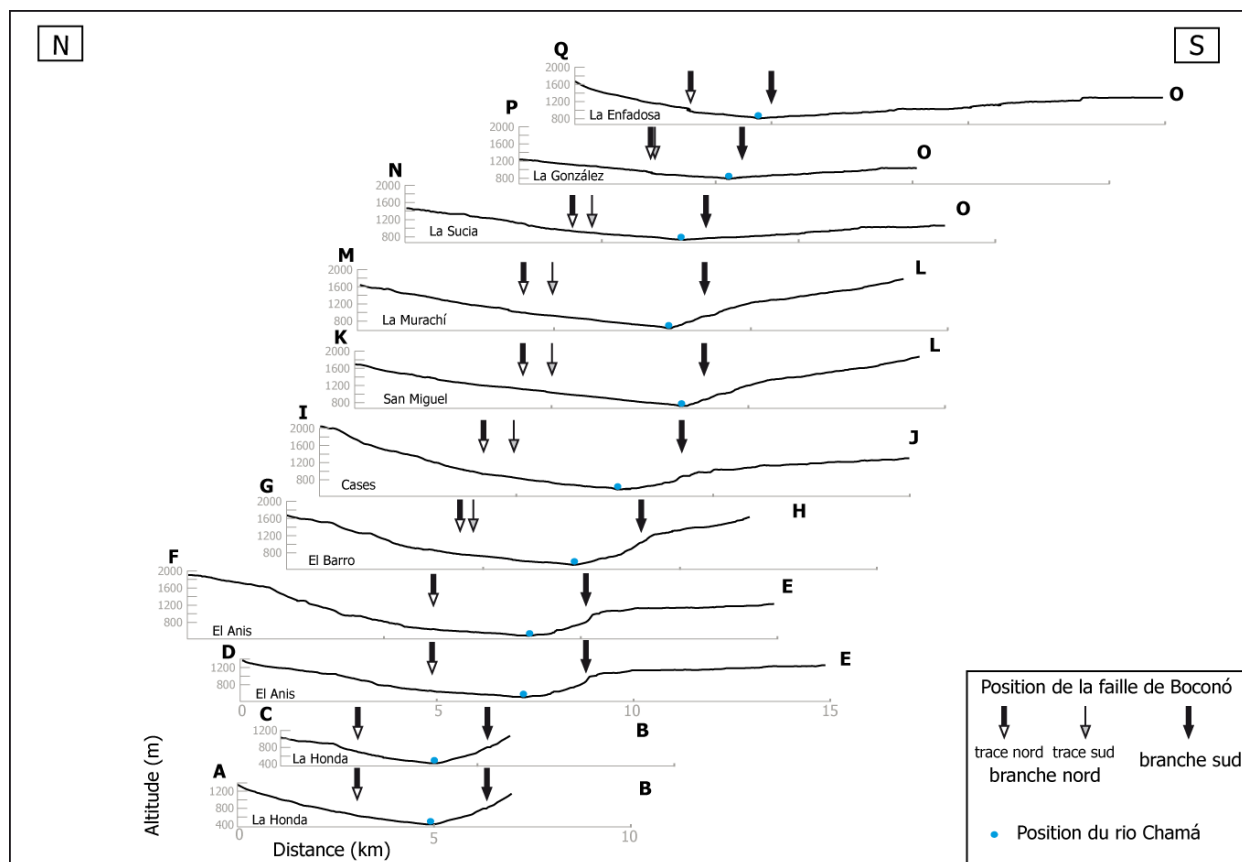


Figure 2.19 – *Profils d'équilibre projetés des rivières traversant le bassin de La González. On observe une rupture de pente dans le profil d'équilibre des rivières du bord méridional (profils DE, FE et GH) qui correspond à la position de la branche sud de la faille de Boconó. Cette rupture s'efface progressivement dans la zone de relais vers l'est, en amont. Elle n'est pas visible sur le bord septentrional sauf sur les profils PO et QO à la terminaison orientale du bassin.*

2.3.2 Déformation dans le bassin

Bien que le réseau de drainage ne présente que peu d'anomalies dans son ensemble, deux vallées semblent être contrôlées par des failles.

La quebrada El Barro est perturbée par un accident orienté au ENE-WSW qui contrôle la direction du cours d'eau en lui conférant un tracé en baïonnette (Figure 2.13). La faille juxtapose les quartzites de la formation Tostós (Paléozoïque supérieur) au sud avec les conglomérats métamorphiques de la formation Sabaneta (Carbonifère-permien) au nord. Les roches situées en étau entre cet accident et la branche nord de la faille de Boconó sont intensément déformées et broyées (localisation sur la figure 2.10). On y retrouve notamment

des grès de la formation La Quinta coincés entre des blocs de la formation Sabaneta. La faille limite l'effondrement d'un bloc de la formation Q_I au nord, dont la base se retrouve au niveau du rio actuel (Figures 2.20 et 2.21). Celle-ci se retrouve donc topographiquement plus basse que la base de la formation Q_{II} qui incise les terrasses alluviales de la formation Q_I (Figure 2.22).

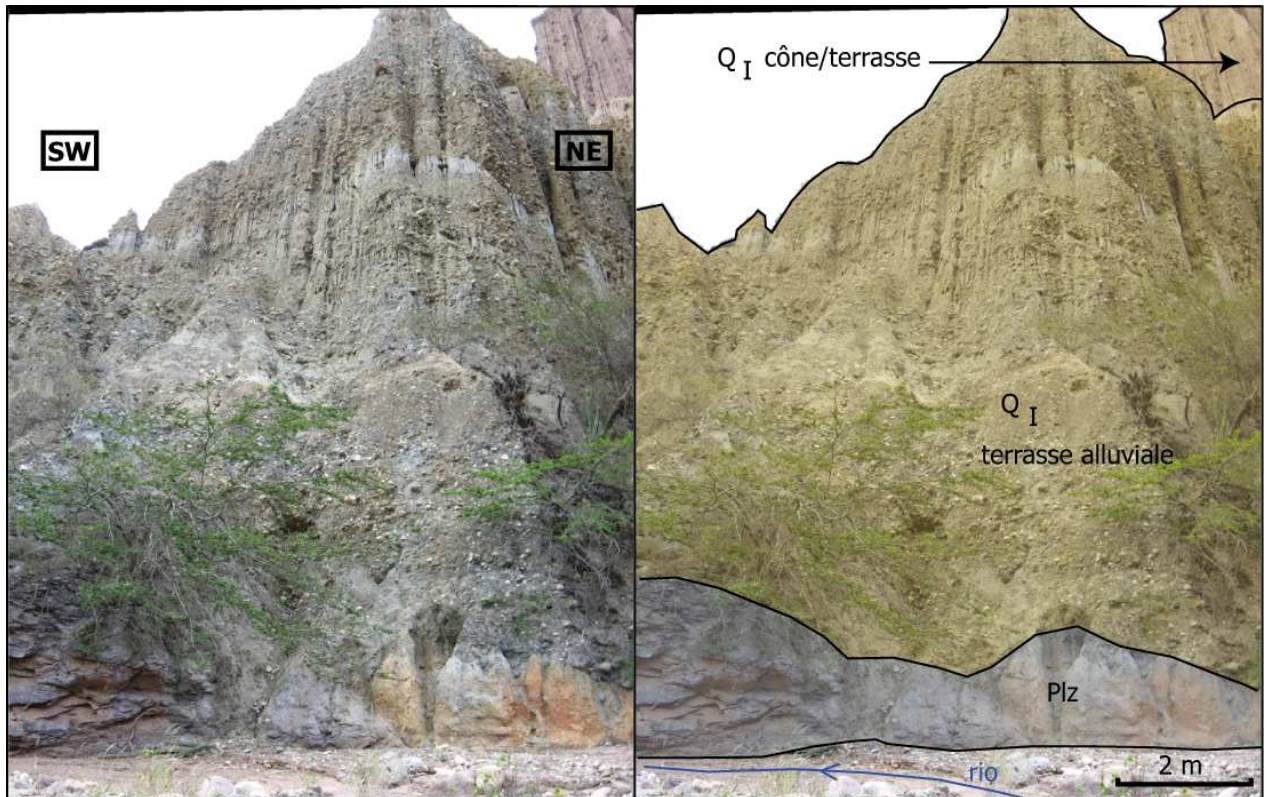


Figure 2.20 – Contact entre la formation Q_I et le socle paléozoïque. Le niveau basal de la formation Q_I se retrouve au niveau du ruisseau actuel. Localisation sur la Figure 2.10.

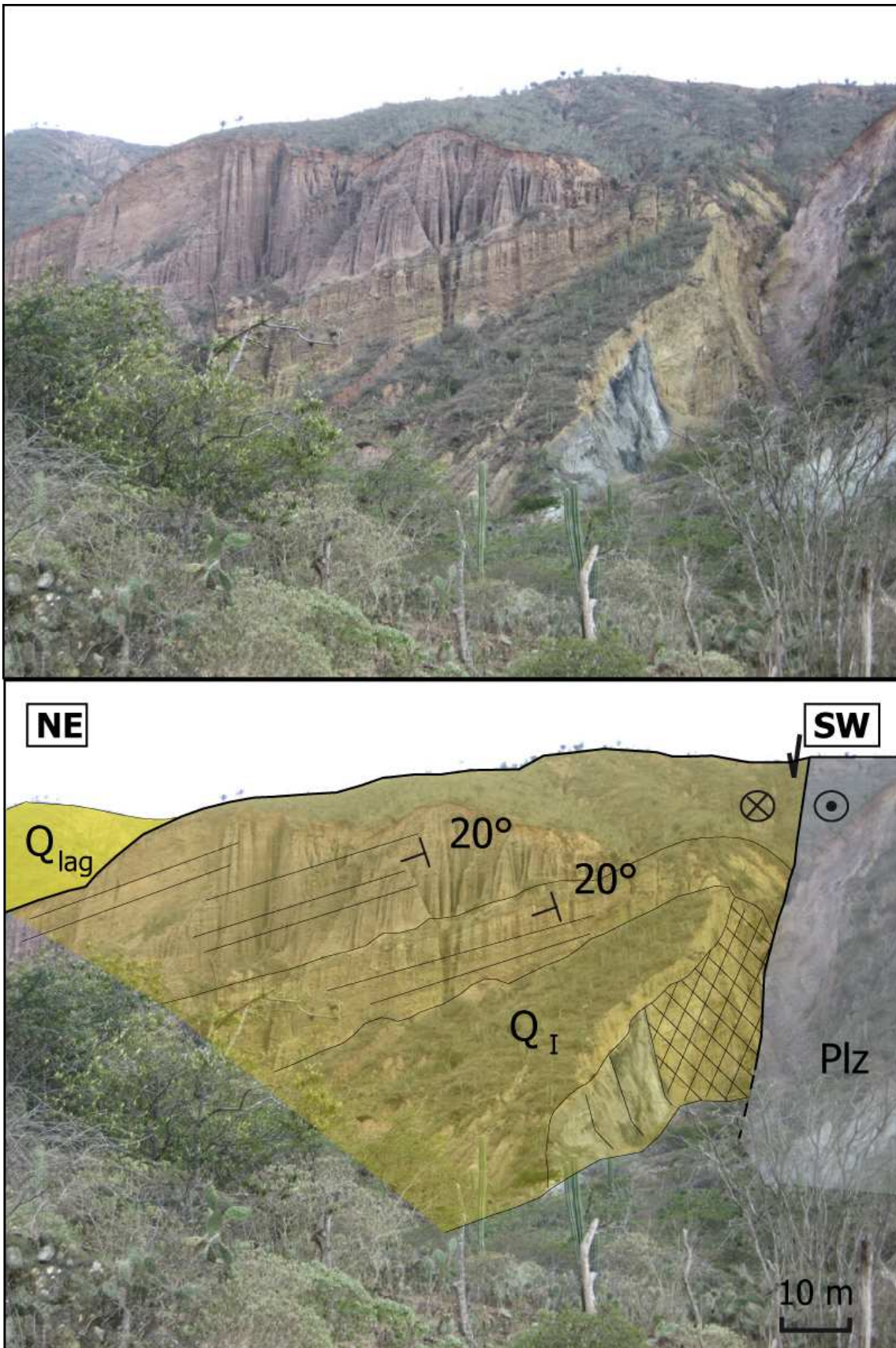


Figure 2.21 – Basculement de la formation Q_I dans la Quebrada El Barro. La zone quadrillée correspond à des éboulements de la formation quaternaire. Localisation sur la Figure 2.10.

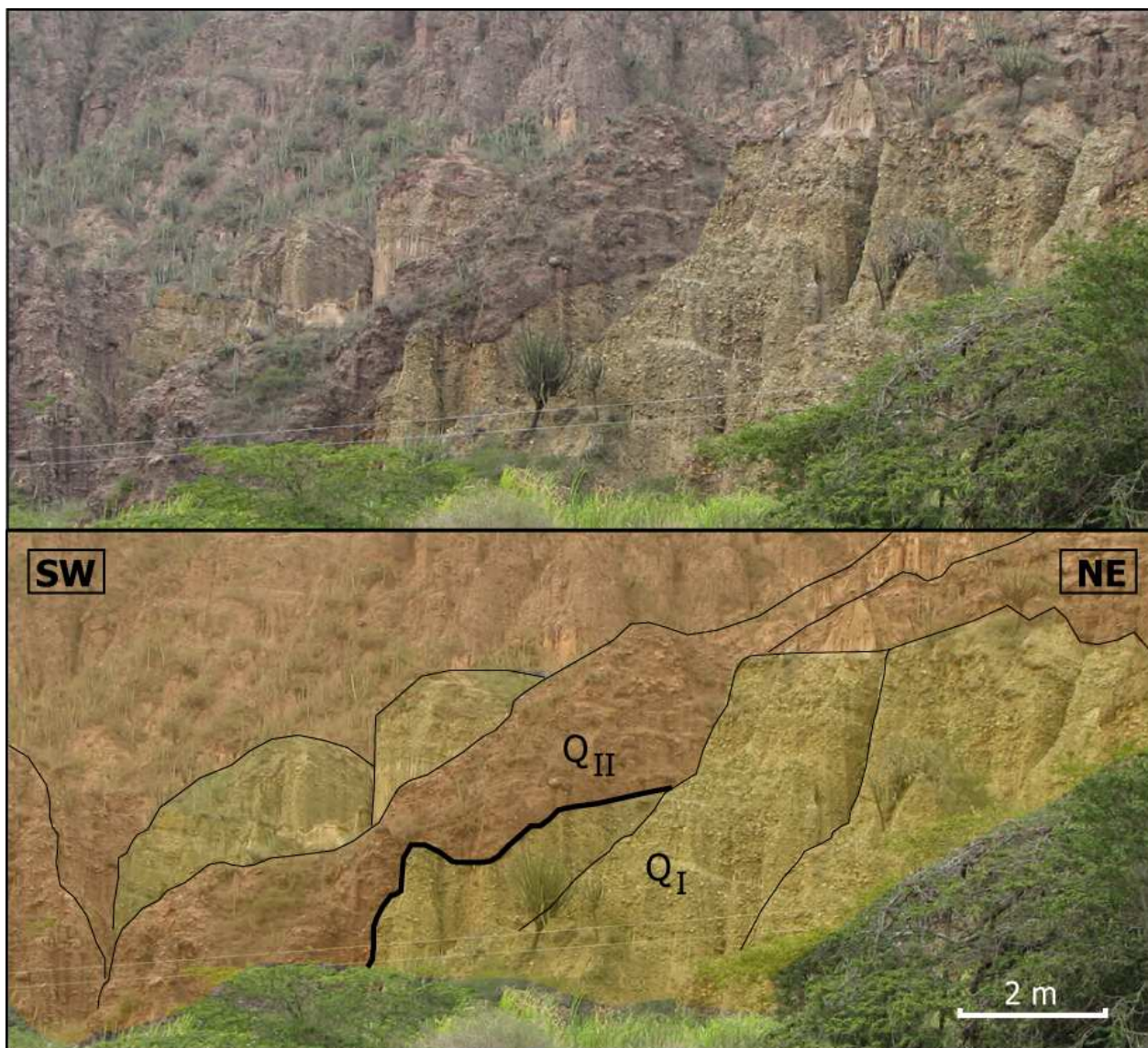


Figure 2.22 — Incision du niveau constituant la base de la formation Q_I par la formation Q_{II} . Le bloc de Q_I est effondré par la faille de la figure 2.21. Le trait noir en gras montre le contact entre les deux formations. Localisation sur la Figure 2.10.

Le cône de San Juan et la quebrada La Sucia présentent aussi un bel exemple de déformation à l'intérieur du bassin (Figure 2.23). On observe un décalage de la surface sommitale du cône de part et d'autre de la quebrada La Sucia. La partie orientale du cône est effondrée de 100 m par rapport à la partie occidentale. L'accident est interprété comme une faille normale à plongement vers l'est qu'emprunte la quebrada La Sucia.

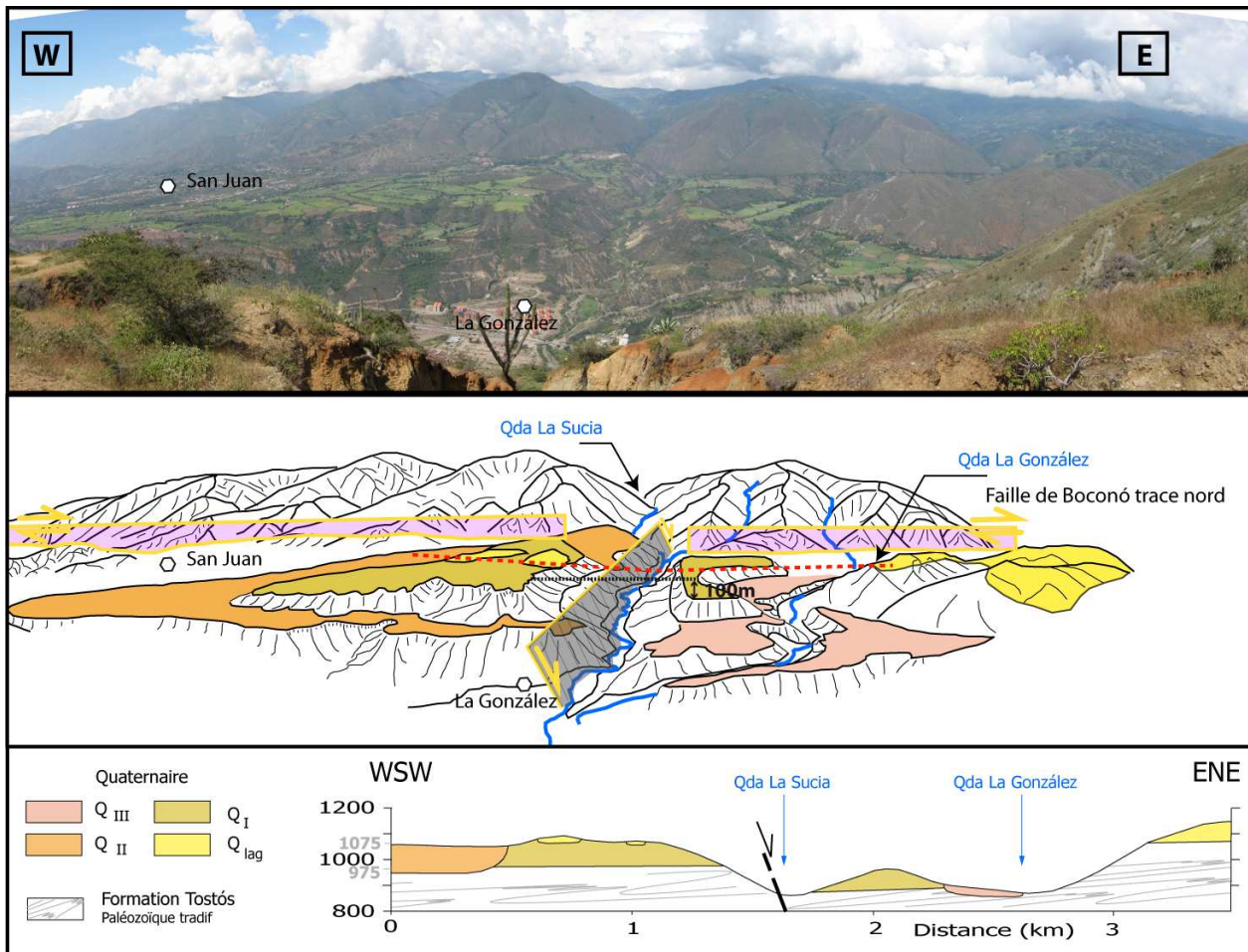


Figure 2.23 – Panorama du cône de San Juan et son interprétation. Une faille normale d'un rejet de 100 m longeant la quebrada La Sucia affecte la partie orientale du cône. La coupe située au bas de la figure reprend la partie orientale de la figure 1.9, sans exagération verticale. La ligne rouge en pointillés sur le dessin montre la trace de la coupe du bas. Localisation du panorama sur la Figure 2.10.

2.3.3 Analyse des paléocontraintes

Trois épisodes tectoniques ont été différenciés dans la région du bassin de La González. La chronologie de ces épisodes à pu être déterminée d'après le recouvrement des stries sur des miroirs exposant plusieurs familles de stries différentes. Le meilleur exemple est localisé sur le versant sud du bassin, au niveau des sites microtectoniques 11, 12 et 13, le long de la branche sud de la faille de Boconó (Figure 2.24).

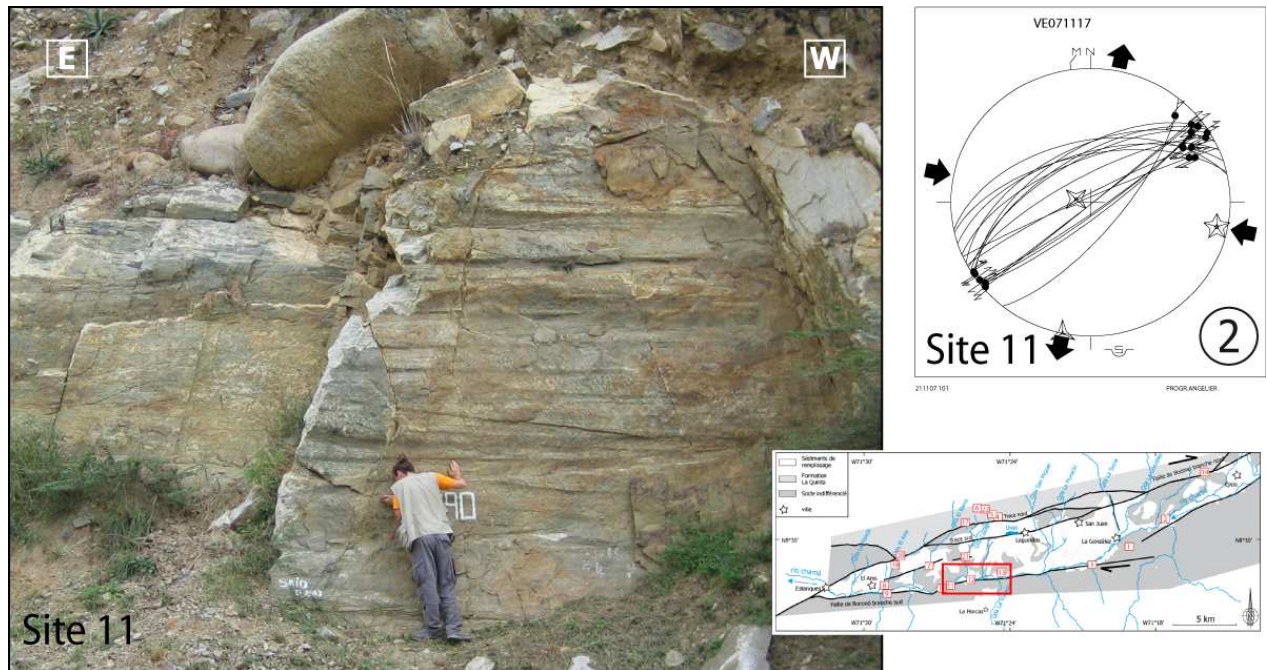


Figure 2.24 – Photographie de l'affleurement du site numéro 11 (à gauche) exposant des canelures horizontales le long de la trace de la faille de Boconó. Stéréogramme correspondant (à droite) représentant le tenseur des paléocontraintes. Localisation des trois sites microtectoniques 11, 12 et 13, espacés de quelques kilomètres seulement, sur la carte du bassin de La González (en bas à droite).

Les trois sites exposent des canelures horizontales caractérisant un mouvement dextre compatible avec un tenseur décrochant transtensif défini par une direction de compression WNW-ESE et une direction d'extension NNE-SSW. Au site numéro 12, les canelures recouvrent des stries présentant un mouvement inverse traduisant un tenseur transpressif défini par une direction de compression NNW-SSE. Ce tenseur définissant le premier épisode tectonique est compatible avec la compression andine (i.e. Audemard & Audemard, 2002; Backé et al., 2006). Au site numéro 13, les canelures sont recouvertes par des stries à mouvement

normal définissant un tenseur transtensif de direction d'allongement NW-SE. Le troisième épisode tectonique serait donc caractérisé par un régime extensif. Le deuxième épisode tectonique est donc caractérisé par un régime décrochant. Cette chronologie est à la base de l'étude microtectonique qui suit (Figures 2.25 ; 2.26 et Tableau 2.1), et est en accord avec les analyses microtectoniques effectuées précédemment dans le nord des Andes de Mérida (Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006).

Le premier épisode se caractérise par un régime compressif à transpressif orienté NNW-SSE à NW-SE. On l'observe le long des accidents principaux, sur la branche nord et la branche sud de la faille de Boconó (Figure 2.25). Le tenseur de paléocontraintes est compatible avec l'état de contrainte général de la phase andine décrite dans différents travaux (Audemard & Audemard, 2002; Colmenares & Zoback, 2003; Audemard et al., 2005; Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006). Cette phase est caractérisée par une direction de compression moyenne au NW-SE qui est responsable de la surrection de la chaîne au cours du Mio-Pliocène. Les données microtectoniques rendent compte de cette compression dans le secteur du bassin de La González, même si elle est peu exprimée sans doute en raison des mouvements décrochants le long de la faille de Boconó et de la subsidence du bassin qui l'emportent.

Le deuxième épisode tectonique est caractérisé par des composantes σ_1 et σ_3 situées respectivement dans les quadrants NW-SE et NE-SW du plan horizontal. Ce régime de déformation est compatible avec la compression andine orientée NW-SE, mais avec une permutation des axes de paléocontraintes σ_2 et σ_3 par rapport au premier épisode. Le raccourcissement est ici accommodé par du cisaillement horizontal le long de failles décrochantes plutôt que par de l'épaississement. Ce processus, qui minimise le travail, est vraisemblablement responsable de l'activation de décrochements d'échelle régionale tels que la faille de Boconó. Cet épisode tectonique est le mieux exprimé sur l'ensemble de la région d'étude car cet accident constitue la structure majeure de la région. Toutefois, le tenseur définissant le régime de contraintes lors de cet épisode tectonique est assez mal contraint entre un régime transtensif et transpressif. Cette incertitude vient certainement du fait qu'on superpose un régime de contrainte local permettant l'ouverture du bassin de La González, à un régime de

contrainte régional responsable du soulèvement des Andes de Mérida.

On remarque que le tenseur du site numéro 14 est incohérent avec les autres puisqu'il indique une direction de compression NNE-SSW (Figure 2.25). Ce site qui se trouve au niveau d'un changement de direction au N50°E de la faille de Boconó à l'est du bassin enregistre vraisemblablement une perturbation locale du tenseur des contraintes.

Le troisième épisode montre une extension multidirectionnelle qui varie entre les directions NW-SE et NE-SW (Figure 2.25). Plus de la moitié des sites qui enregistrent cet épisode montre cependant une extension au NW-SE. Cet épisode de déformation a été en particulier mis en évidence sur les accidents subméridiens qui découpent l'intérieur du bassin tels que la faille de la quebrada El Barro et la faille recoupant la quebrada Cases. Bien que ces résultats soient parcellaires en raison de la pauvreté des affleurements due à l'altération très rapide en climat tropical, ils expriment un style de déformation extensive à l'intérieur du bassin, en accord avec les données des mécanismes au foyer de séismes situés sur les bordures (Figure 2.13). L'extension serait orientée à 90° du σ_3 associé à l'épisode décrochant visible sur les bords du bassin.

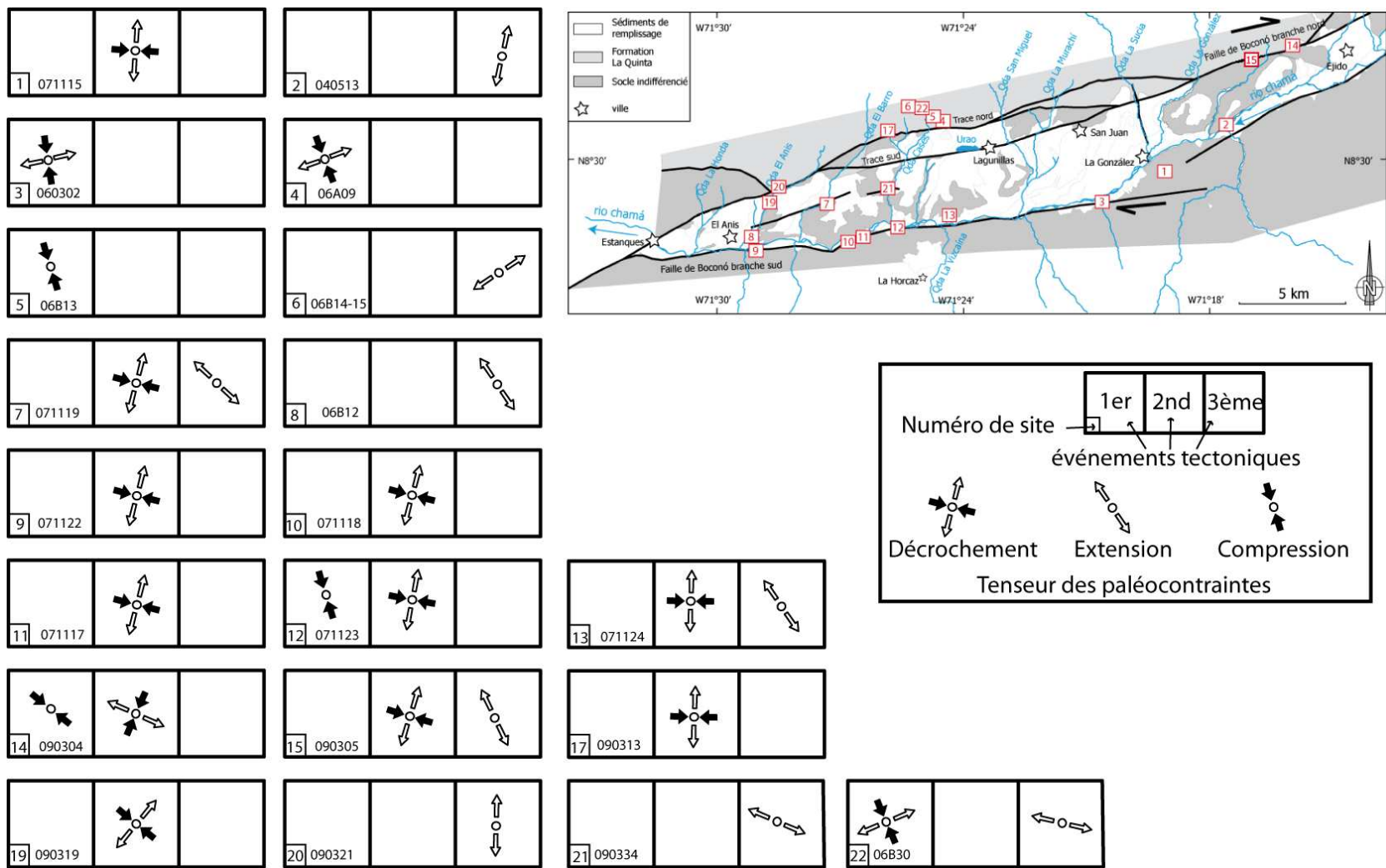


Figure 2.25 – Résultats de l'analyse microtectonique le long de plans de faille striés dans la région du bassin de La González. Trois phases tectoniques caractérisées par des régimes de contraintes différents ont été répertoriées : (1) compressif, (2) décrochant, et (3) extensif. Les stéréogrammes et le tableau des mesures sont présentés sur la Figure 2.26 et le Tableau 2.1.

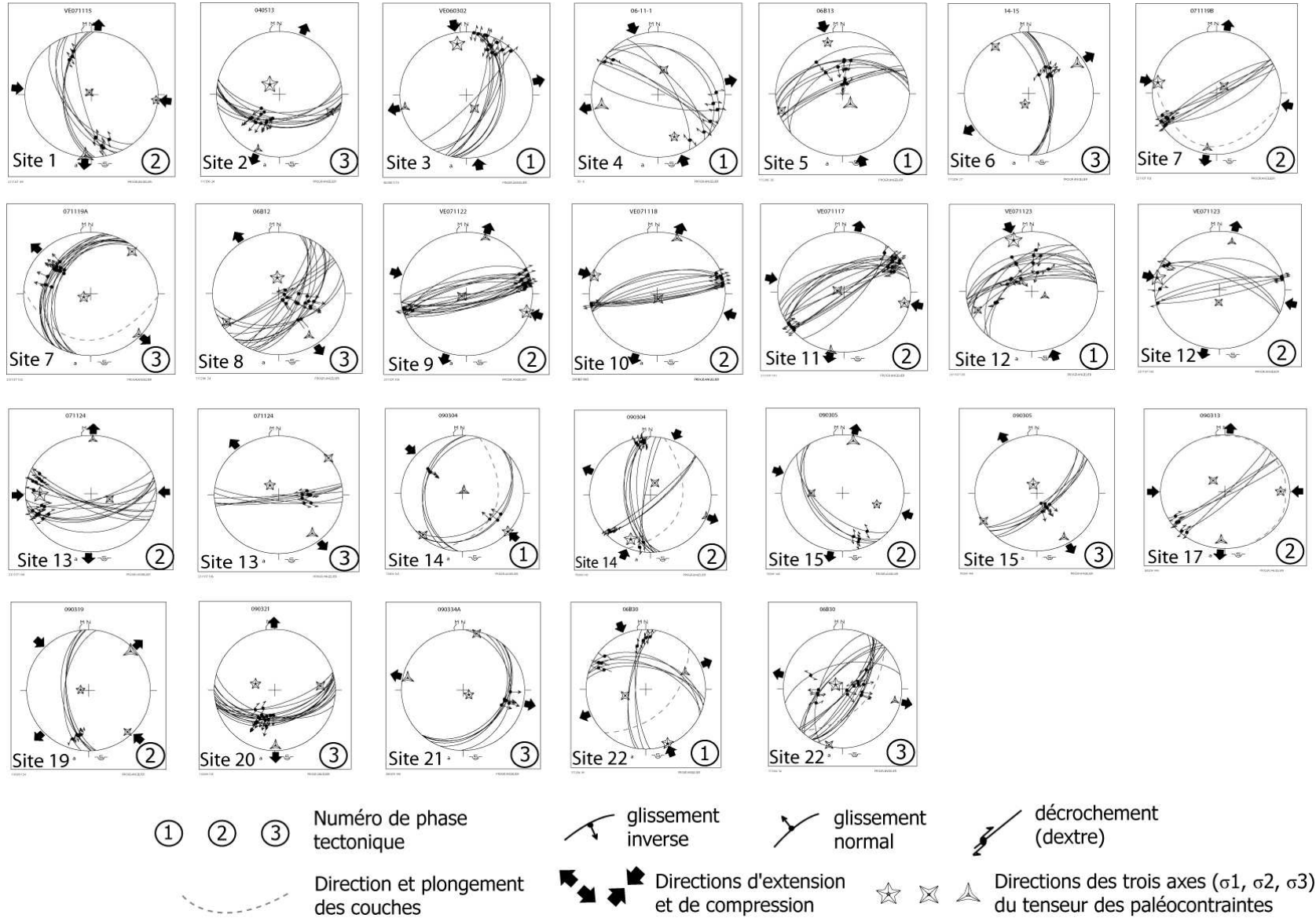


Figure 2.26 – Stéréogrammes représentant les tenseurs des paléocontraintes utilisés dans ce travail (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieure).

No.	Site	Episode	Long	Lat	Alt	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ	Fm	N
1	071115	2	71,000	8,011	1057	121/3	27/52	213/38	0,64	Tostós	8
2	040513	3	71,007	8,014	817	316/73	109/16	201/7	0,091	Tostós	19
3	060302	1	71,340	8,478	760	350/19	150/70	258/6	0,22	Tostós	11
4	06A09	1	71,009	8,015	1338	141/58	4/25	265/19	0,55	La Quinta	9
5	06B13	1	71,013	8,000	1384	33/11	300/12	166/74	0,81	La Quinta	15
6	06B14	2	71,009	8,006	1850	160/62	320/27	54/8	0,6	La Quinta	6
7	071119	2	71,016	8,013	825	280/8	47/77	189/10	0,26	Sabaneta	8
7	071119	3	71,008	8,014	671	243/81	42/9	132/3	0,54	Sabaneta	12
8	06B12	3	71,004	8,016	516	355/69	240/9	146/18	0,34	Tostós	17
9	071122	2	71,001	8,011	503	108/5	242/83	17/5	0,27	Tostós	17
10	071118	2	71,014	8,015	555	287/3	171/83	18/6	0,40	Tostós	8
11	071117	2	71,008	8,001	567	99/11	238/76	8/9	0,85	Tostós	25
12	071123	1	71,011	8,004	580	342/11	249/13	111/73	0,09	Tostós	14
12	071123	2	71,011	8,004	580	100/7	276/83	10/0	0,11	Tostós	17
13	071124	2	71,006	8,009	664	269/23	108/65	2/7	0,12	Tostós	15
13	071124	3	71,006	8,009	664	320/73	51/0	141/17	0,6	Tostós	7
14	090304	1	71,015	8,014	1290	132/1	222/4	31/86	0,5	La Quinta	6
14	090304	2	71,015	8,014	1290	203/17	20/73	112/1	0,3	La Quinta	11
15	090305	2	71,013	8,009	1269	110/41	270/48	11/10	0,79	La Quinta	4
15	090305	3	71,013	8,009	1269	338/77	241/2	150/13	0,38	La Quinta	6
17	090313	2	71,016	8,009	1125	249/64	29/21	125/16	0,7	La Quinta	5
19	090319	2	71,016	8,014	618	274/80	137/8	47/7	0,88	Sabaneta	5
20	090321	3	71,011	8,004	693	287/63	85/25	179/9	0,57	La Quinta	15
21	090334	3	71,015	8,003	690	129/80	13/4	283/9	0,69	Tostós	6
22	06B30	1	71,016	8,006	1480	158/3	253/61	67/29	0,44	La Quinta	9
22	06B30	3	71,016	8,006	1480	299/79	194/3	103/11	0,24	La Quinta	15

TAB. 2.1 – Description et localisation des tenseurs des paléocontraintes. Suivent dans l'ordre des colonnes : numéro de site ; nom de site ; épisodes (1, 2, 3) ; longitude Ouest (long) ; latitude Nord (lat) (en degrés décimaux) ; altitude (en mètre) ; orientation des axes de contraintes σ_1 , σ_2 , σ_3 (direction/plongement) ; forme de l'ellipsoïde (ϕ) ; formation dans laquelle les stries sont mesurées (Fm) ; et nombre de failles sélectionnées pour le calcul (N).

2.3.4 Structure du bassin

La structure du bassin de La González est contrôlée principalement par les trois tracés majeurs de la faille de Boconó : la branche sud et les traces nord et sud de la branche nord (Figure 2.27). En surface, la branche sud et la trace sud sont caractérisées par un plongement subvertical. La signature de la trace nord dans le paysage montre quant à elle un plongement fort ($>70^\circ$) vers le sud. D'après les sites microtectoniques localisés sur ou à proximité de son tracé, cet accident a certainement joué en faille inverse (site 5, Figure 2.25) avant d'être réactivé en faille transtensive dextre (site 4, 17 et 22, Figure 2.25). Cet accident est certainement hérité puisqu'il borde au nord des roches de la formation La Quinta qui se sont déposées dans des grabens jurassiques (Maze, 1984). La direction de plongement de la faille à pu s'inverser lors de l'orogénèse andine. Il semblerait également que les deux autres segments majeurs de la faille de Boconó correspondent à des structures héritées puisqu'ils limitent des blocs effondrés contenant des formations paléozoïques à précambriennes de natures différentes.

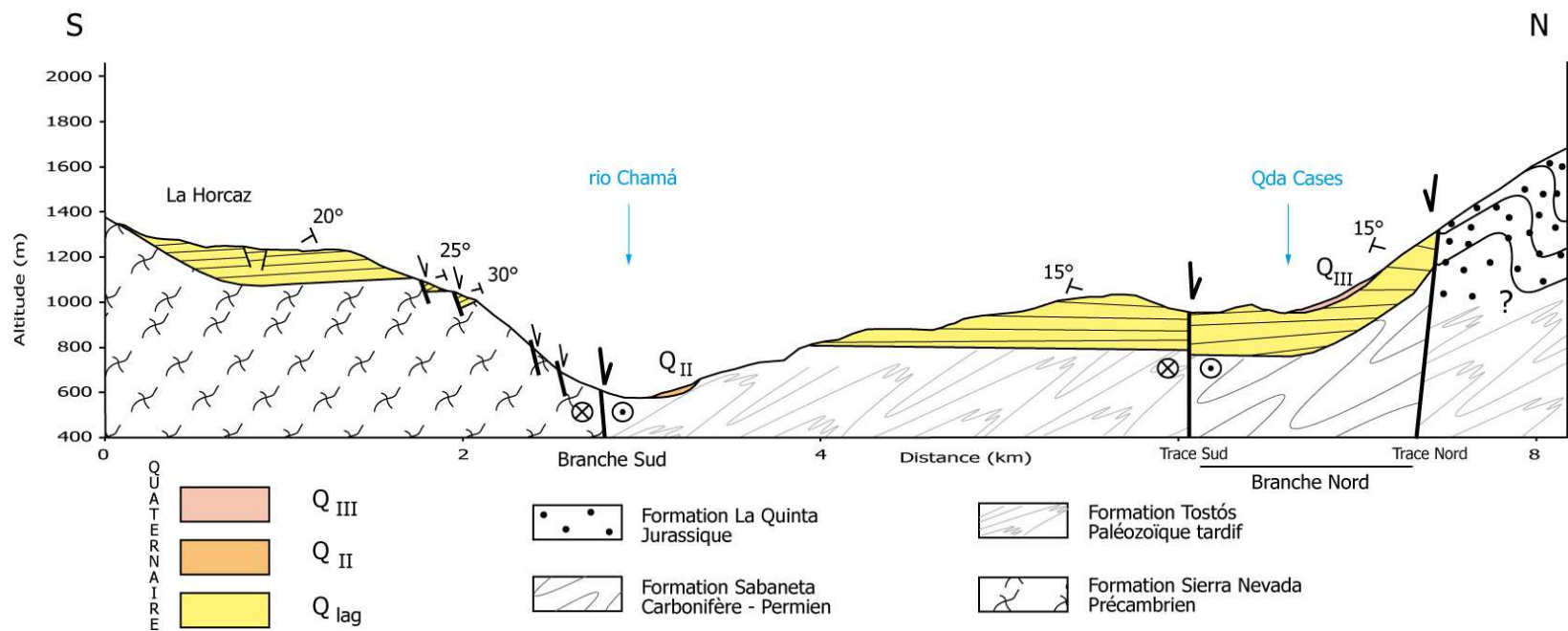


Figure 2.27 – Coupe géologique méridienne au travers du bassin de La González. Localisation sur la Figure 2.10.

A l'intérieur du bassin, les couches des formations Lagunillas (Q_{lag}) et Q_I plongent de 20° environ vers le nord. Ceci est en accord avec une ouverture du bassin par effondrement du bord septentrional après le dépôt de ces formations.

Les témoins d'une activité en faille normale de la branche sud sont multiples :

- des facettes triangulaires dans le socle sont présentes sur l'ensemble du bord sud du bassin (Figure 2.2). Elles sont associées à une incision forte des rivières et sont liées à des jeux de failles normales à plongement nord (Figure 2.27) ;
- les terrasses de La Horcaz sont décalées par des failles normales à regard nord (Figure 2.8) ;
- la base des terrasses de La Horcaz et la base de la formation Q_{lag} sont décalées de 200 m (Figure 2.27) ;
- les ruptures de pente dans les profils d'équilibre des rivières du bord sud s'amortissent vers le relais de la faille (Figure 2.19) ;
- plusieurs séismes sont localisés le long du tracé de la branche sud au niveau de la zone de relais dans le prolongement de la faille (Figure 2.13).

Il semble donc raisonnable de proposer que l'activité tectonique de la branche sud soit également responsable de l'effondrement du bassin. Celui-ci est plus important dans la partie occidentale et diminue vers l'est avec l'amortissement de la faille dans la zone de relais.

La structure du bassin est aussi directement liée à la géométrie en profondeur de la faille de Boconó. Les trois segments de faille principaux exprimés en surface se branchent en profondeur sur l'accident tectonique majeur. Le bassin de La González forme une structure en fleur négative du même type que celle obtenue par les modèles analogiques de bassins de type pull-apart (Figure 2.28). La trace sud de la branche nord de Boconó est la structure la plus interne au bassin et semble être la faille décrochante dextre la plus active, en accord avec les modèles analogiques de bassin transtensif (e.g. Wu et al., 2009). Comme elle se connecte à ses deux extrémités à la trace nord, elle devrait plonger vers le nord en profondeur et alors constituer une faille antithétique de la trace nord.

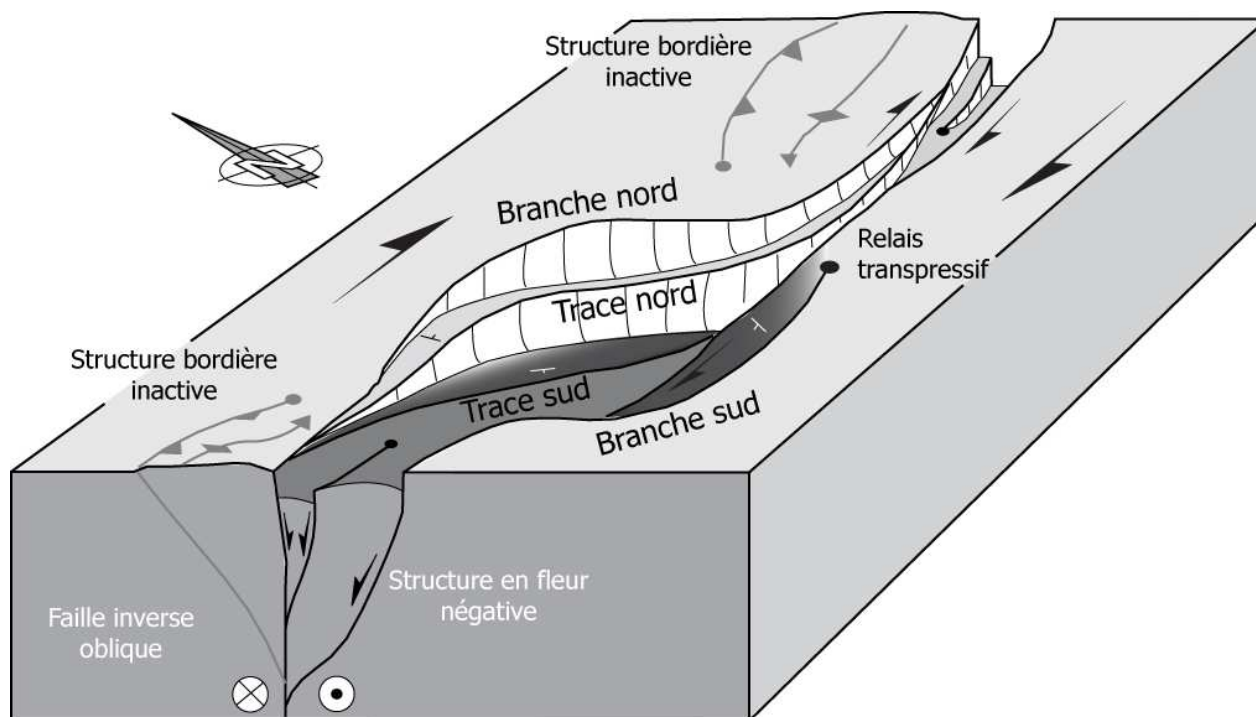


Figure 2.28 – Bloc diagramme représentant la géométrie d'un bassin de type pull-apart, modifié d'après Dooley & McClay (1997). Dans notre cas, la forme du bassin est contrôlée par l'expression en surface de la faille de Boconó constituant l'accident décrochant majeur.

2.4 Relation entre tectonique et sédimentation : modèle d'ouverture et âge du bassin

L'ouverture du bassin commence durant le dépôt de la formation Lagunillas. Dans un premier temps, les terrasses alluviales du niveau basal sont déposées par un cours d'eau qui constituait le paléo-fleuve du rio Chamá s'écoulant suivant l'axe du bassin (Figure 2.29 A) (Tricart & Michel, 1965). A cette époque, le rio Chamá était à l'équilibre avec les affluents du bord méridional comme en témoignent les terrasses perchées situées près de La Horcaz.

L'ouverture progressive du bassin et sa subsidence ont provoqué la formation de cônes alluviaux composés d'un mélange de blocs constitués de la formation La Quinta et des roches paléozoïques, se déposant sur les terrasses alluviales (Figure 2.29 B). Les dépôts n'ont pas été suffisamment volumineux et l'énergie a été trop faible pour qu'ils atteignent le bord sud du bassin. Ils ont pu cependant perturber localement et temporairement le cours du rio Chamá mais n'ont pas changé son tracé. Les discordances progressives enregistrées dans les niveaux supérieurs de la formation Q_{lag} rendent compte d'une sédimentation synchrone de l'ouverture associée à l'effondrement du bord septentrional du bassin. Ainsi le dépôt de la formation Q_{lag} est contemporain de l'épisode tectonique transtensif (2^{ème} épisode), permettant de dater l'initiation de la faille de Boconó et la mise en place du bassin au Villafranchien. La limite inférieure de cet étage a été largement débattue et datée à 3,4 Ma par une méthode K/Ar sur des roches volcaniques (Savage & Curtis, 1970). La formation Q_I a dû se déposer dans le même contexte tectonique que la formation Q_{lag} .

L'ouverture franche du bassin s'effectue avant le dépôt de la formation Q_{II} (Figure 2.29 C). Le soulèvement relatif du bord septentrional du bassin a contribué à la mise en place des grands cônes de Q_{II} . Les changements climatiques du Quaternaire sont vraisemblablement à l'origine des périodes successives de dépôts et d'incisions responsables de la transformation des cônes en cônes/terrasses (Tricart & Michel, 1965). Au cours de cet épisode, l'accumulation importante de sédiments provenant de la bordure nord du bassin a repoussé le rio Chamá vers le sud. Le rio est alors coincé entre les dépôts provenant du nord et le relief de la faille au sud, témoignant du soulèvement du bord méridional du bassin. L'activation de la branche sud de la faille de Boconó est également soulignée par la forme des dépôts de la

formation Q_{II} qui s'épanchent vers l'ouest dans la partie sud du bassin. Après le dépôt de la formation Q_{II} , les mouvements tectoniques deviennent moins intenses et les volumes de sédiments déposés sont moins importants. Les rivières creusent puis sédimentent dans leurs vallées respectives, conduisant à l'emboîtement des dépôts. L'extension multidirectionnelle (3^{ème} épisode tectonique), affectant les dépôts jusqu'à la formation Q_{III} , serait postérieure à la glaciation du Riss.

En accord avec Tricart & Michel (1965), nos observations confirment que, dans le bassin de La González, la sédimentation ne commence pas avant le Pliocène supérieur à 3,4 Ma. Ceci est cohérent avec la déformation relativement faible des formations Q_{lag} et Q_I dont les basculements ne dépassant pas 20°. L'ouverture du bassin est alors réalisée par un effondrement conjugué du bord septentrional et du bord méridional.

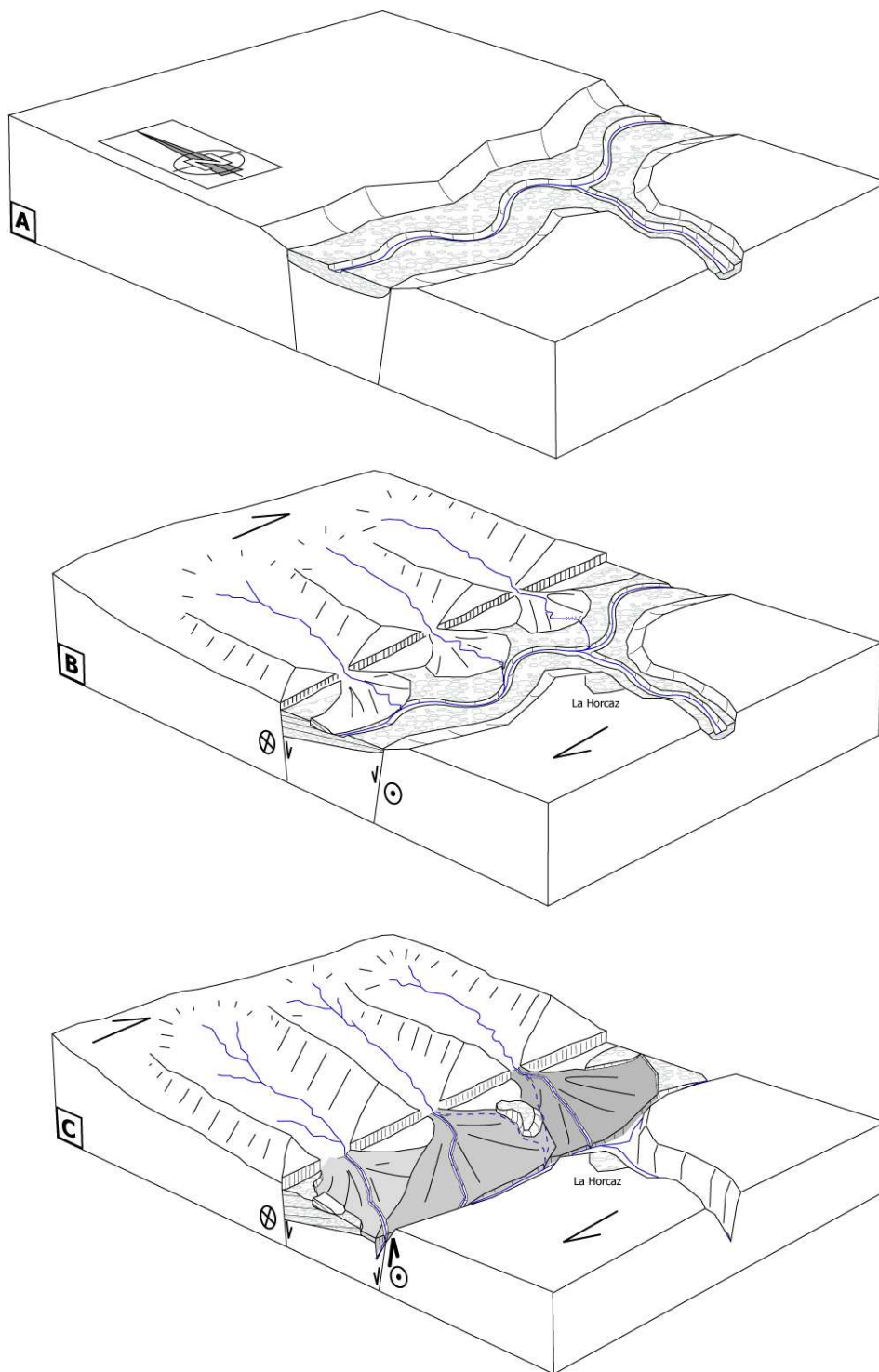


Figure 2.29 – Blocs diagrammes représentant de façon schématique l'évolution du bassin de La González. (A) La base de la formation Lagunillas se dépose dans un proto-bassin. (B) L'augmentation de l'ouverture du bassin est responsable du dépôt du niveau supérieur de Q_{Iag} . Le basculement est postérieur au dépôt de Q_I et antérieur au dépôt de Q_{II} . (C) L'épisode de dépôt de Q_{II} est responsable de la migration du rio Chamá vers le bord sud du bassin. Les sédiments se retrouvant bloqués au sud par le relief de la faille, se déposent en aval dans le cours du rio Chamá. La forte incision du bord sud témoigne de son soulèvement relatif important. Les reliefs du bord méridional du bassin ont été volontairement omis par souci de clarté.

Chapitre 3

Structuration des Andes vénézuéliennes : partitionnement de la déformation et échappement crustal

3.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que l'activation de la faille de Boconó au Pliocène supérieur est postérieure à l'édification des Andes de Mérida. Ceci implique que le partitionnement de la déformation ait lieu après les premiers stades de soulèvement. La faille de Boconó contrôlant également l'échappement du bloc de Trujillo, ce phénomène doit être synchrone du partitionnement. Le fonctionnement de ces deux processus ne peut être compris que si on s'intéresse à la structure profonde de la chaîne. Pour cela, il est nécessaire de caractériser l'architecture des failles en profondeur.

Notre objectif est de proposer un modèle idéal qui puisse expliquer à la fois le partitionnement et l'échappement. A l'aide d'un modèleur géologique nous modéliserons ensuite en 3D la forme du bloc de Trujillo pour mieux comprendre le processus d'échappement.

3.2 Flottement orogénique des Andes vénézuéliennes

La structure profonde des Andes de Mérida et son évolution au cours du Néogène terminal sont présentées sous la forme d'un article soumis à la revue *Tectonophysics*.

Résumé en français

Les Andes de Mérida forment un orogène orienté au N50°E localisé le long de la bordure orientale du bloc de Maracaïbo. La chaîne commence à s'édifier au Miocène moyen en réponse à une contrainte régionale orientée E-W résultant de la convergence entre le bloc de Maracaïbo à l'ouest et le bouclier Guyanais à l'est. Cette convergence oblique est responsable du partitionnement de la déformation qui s'exprime par des chevauchements frontaux à vergence opposée sur les flancs de l'édifice et un mouvement décrochant dextre le long de la faille de Boconó qui traverse la chaîne suivant toute sa longueur. Les Andes de Mérida sont également découpées par la faille décrochante sénestre N-S de Valera qui rejoint la faille de Boconó au niveau d'un point triple au cœur de la chaîne. Les deux failles limitent le bloc triangulaire de Trujillo qui s'échappe vers le NE au moins depuis le Pliocène.

Le modèle de flottement orogénique (Oldow et al., 1990) permet d'expliquer un partitionnement total entre les failles chevauchantes et les failles décrochantes, grâce à la présence d'un niveau de décollement intra-crustal sur lequel les failles se connectent. Le rôle majeur de ce décollement est d'absorber la déformation oblique pour qu'elle s'exprime de façon partitionnée en surface. Ce modèle, couplé à des données de gravimétrie, de sismique réflexion et de sismicité a permis de réaliser deux coupes équilibrées d'échelle crustale au travers de la chaîne. Le résultat de l'équilibrage des coupes montre que le raccourcissement perpendiculaire à l'axe de l'édifice varie de 10 km. On observe en effet 30 km de raccourcissement dans la partie nord de la chaîne, comprenant le bloc de Trujillo, et 40 km de raccourcissement dans la partie sud, à l'extérieur du bloc. Nous interprétons ces résultats comme une conséquence de l'échappement du bloc de Trujillo qui absorberait un quart de la déformation.

Les coupes équilibrées montrent une imbrication de la croûte du bloc de Maracaïbo dans celle du craton Guyanais dont la partie inférieure passe en subduction continentale. Le serrage

qui débute au Pliocène se caractérise par le développement d'un chevauchement crustal à vergence NW qui s'initie dans la zone d'imbrication et qui affleure en surface au niveau du chevauchement de Las Virtudes. L'imbrication des deux croûtes est responsable d'une accélération du soulèvement dans les Andes de Mérida, conduisant à l'accumulation massives de dépôts fluviatiles de la formation Betijoque (Mio-Pliocène) dans le bassin de Maracaïbo.

Orogenic float of the Venezuelan Andes

Bernard Monod, Damien Dhont, Yves Hervouët

CNRS-UMR 5212 : Modélisation et Imagerie en Géosciences – Pau,
IPRA, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Avenue de
l'Université, BP 1155, Pau cedex, France

Soumis à Tectonophysics (Février 2009)

Abstract

The Venezuelan (or Mérida) Andes are a NE-trending intracontinental orogen that started to rise from the Middle Miocene due to the E-W far field convergence between the Maracaibo block to the northwest and the Guyana shield to the southeast. Oblique convergence is responsible for strain partitioning with thrusting along both foreland basins and right-lateral strike-slip faulting along the NE-SW Boconó fault cutting the Venezuelan Andes along-strike. The central part of the belt is also cut by the N-S left-lateral strike-slip Valera fault that branches the Boconó fault in the triple junction geometry, individualizing the Trujillo block that escapes towards the NNE. Despite the regional geology of the belt is well described at the surface, its structure at depth remains a matter of debate. Our work, based on the integration of geological and geophysical data aims to better constrain the deep geometry of faults and the tectonic evolution of the mountain belt. We used the orogenic float model as a first hypothesis to construct two NW-SE trans-Andean crustal scale balanced sections. The late Neogene–Quaternary shortening varies from 40 km in the south to 30 km in the north across the Trujillo block, indicating that a quarter of the deformation seems to be absorbed by the tectonic escape process. More importantly, a major reorganization in the crust took place in the Early Pliocene. It is characterized by the imbrication of the Maracaibo crust into the Guyana crust. This resulted in the subduction of the Guyana lower crust and the formation of a NW-vergent wedge-top basement thrust that surfaces along the Las Virtudes thrust. Rapid uplift of the belt subsequently occurred together with massive deposition of the Plio-Quaternary coarse grained Betijoque formation in the northwestern foreland basin.

Keywords : Venezuelan Andes; Orogenic float; Strain partitioning; Escape; Tectonic wedge

1. Introduction

The Venezuelan Andes are part of the complex northern Andes tectonic region (Figure 1). The main structures of the chain were recognized in the field mostly during the 1950s-80s (González de Juana, 1952; Rod, 1956; Rod et al., 1958; Bellizia et al., 1976; González de Juana et al., 1980; Schubert, 1980; Stéphan, 1982, 1985; Soulas, 1985; Soulas et al., 1986). These preliminary observations served the basis for discussions concerning the tectonic evolution of the belt (e.g., Audemard, 1993; De Toni and Kellogg, 1993; Colletta et al., 1997). It is now well demonstrated that the Venezuelan Andes undergo strain partitioning characterized by thrusting along both flanks and right-lateral slip along the Boconó fault cutting the belt more or less along strike (Audemard and Audemard, 2002). Complementary field structural analysis and interpretation of remote sensing images allowed to better define both the timing of deformation and the brittle deformation pattern, which is consistent with a model of tectonic escape for the central part of the belt (Dhont et al. 2005; Hervouët et al., 2005; Backé et al., 2006;). The subsurface structure of the northern and southern foreland basins has been revealed from analysis of geophysical data acquired by oil exploration surveys, which has led to several interpretations at the regional, crustal or lithospheric scale including flexural basins, blind thrusts, retro-thrusting and triangular zones (e.g., Audemard, 1993; De Toni and Kellogg, 1993; Colletta et al., 1997; Castrillo-Delgado, 1997; Audemard, 1999; Duerto et al., 2006). Because of limited access due to large variations in the topography, the deep structure of the inner part of the Venezuelan Andes is still not imaged by seismic reflection surveys, even if it can be inferred from gravimetric data (Audemard, 1991; De Toni and Kellogg, 1993; Sánchez et al., 1994; Colletta et al., 1997; Chacín et al., 2005). All these various approaches rely on fragmented geological, morphological and/or geophysical data, which therefore do not provide a clear understanding of the deep geometry of the tectonic structures at the scale of the Venezuelan Andes.

Our aim is to image the deep structure of the Venezuelan Andes in a tectonically complex context of strain partitioning and tectonic escape. For this purpose, we achieved two crustal scale geological cross sections based on the integration of a set of data consisting of geological observations, focal mechanism solutions, seismic profiles and gravity modeling. We will show that the deep geometry of faults is crucial both to

understand their connectivity and to construct a structural model based on the orogenic float concept of Oldow et al. (1990).

Fig. 1, Monod et al.

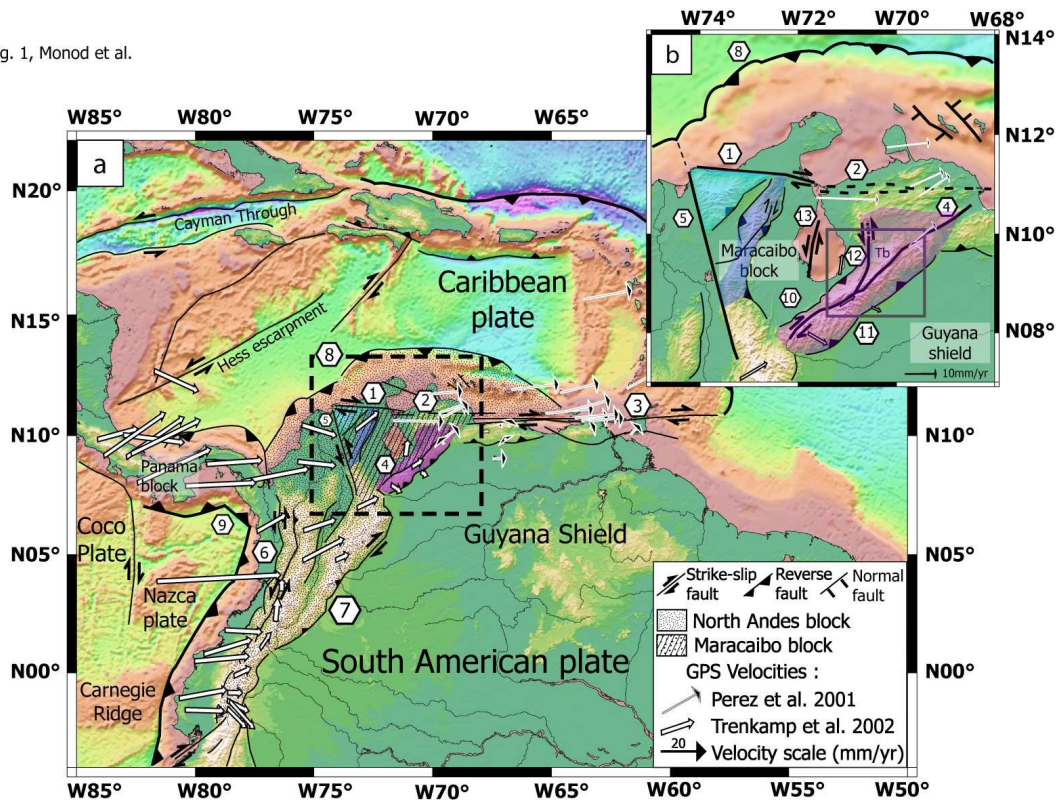


Figure 1 – (a) Geodynamic setting of northern South America (modified from Backé et al., 2006 and compiled from Audemard et al., 2000; Corredor, 2003; Dhont et al., 2005; Cortés and Angelier, 2005). GPS vectors are taken from Pérez et al. (2001) and Trenkamp et al. (2002). The dotted frame corresponds to Figure 1b. The Digital Elevation Model (DEM) image is derived from the SRTM30 database and from the 2' Smith and Sandwell TOPEX global bathymetry database (Smith and Sandwell, 1997). The Maracaibo block consists of three mountain belts namely the Sierra Nevada de Santa Marta (light blue), the Sierra de Perijá (dark blue) and the Venezuelan Andes (purple), from NW to SE respectively. (b) Major tectonic features of the Maracaibo block and the Venezuelan Andes. 1: Oca fault; 2: Ancón fault; 3: El Pilar fault; 4: Boconó fault; 5: Santa Marta-Bucaramanga fault; 6: Romeral fault system; 7: Eastern frontal fault system; 8: South Caribbean deformed belt; 9: Colombian trench; 10: Northwestern thrust system; 11: Southeastern thrust system; 12: Valera fault; 13: Icotea fault; Tb: Trujillo block. The frame corresponds to location of Figure 2.

2. Structural framework

2.1 Geodynamic context

The Venezuelan Andes constitute the eastern boundary of the North Andean block (NAB) forming a wide deformed area located at the interaction of three tectonic plates, namely Nazca to the west, Caribbean to the north and South American to the east

(Figure 1). Geodetic (GPS) measurements (Freymueller et al., 1993, Kellogg and Vega, 1995; Pérez et al., 2001; Trenkamp et al., 2002) and stress inversion of focal mechanisms (Cortés and Angelier, 2005) illustrate the present-day kinematics of the NAB, which motion is directed NNE, obliquely to the E-W relative convergence between the South American and Nazca plates. The northern part of the NAB is cut by the NNW-trending left-lateral strike-slip Santa Marta de Bucaramanga fault individualizing the Maracaibo Triangular Block (MTB) bounded to the southeast by the N50°E-trending right-lateral strike-slip Boconó fault and to the north by the Oca-Ancón fault system. The MTB moves towards the NE and subsequently overthrusts the Caribbean plate along the Leeward Antilles trench, which developed 5 Ma ago above a south-directed flat slab amagmatic subduction zone (Audemard et al., 2000; Gorney et al., 2007).

A NW-SE section across the MTB depicts the main geomorphological features namely the Sierra Nevada de Santa Marta mountain belt, the Sierra de Perijá range, the Maracaibo basin and the Venezuelan Andes. The Sierra Nevada de Santa Marta belt is bordered by the E-trending Oca-Ancón and the Santa Marta de Bucaramanga fault, giving to the range a tetrahedral shape. It consists of Paleozoic and Precambrian continental rocks intruded by Mesozoic and Cenozoic plutons (Taboada et al., 2000). Cross sections in the NE-trending Sierra de Perijá indicate a shortening of 20 km localized by dominantly NW-verging thrust systems superimposed on inverted Late Jurassic grabens (Kellogg and Bonini, 1982; Maze, 1984).

2.2 Structure of the Venezuelan Andes

The NE-SW Venezuelan Andes form a high (with peaks reaching 5000 m) and relatively narrow (100 km) mountain belt that developed as a transpressional orogen due to E-W low-angle oblique convergence between the MTB and the Guyana shield. Transpression resulted in strain partitioning, which is well attested by the focal mechanisms showing both right-lateral strike-slip shearing along the Boconó fault and dip-slip motion along thrust faults of both foothill fronts (Figure 2) (Audemard and Audemard, 2002; Audemard et al., 2005; Backé et al., 2006). Oblique convergence is also accommodated by the escape of the Trujillo Block, driven by the Boconó fault associated with the N-S-trending left-lateral strike-slip Valera fault to the west (Hervouët et al., 2001; Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006). The major faults generally strike N50°E parallel to the Boconó fault and to the direction of grabens that formed during the Late Jurassic (Maze, 1984), showing that the architecture of the belt is mostly inherited from this previous

extensional event. The triangular shaped Trujillo block is bounded to the north (near the town of El Tocuyo) by the contact zone between the Andean autochthonous and the Caribbean allochthonous. The allochthonous units, also called the Lara Nappes, were overthrust during the setting up of the Caribbean plate between the North and South American plates through the Paleocene-Eocene time (Hervouët et al., 2005).

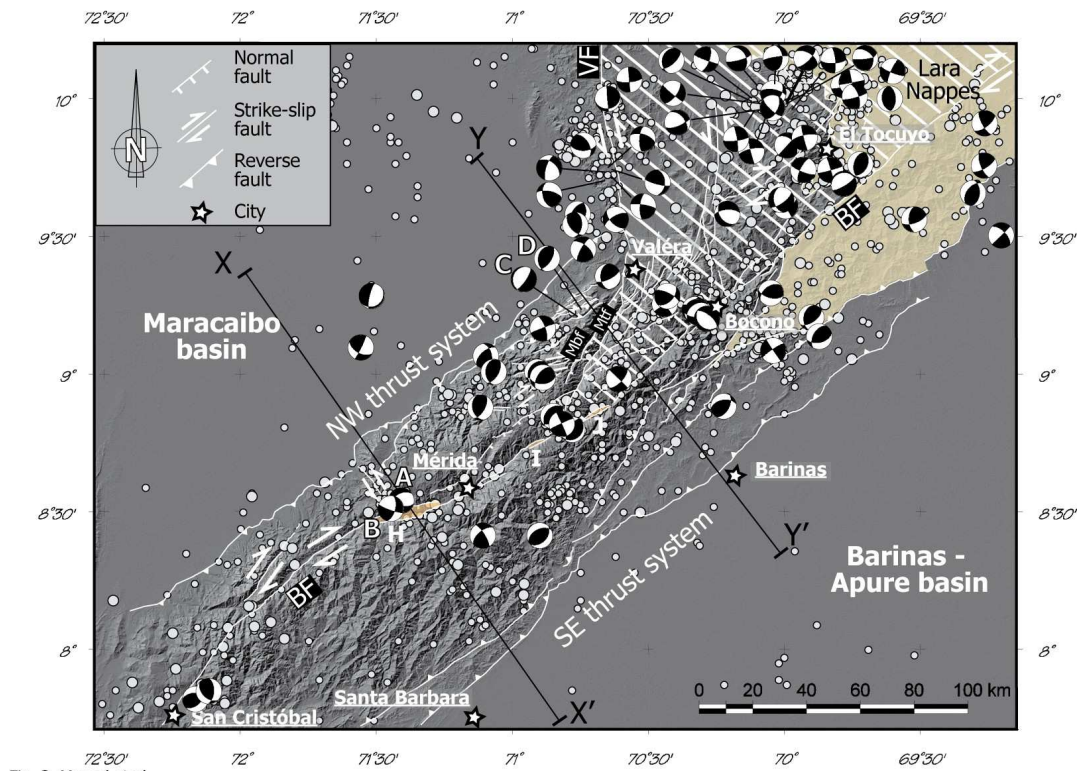


Fig. 2, Monod et al.

Figure 2 – Structural scheme of the study area superimposed over a SRTM DEM shaded image (modified from Backé et al., 2006). Focal mechanisms ($M_b > 3.5$) are taken from Palme et al. (2001), Audemard et al. (2005) and the Funvisis and CMT databases. Seismicity is compiled from the Funvisis, ULA (including the historical seismicity) and Neic databases. The hatched area represent the Trujillo block. Letters H, I, J show the location of main Plio-Quaternary basins bordering the Boconó fault, namely the La Gonzalez, Mucuchies and Santo Domingo basins, respectively. XX' and YY' are location of the cross sections presented in Figure 5. Letters A, B, C, D indicate the focal mechanisms used in both cross sections. Mb: Rio Momboy fault; Mtf: Rio Motatan fault; BF: Boconó fault; VF: Valera fault.

The 500 km long Boconó fault is one of the main geomorphic feature of the Venezuelan Andes. In the northern and southern parts of the belt, its N50°E-trending linear trace is located in an axial position and is shifted northward relative to the chain axis,

respectively. Between these two portions, from the La Gonzalez basin to the south to the Santo Domingo basin to the north, the Boconó fault is composed of several oblique segments whose directions vary from N50°E to N80°E (Figure 2). The clockwise bending zone leads to the opening of several transtensional basins namely La Gonzalez, Mucuchíes and Santo Domingo among others. The estimations of total displacement along the Boconó fault vary from 30 km considering the offset of the Bouguer anomaly (Audemard and Audemard, 2002) to 70-80 km on the basis of right-lateral shift of deposits belonging to the Caribbean allochthonous (Stéphan, 1982). The activation age of the Boconó fault is difficult to access mainly because sediments within the fault-bounded transtensional basins are continental formations and thus difficult to date. Because it is the locus of major earthquakes, many studies have dealt on the surface expression, kinematics, and paleoseismic history of the Boconó fault (see Audemard et al., 2008 for a synthesis). However, the geometry of the fault at depth together with its crustal or lithospheric nature remain unclear.

3. Crustal models

Even if the superficial structure of the Venezuelan Andes is well established and can be simplified into the dextral Boconó fault and two opposite-vergent thrust fronts, interpretations differ on the geometry and connection of these faults at depth because of the lack of deep data. Two major opposite conceptual models rely on either the symmetry or the asymmetry of the deformed belt (Figure 3).

3.1 Symmetrical orogen

3.1.1 Positive flower structure

The first proposed crustal model consider the Venezuelan Andes as a symmetrical transpressional orogen forming a positive flower structure (Gonzalez de Juana, 1952; Rod, 1956; Stéphan, 1985) (Figure 3a). Shortening by inversion of an older rift basin is responsible for vertical growth of the belt, which is controlled by the opposite-vergent thrust systems on both flanks branching the Boconó wrench fault in a symmetrical way (Taboada et al., 2000). This model accounts for both strain partitioning and inversion of former asymmetric Late Jurassic grabens. It also requires that lateral movement along the Boconó fault and mountain building are coeval. The main problem is that the model does not account for the geometry of the structures at a depth greater than the upper

crust.

3.1.2 Laramide style low angle subduction

Duerto et al. (2006) recently developed a model in which the flat slab subduction of the Caribbean oceanic plate beneath the Maracaibo block (Van der Hilst and Mann, 1994; Taboada et al., 2000; Pindell et al., 2005) extends further south under the Venezuelan Andes, as in the case of the low-angle Laramide subduction beneath the Western United States (Bird, 1998) (Figure 3b). Shallow subduction of the Caribbean plate creates a broad zone of shearing between the upper and lower plates. Transmission of the strength upwards produced uplift and shortening in the overriding South American plate. Subsequent deformation of the Venezuelan Andes in a pop-up style is related to the inversion of the NE-trending steep dipping normal faults inherited from the Late Jurassic extensional phase into reverse and strike-slip faults.

3.2 Asymmetrical orogen

Gravity anomalies represent useful data to understand the deep crustal structure of the Venezuelan Andes. The Bouguer anomaly map (Bonini et al., 1977; Chacín et al., 2005) reveals a strong contrast between the basement depth of the Maracaibo and Barinas-Apure basins, lying at 8 km and 5 km respectively. This advocates for the asymmetry of the belt, as it was first mentioned by De Cizancourt (1933) and later by Bucher (1952) and Hospers et al. (1959). However, interpretation of the gravity data radically differs and the deep architecture of the chain is still a matter of debate.

3.2.1 SE-directed continental subduction

Some authors favor the hypothesis of a SE-directed continental subduction of the Maracaibo crust under the Guyana shield (Kellogg and Bonini, 1982; De Toni and Kellogg, 1993; Sánchez et al., 1994) (Figure 3c). The model has been further refined by Colletta et al. (1997) by taking into account the inversion of the Late Jurassic grabens. The main argument for a SE subduction polarity comes from the sinking of the basement in the Maracaibo basin, which is deeper than the Barinas-Apure basin. The SE polarity model is also consistent with the development of a series of NW-vergent late Neogene imbricated duplexes cut by the SE-dipping Plio-Quaternary Las Virtudes thrust in the northwestern flank of the belt (Audemard, 1991; Hervouët et al., 2001).

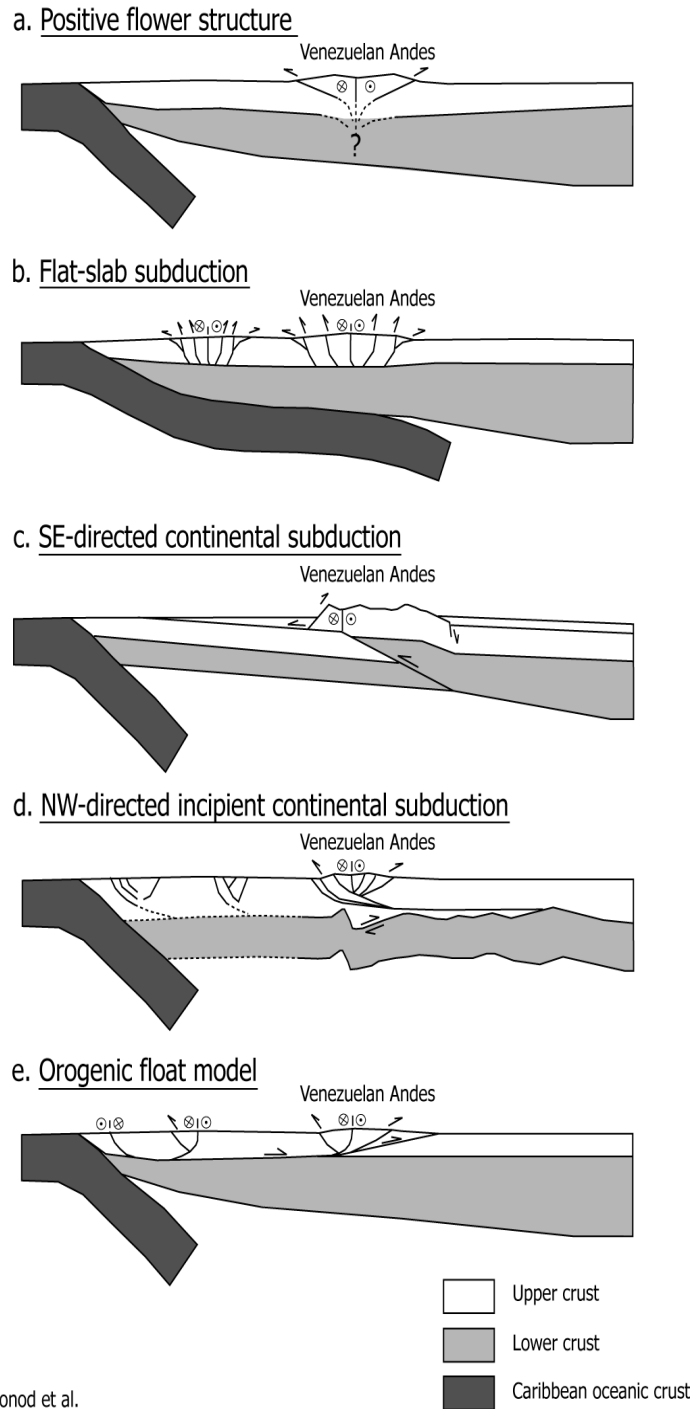


Fig. 3, Monod et al.

Figure 3 – Schematic diagrams (not to scale) illustrating the various models that have been proposed for the structure of Venezuelan Andes and the Maracaibo block area (inspired from English and Johnston, 2004). Models are proposed by: (a) Gonzalez de Juana, (1952), Rod (1956), Stéphan (1985); (b) Duerto et al. (2006); (c) Kellogg and Bonini (1982); De Toni and Kellogg (1993), Sánchez et al. (1994), Colletta et al. (1997); (d) Audemard (1991), Chacín et al. (2005); (e) Jácome et al. (1995), Audemard and Audemard (2002).

3.2.2 NW-directed continental subduction

On the contrary, Audemard (1991) formerly proposed a model in which the structure of the Venezuelan Andes results from an incipient NW-directed continental subduction. The Maracaibo and the Barinas-Apure basins form flexural basins loaded by the weight of the belt, the former being deeper because of its smaller lateral dimensions. The main evidence for a NW subduction polarity comes from consideration of difference of crustal thicknesses between the thin crust of the Maracaibo basin (29 km, Padrón and Izarra, 1996), which experienced the Late Jurassic rifting event, and the relatively thick Guyana shield (46 km, Schmitz et al., 2002). As point out by Audemard and Audemard (2002), the colder and denser Guyana crust would thus underthrust the Maracaibo crust rather than the opposite. Gravity modeling along a NW-SE trans-Andean transect presents a crustal break interpreted as an incipient NW-directed underthrusting of the South American cratonic crust beneath the Barinas-Apure basin and the less rigid Maracaibo transitional crust (Chacín et al., 2005) (Figure 3d).

3.3. Orogenic float model

The main problem of the models described above is that they give little importance to the Boconó fault, which is a major structure accommodating the NE-ward motion of the Maracaibo block. To account for the significance of strike-slip deformation, Jácome et al. (1995) and Audemard and Audemard (2002) proposed an alternative tectonic model based on the orogenic float concept for transpressional orogens (Oldow et al., 1990) (Figure 3e). This model considers that faults in the foreland merge to a collision zone at the plate boundary by a large-scale décollement level (broad zone of ductile shear) located either at the upper/lower crust or at the lower crust/upper mantle boundary, so that the crustal section of the orogen “floats” on its underlying lithosphere. Within ocean-continent subduction systems, the basal detachment initiates at the leading edge of the subducting slab and progressively propagates landwards, together with the deformation front, as the strength increases. Oblique subduction is accommodated by thrusts and coeval strike-slip faults both accounting for strain partitioning. Within continent-continent subduction the orogenic float concept provides an explanation for the building of a mountain belt associated to a relatively shallow Moho (Chacín et al., 2005).

4. Balanced cross sections

4.1 Methods

Based on the orogenic float model as a first hypothesis, we constructed two crustal scale balanced cross sections across the Venezuelan Andes to evaluate possible along-strike changes in structural geometry, obtain quantitative estimates of total shortening, and determine the effect of the escape process of the Trujillo block (Figure 5). To construct the reference sections, we used a combination of surface data coming from surface geology (Hackley et al., 2005), structural geometries determined from neotectonic mapping (Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006), and our field observations (Figure 4). To better constrain the structures at depth, we integrated the depths of the Moho and Conrad discontinuities computed from gravity modeling (Chacín et al., 2005), interpretations of regional seismic reflection profiles running through both foreland basins, and focal mechanism solutions of earthquakes (CMT Harvard, Funvisis databases, Palme et al., 2001).

Both sections are oriented NW-SE, perpendicular to the regional strike of the belt. For practical reasons, the cross sections were defined to run through sedimentary rocks lying as high as possible in the inner part of the belt. The southern section begins at the western border of the Maracaibo lake and ends near the city of Santa Barbara in the Llanos plain (Figure 2). Position of this cross section is controlled by the locus of the Late Jurassic inverted grabens in the southern part of the belt, which represent good indicators to estimate the shortening amount. The northern sections runs from the eastern border of the Maracaibo lake to the city of Barinas in the southern foreland basin. We located this section to cross the southern wedge of the Trujillo block in order to assess the effect of the escape process.

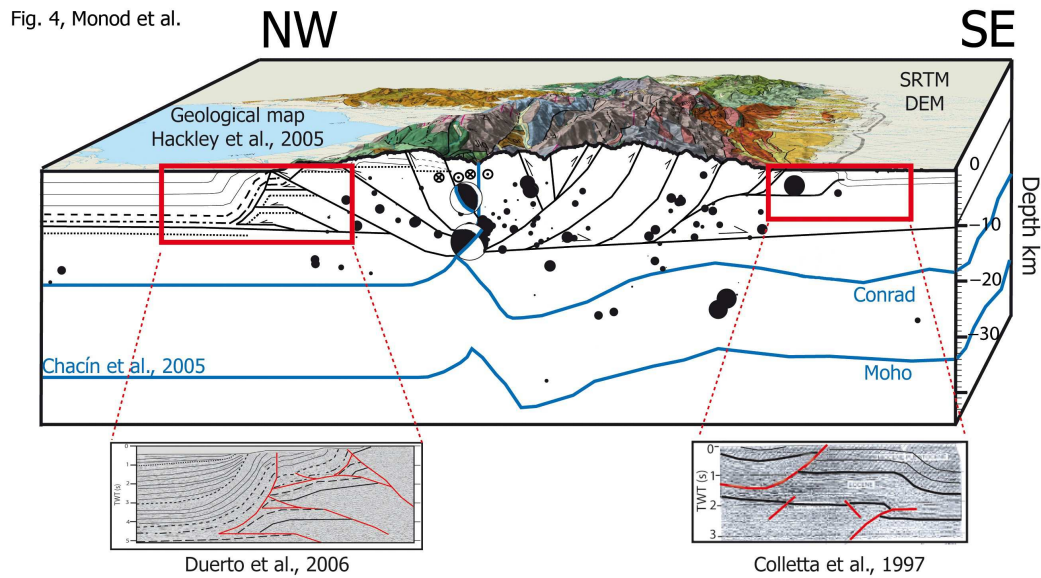


Figure 4 – Methodology applied to build the two crustal scale cross sections. Construction is based on the integration of solutions of focal mechanisms (Palme et al., 2001; Funvisis and CMT databases), geological maps (Hackley et al., 2005), seismic profiles (Audemard, 1991; Colletta et al., 1997; Duerto et al., 2006), and the gravimetric model of Chacín et al. (2005). See the text for further explanation.

As discussed above, the location of the décollement level is guided by the orogenic float model. We therefore hypothesized that it lies horizontally along the upper/lower crust boundary below the Maracaibo basin and that it shallows progressively towards the southeast before reaching the surface. We further constrained the shape and depth of the decoupling level from the geometry of Moho forming a crustal break beneath the Venezuelan Andes. This suggests that the décollement also breaks-up below the Venezuelan Andes and then cuts through the upper crust before emerging in the Barinas-Apure basin. The hypothesis of the orogenic float model also considers that all the faults branch the décollement level, which is in agreement with the presence of only few seismicity below this horizon (Figure 5 b).

The subsurface structure of both foothills is relatively well known since a large set of geophysical data have been acquired in the Maracaibo and the Barinas-Apure basins. We integrated the interpretations of published seismic profiles (De Toni et al., 1993; Duerto et al., 2006; Audemard, 1991; Colletta et al., 1997) acquired in both foreland basins that represent two structurally well constrained end members for both cross sections (Figure 4).

We also took advantage of focal mechanism solutions available in various papers (Audemard et al., 2005; Palme et al., 2001; Choy et al., 2003) and catalogs (CMT Harvard, Funvisis) to constrain the shape of the faults at depth. The idea is to adjust the fault plane on the principal nodal plane of focal mechanisms plotted within a 20 km width strip centered along both cross sections. This involves specifying which of the two nodal planes in each solution is the fault plane. Choice was principally made because the earthquakes occurred close to active faults traces whose direction and dip direction are known (Beltrán, 1993; Audemard et al., 2000). Despite the location of focal mechanisms is in good agreement with the surface mapping of active fault traces, their depth may not be reasonably constrained with errors up to 3-4 km (from the CMT website information). However, the degree of accuracy of the focal depth may be considered of secondary importance with respect to the deep geometry of fault planes deduced from the dip of nodal planes.

The two trans-Andean sections were balanced by using bed lengths (Dahlstrom, 1969) of both the base of the Cretaceous and the basement/cover boundary as reference levels. Restoration of each section gives a minimum value of shortening because of the lack of present-day Cretaceous outcrops in the inner part of the Venezuelan Andes.

4.2 Southern section (X-X')

Reconstruction of the southern cross section suggest that this portion of the Venezuelan Andes has accommodated 40 km of total shortening (Figure 5a). The northwestern flank of the section is dominated by a series of anticlines cored by the Lower Cretaceous organic-rich platform sediments of the La Luna formation. These anticlines are separated by emerging thrusts numbered 1 to 3 whose dip angles progressively decrease from 75°, to 35° and to 30°, from the inner part of the belt to the northwestern piedmont, respectively (Figure 5a). Synrift red sediments of the Jurassic La Quinta formation outcrop in the block limited by the Boconó fault and the thrust number 1, showing that this latter may correspond to an inverted normal fault, in agreement with its high dip value.

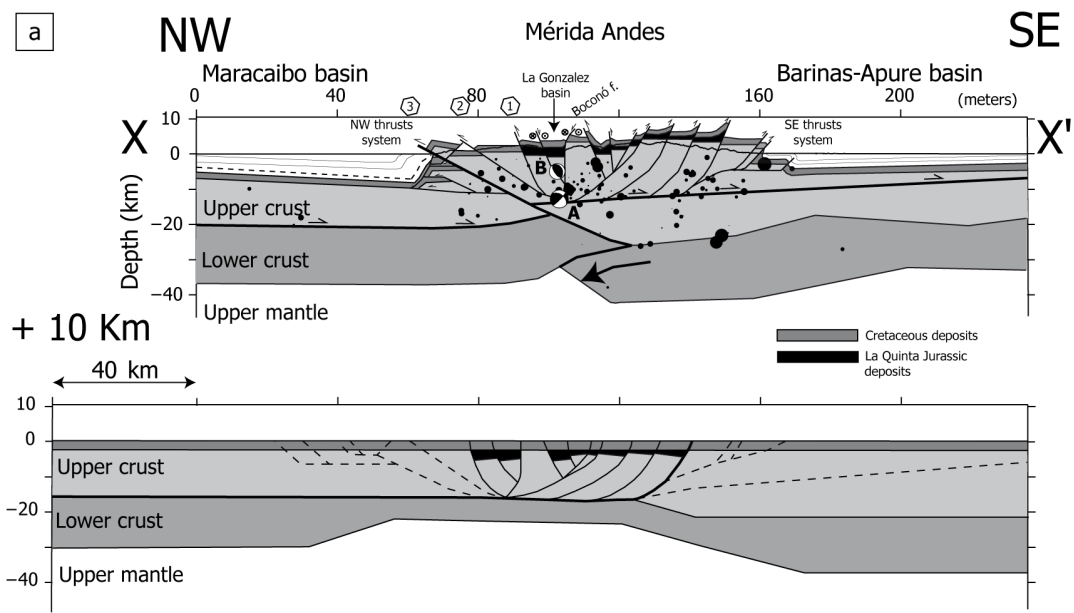


Fig. 5a, Monod et al.

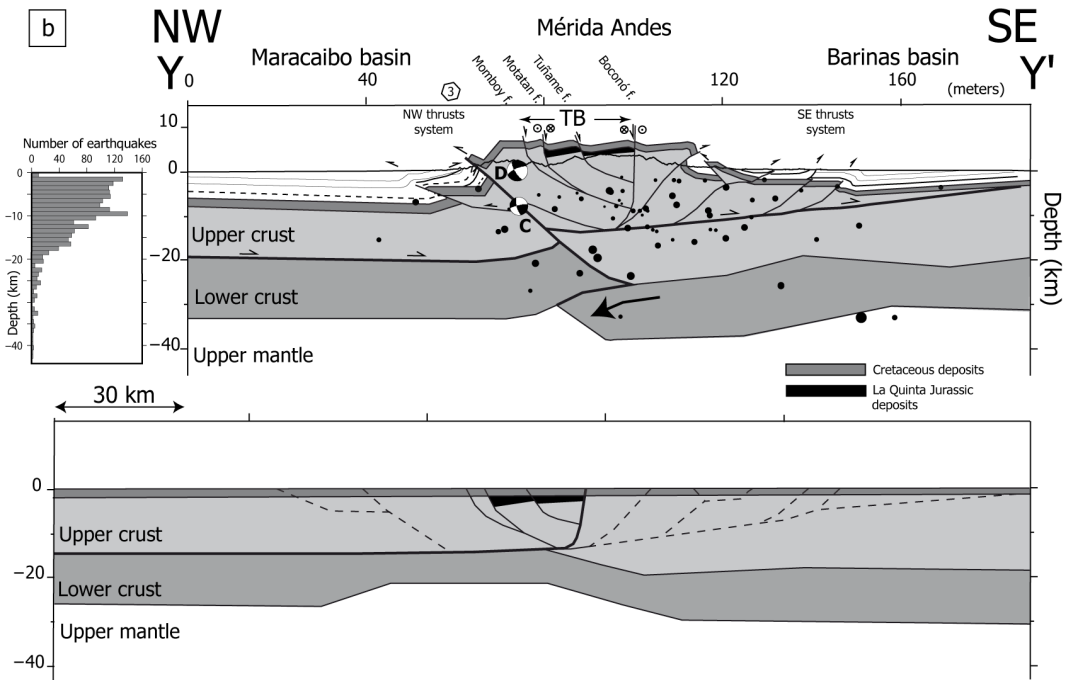


Fig. 5b, Monod et al.

Figure 5 (previous page) – *Crustal-scale balanced cross sections across the Venezuelan Andes. The thick lines represent the major faults, the décollement level and the Las Virtudes thrust. Letters A to D refer to the focal mechanisms presented in figure 2. Despite location uncertainties, beach balls are large enough to contain both vertical and horizontal errors.*

(a) Top: cross section between X and X' (location in Figure 2). Numbers 1, 2, and 3 on top of the section correspond to thrust faults of the northwestern flank of the belt. Age of the thrusts decreases from 1 to 3, this latter being the equivalent to the Las Virtudes thrust presented in (b). The black arrow shows NW-directed incipient subduction of the lower crust of the Guyana shield. Bottom: Reconstruction back to an undeformed state in the Cretaceous time. Restored cross section displays 40 km of shortening. The restoration is compatible with a system of Late Jurassic grabens associated with thinning achieved by simple shear in the upper crust.

(b) Top: cross section between Y and Y'. TB: Trujillo Block. Number 3 corresponds to the Las Virtudes thrust. To the left, the diagram represents the distribution of earthquakes against depth (compilation from the ULA and FUNVISIS databases). Seismicity is concentrated within the 18 first km. Almost no events have been recorded in the upper mantle and lower crust. Bottom: Restored cross section at the end of Cretaceous time displaying 30 km of shortening. The restoration is compatible with a narrower Late Jurassic half-graben system by comparison to profile X-X'.

The northwestern piedmont exhibits triangle zones limited by NW-verging basement thrusts emerging through the sedimentary cover and by SE-verging back-thrusts, both of them being associated with fault-propagation folds well identified at the surface. Thrusts propagate along shale horizons of upper Cretaceous and Paleogene ages (Duerto et al., 2006). The low-dipping thrust number 3, corresponding to Las Virtudes thrust in Figure 5b, represents the roof of the most external triangle zone whose activity started as early as Plio-Pleistocene (Hervouët et al., 2001; Duerto et al., 2006). In the eastern part of the section, the shortening is mostly accommodated by the reactivation of high-angle normal faults bounding the Late Jurassic grabens. The most external thrust corresponds to a blind and active structure (Colletta et al., 1997), which may be in agreement with the Mb 5.7 earthquake located close to the thrust flat.

As described earlier, we considered focal mechanisms to constrain the shape of the fault planes at depth. In the southern section, the earthquake A is aligned vertically with the N70°E-trending Boconó fault trace, making it likely that the N70°E-trending nodal plane dipping towards the NW is the fault plane. Both the extensive nature of the fault plane and its dip value of 50° suggest that the Boconó fault has a listric shape. The crustal nature of the fault is further evidenced by the depth of the hypocenters recorded on the fault trace that do not reach more than 18 km (Choy et al., 2000). The same reasoning suggests that the northern La Gonzalez basin-bounding fault is linked with the SE-dipping nodal plane of the strike-slip focal mechanism B.

4.3 Northern section (Y-Y')

We estimated that the northern cross section has accommodated 30 km of total shortening (Figure 5b). Most of the shortening is accommodated in both foreland basins either by blind thrusts or by reverse faults reaching the surface. Along this section, thrusts generally dip at shallow angle (less than 30°) before connecting to the décollement level. The focal mechanism C may be associated with shearing along the sub-horizontal outward thrust emerging in the Maracaibo basin, suggesting that the flat-lying nodal plane is the fault plane. Event D occurred far (at least 12 km) from known active fault traces, so it is difficult to relate it with a fault plane. However the southeast dipping nodal plane could constitute a good candidate for a fault rupture because most of the faults of the northern side of the Venezuelan Andes dip southeast, as it is the case for the Las Virtudes thrust. In the eastern part of the profile, shallower thrusts are located at the contact zone between the Caribbean allochthonous and the Venezuelan Andes. Seismic lines acquired in the northwestern piedmont show that blind thrusts are associated to triangle zones, similarly to the southern section (Audemard, 1991).

The central part of the northern section is dominated by a series of SE-dipping faults (Momboy, Motatan and Tuñame faults). Both the Motatan, forming the southern prolongation of the Valera fault, and the Boconó fault individualize the Trujillo block whose deformation style contrasts with the other parts of the belt (Figure 5b). The central part of the section is derived from the geological cross section of Dhont et al. (2005) who present a set of geological and geomorphological evidences showing that faults within the Trujillo block possess a listric shape and acted as normal and/or strike-slip structures during the Plio-Quaternary. The low-angle décollement level dipping towards the NW assumes that the Boconó fault progressively bends to connect with the detachment level at 15 km depth.

The Jurassic La Quinta synrift sediments located directly east of the Motatan fault represent the southward extension of the San Lazaro graben (González de Juana et al., 1980) well displayed in the field north of the profile trace. With the same reasoning and considering the location of La Quinta deposits to the north and west from the Boconó fault, a Jurassic graben is evidenced between Tuñame and Boconó faults.

5. Discussion

5.1 Orogenic float model implications

The orogenic float concept has been used to relate current deformation in the northern Canadian Cordillera (Mazzotti and Hyndman, 2002) and we suggest that the geodynamic scheme of the Northern Andes also appears a type example for such process. In our case, convergence between the South Caribbean plate and the Maracaibo block is the driving force for the development of fold-and-thrust belts in the Northern Andes, inducing significant deformation accommodated in the Venezuelan Andes far from the main S-directed South Caribbean collisional front. We further propose that faults within the Maracaibo triangular block root to a common major décollement level situated at the weak brittle-ductile transition zone within the crust. The orogenic float model would therefore explain not only the strain partitioning within the Sierra de Perijá and the Venezuelan Andes where coeval thrusts and strike-slip faults develop, but also the NE-ward motion of Maracaibo block at a larger scale.

Despite of the short period of instrumental recording of earthquakes (30 years), seismicity is able to provide some answers on the deformational mechanism of the system. Indeed, there is a perfect match between the seismicity along a 50 km bandwidth NW-SE profile running from the South Caribbean subduction zone to the Venezuelan Andes, and the generalized cross section of a transpressional orogenic float that formed within an ocean-continent subduction process (Oldow et al., 1990) (Figure 6). The Caribbean subducting plate, corresponding here to the “Bucaramanga slab” of van der Hilst and Mann (1994), is well displayed by a cluster of earthquakes reaching a depth of 160 km with a dip angle of 50° towards the south below the Sierra de Perijá. Onland, the seismicity is mostly concentrated above the décollement level and within the Venezuelan Andes, showing that current deformation occurs far away from the South Caribbean subduction zone in relation with the southward displacement of the upper crust above the decoupling level. The lack of intermediate seismicity in the Venezuelan Andes also favors strain decoupling within the crust since the time required for the thermal equilibrium to be achieved (typically 30 Ma, Turcotte and Schubert, 1982) is not yet reached.

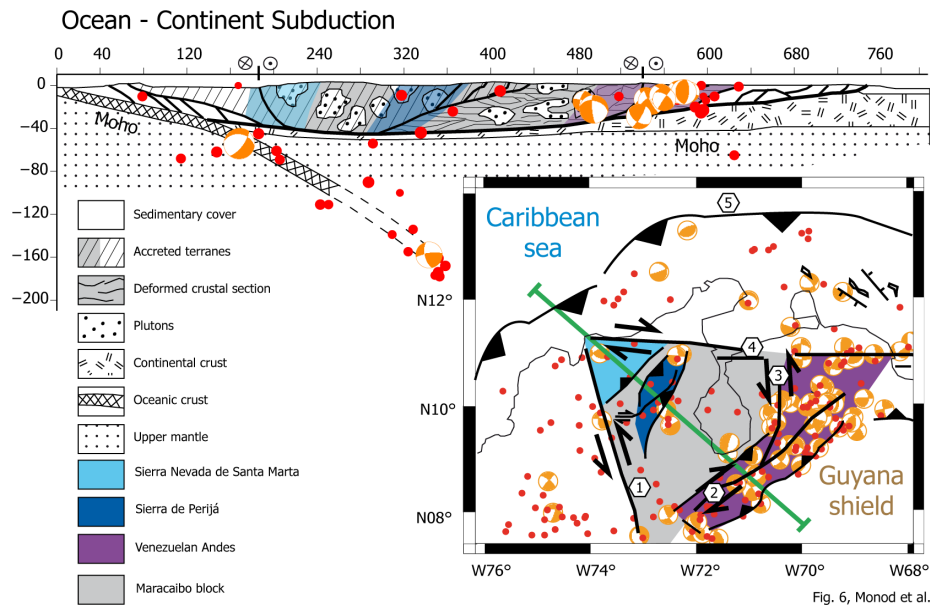


Figure 6 – Top: Generalized cross section of a transpressional orogenic float formed in ocean-continent subduction, modified after Oldow et al. (1990). We have plotted at the scale of this conceptual cross section the seismicity (red dots) and the focal mechanisms along a NW-SE 50 km wide profile crossing northwestern South America (green line on the structural map at the bottom). Distribution of the seismic events perfectly matches with the orogenic float model. Along the section, the décollement level (represented by the thick black line) is generated at the Caribbean subduction zone and propagates below the Maracaibo block to reach the surface southeast of the Venezuelan Andes. Bottom: Simplified map displaying the main structural features (in colors) and the seismicity of northwestern South America. Data compilation of seismicity and focal mechanisms from Palme et al. (2001), Audemard et al. (2005), CMT Harvard, ULA and Funvisis databases. 1: Santa Marta Bucaramanga fault; 2: Boconó fault; 3: Valera fault; 4: Oca – Ancón fault system; 5: South Caribbean Deformed Belt.

Kinematics of the Venezuelan Andes results from the relative convergence of adjacent rigid blocks, namely the Guyana shield to the south and the Maracaibo block to the north. Basal-driven deformation is therefore less likely to occur in the belt by opposition to side-driven deformation (Tikoff et al., 2002), which is necessary to account for both the orogenic float model and the escape processes. According to the orogenic float, decoupling of the upper crust from the lower crust and mantle lithosphere implies that a high amount of deformation is concentrated in the whole Maracaibo block above the sub-horizontal décollement level (Figure 7). This means that all the major faults branch the same décollement horizon, including the Boconó fault that may therefore be considered a crustal fault forming the southern boundary of upper crustal blocks or flakes (Oxburgh, 1972). The décollement level emerges in the Barinas-Apure foreland basin, that would imply underthrusting of the South American plate below the

Maracaibo crust as proposed by Audemard (1991). Before surfacing, the NW-dipping shallow décollement horizon cuts through the upper crust and stacks up two crustal units. This is well corroborated by a noticeable increase in the thickness of the upper crust by more than 10 km below the location of highest Andean reliefs, with respect to the Barinas-Apure foreland basin (Chacín et al., 2005) (Figure 5).

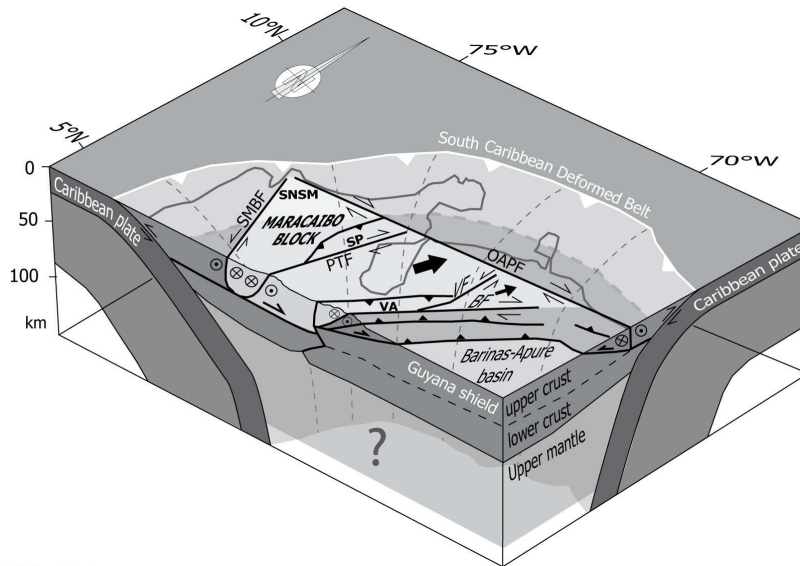


Fig. 7, Monod et al.

Figure 7 – Block diagram showing the interaction between the plates in northwestern South America according to the orogenic float model. Subduction of the Caribbean plate generates a flat lying décollement level propagating landwards. The décollement horizon (symbolized by a darker gray area bounded by thick dotted lines) is supposed to be located at the brittle-ductile boundary within the crust. Orogenic float at this scale is able to explain strain partitioning responsible for the NE-ward motion of both the Maracaibo (thick black arrow) and Trujillo (thin black arrow) blocks, and mountain building in the Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM), Sierra de Perijá (SP) and Venezuelan Andes (VA). All the master faults (SMBF: Santa Marta-Bucaramanga fault; PTF: Perijá-Tigre fault; BF: Boconó fault; OAPF: Oca-Ancón- El Pilar fault) branch the same décollement level. Indentation of the Maracaibo crust into the Guyana shield is responsible for the upward shift of the décollement level and rapid uplift of the Venezuelan Andes since the Pliocene.

5.2 Amount and distribution of shortening

The minimum amount of shortening for both cross sections averages 35 km (Figure 5), which is one and a half less than the 50-60 km proposed by Colletta et al. (1997) from palinspatic restorations. This lower value may be essentially explained because we used the gravimetric model of Chacín et al. (2005) that defined a shallow Moho at around 38 km depth below the belt, whereas Colletta et al. (1997) considered a thicker crust of 45 km. However, our shortening amount is significantly more than the 6-10 km calculated

by Duerto et al. (2006) from triangle zones at the mountain fronts. The difference lies in the nature of processes and faulting at depth, the latter authors favoring thick-skin tectonics with the reactivation of steeply dipping normal faults instead of low-angle thrust geometries inferred by the orogenic float model.

The restoration of the southern cross section reveals an extra shortening of 10 km when compared to the northern one. Colletta et al. (1997) reported exactly the same value from their two restored profiles, one being superimposed to Y-Y', the other being located 80 km southwest of X-X'. We suggest that this difference is related to the escape of the Trujillo block (Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006), therefore absorbing 10 km of shortening or one quarter of the deformation. Tectonic escape may therefore be considered a non negligible process accommodating oblique convergence in the Venezuelan Andes.

5.3 Structural evolution

The integration of the Late Jurassic rifting and the orogenic float could be reconciled into a coherent evolutionary model (Figure 8). The Late Jurassic extension described by previous workers (Gonzalez de Juana et al., 1980; Maze, 1984) is highlighted by our restored cross sections. Rifting is realized by a simple shear mechanism in the upper crust with formation of a large-scale NW-dipping detachment (Keen et al., 1989). The rift basins are bounded by listric faults that leveled out at mid-crustal levels, where the crust is weaker, and decoupled the deformation between the upper crust and the lower crust/upper mantle (Whitmarsh et al., 2001) (Fig 8a).

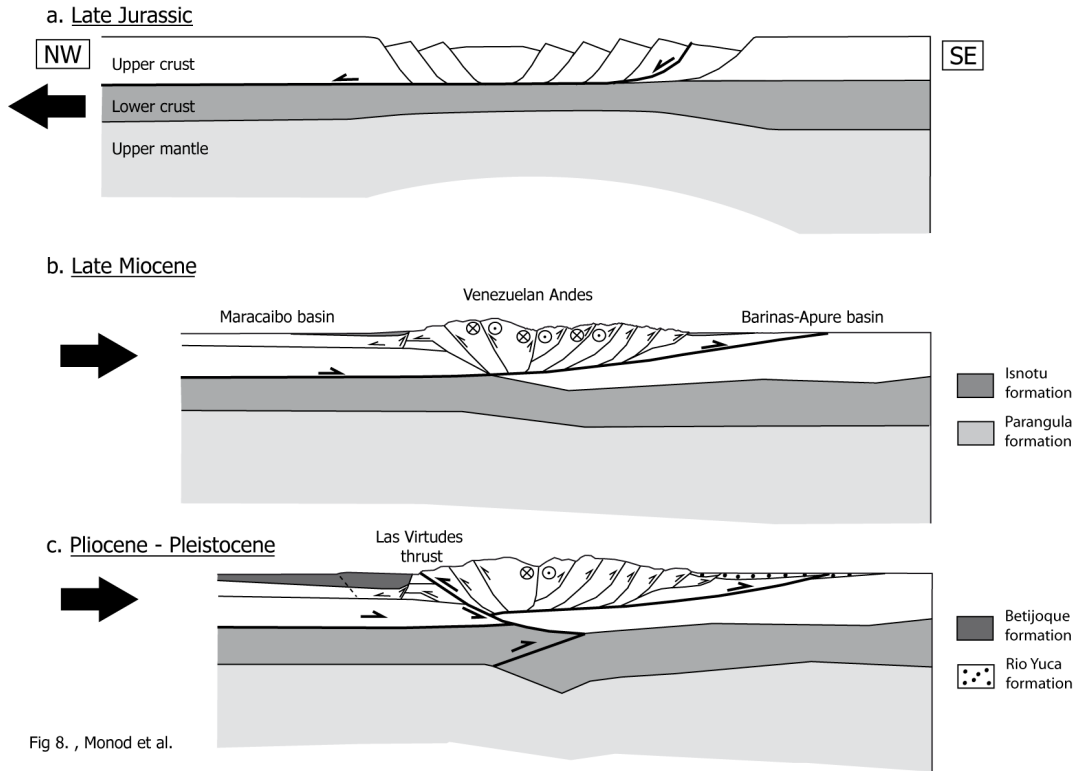


Figure 8 – Schematic cross sections illustrating the structural evolution of the Venezuelan Andes through time. (a) Rifting during the Late Jurassic is accompanied by thinning of the crust and upper mantle. We hypothesize that stretching in the upper crust is realized by a simple shear mechanism with formation of a large detachment fault where connect the tilted blocks. (b) Mountain building during Late Miocene time led to oblique inversion of grabens by the reactivation of both the detachment fault as a décollement and the normal faults. Subsidence rate is similar in the northern and southern foreland basins at that time, with the same sediment thickness of 1000 m for the Isnotú and Parángula formations, respectively (Parnaud et al., 1995). (c) From Pliocene to Pleistocene, the Maracaibo crust indented into the Guyana crust. The Maracaibo wedge disrupted the upper Guyana crust from the lower crust that entered into subduction. This led to the development of the major Las Virtudes thrust, which is responsible for large subsidence rate in the Maracaibo basin with deposition of the 4500 m thick Betijoque formation compare to the 1800 m thick Rio Yuca formation in the Barinas-Apure. Imbrication of the Maracaibo crust at the beginning of the Pliocene is consistent with the activation of the right-lateral strike-slip movement along the Boconó fault at that time (Schubert et al., 1993; Dhont et al., 2005).

The first stage of mountain upheaval occurred during the second half of the Miocene (Audemard and Audemard, 2002). NW-SE contraction led to reactivation of the mid-crustal detachment into a décollement level (Figure 8b) that propagated towards the southeast. Onset of tectonic uplift in the northwestern front led to erosion and deposition of the 1000 m thick fine grained to finely conglomeratic fluvio-deltaic Isnotú formation during the Middle and Late Miocene (Parnaud et al., 1995). Upward migration of the décollement through the upper crust was accompanied by progressive uplift of the belt from NW to SE, in agreement with thermochronological data (Kohn et

al., 1984; Shagam et al., 1984). Shortening above the décollement horizon was mostly absorbed by reactivation of the Jurassic grabens bounding normal faults, as it is shown by analogue experiments (Brun and Nalpas 1995). Newly thrust systems also formed and connected the décollement level. Continued contractional strain was accommodated by the outward propagation of younger thrusts together with the development of triangle zones in the foreland basins.

Rapid build up of the Venezuelan Andes is thought to have occurred from the Pliocene onwards (Kohn et al., 1984; De Toni et al., 1993). This is evidenced by the deposition in the northwestern foreland basin of the Pliocene-Pleistocene Betijoque formation consisting of coarse detritic continental sediments composed of a significant amount of conglomerates in the upper half of the formation (Parnaud et al., 1995). Increase in the uplift rate during the Plio-Pleistocene is also attested by the rapid filling of the foreland basin by 4500 m of the Betijoque formation during 3.6 Ma by comparison to deposition of the 1000 m finer-grained Isnotú formation during 5 Ma. We suggest that this last tectonic pulse is linked to a major reorganization in the deep structure of the belt in relation with increased shortening (Figure 8c). Reconfiguration of the crustal system correlates well with the activation of the Boconó fault in the Early Pliocene (Schubert et al., 1993; Dhont et al., 2005).

From inversion of gravimetric data Chacín et al. (2005) interpret the geometry of the Moho and Conrad discontinuities as a crustal break related to an incipient continental subduction of the South American craton below the younger and thus less dense Maracaibo crust, as formerly proposed by Audemard (1991). Our balanced cross sections are in agreement with this interpretation but further suggest that continental subduction of the Guyana shield is only restricted to the lower crust (Figure 5). The Maracaibo crust therefore appears to form a tectonic wedge that indents into the Guyana crust separating the north-westward subducting South American lower crust from its upper crust (Figure 8c). Imbrication of the wedge structure operates in much the same way as the model proposed by Teixell (1998) for the Pyrenees. In our proposed scenario the NW-vergent thrust of the wedge cuts through the upper crust, implying an upward shift of the décollement level and the previous folded structures in the hanging wall. The upper wedge thrust surfaces as the Las Virtudes thrust, that may therefore be considered a basement fault initiating recently. This is in agreement with both

geological observations (Castrillo, 1997; Hervouët et al., 2001) and seismic profiles (Audemard, 1991; Duerto et al., 2006) showing that the Las Virtudes thrust developed in the Plio-Pleistocene because it cuts through former Mio-Pliocene intracutaneous thrusts. This major thrust is therefore responsible for both relief creation in the hanging wall and increase in the subsidence rate in the footwall, in agreement with deposition of a large amount of coarse fluvial sediments of the Betijoque formation during the Plio-Pleistocene.

The extra load produced by NW-directed deep-rooted thrust faulting is able to explain the subsidence in the Maracaibo foreland basin accompanied by the deposition of 5500 m thick Middle Miocene to Quaternary synorogenic sediments (De Toni et al., 1993; Parnaud et al., 1995) in comparison to the 2800 m thick coeval deposits of the Parángula and Rio Yuca formations in the Barinas-Apure basin. The development of the major NW-vergent Las Virtudes thrust therefore does not imply a SE subduction polarity as proposed by Kellogg and Bonini (1982) and De Toni et al. (1993) but is instead well explained by the NW-directed subduction of the lower part of the Guyana crust.

6. Conclusions

Trans-Andean balanced cross sections display the deep structure of the Venezuelan Andes in a tectonically complex context of strain partitioning and tectonic escape. Edification of such a typical transpressional orogen is explained by the orogenic float concept proposed by Oldow et al. (1990). The Boconó fault and the major thrusts involved in the strain partitioning process connect to the mid-crustal décollement level and may therefore be considered as upper crustal faults. Restoration of the two cross sections gives 40 km of shortening in the southern part of the belt and 30 km in the northern part where the Trujillo block is escaping. The 10 km shortening difference between both sections, that is supported independently by Colletta et al. (1997), may be related to the escape of the Trujillo block, which therefore absorbs a quarter of the contractional strain. The last pulse of mountain building is characterized by the imbrication of the Maracaibo crust within the Guyana crust during the Plio-Quaternary. The resulting geometry is that of a SE-directed indenting wedge responsible for the continental subduction of the Guyana lower crust. Decoupling of the lower crust from the upper crust resulted in the development of the NW-vergent Las Virtudes basement

thrust cutting through the former Mio-Pliocene compressive system. The orogenic float model not only explains the deep structure of the Venezuelan Andes but also the NNE-directed escape of the whole Maracaibo block at a larger scale.

Acknowledgment

This work has been performed by means of the agreement ULA-UPPA and ECOS-Nord project (V06U02).

References

- Audemard, F. A., 1993. Néotectonique, Sismotectonique et Aléa sismique du Nord-Ouest du Venezuela (système de failles d'Oca-Ancón). PhD thesis, Université Montpellier II, France, 369 p. + appendices.
- Audemard, F.A., 1999. Morpho-Structural Expression of Active thrust Fault Systems in the Humid Tropical Foothills of Colombia and Venezuela. *Zeitschrift für geomorphologie* 118, 1-18.
- Audemard, F.A., Machette, M.N., Cox, J.W., Dart, R.L., Haller, K.M., 2000. Map and database of Quaternary Faults in Venezuela and its offshore regions. US Geological Survey Open-File Report 00-0018. include map at scale 1:2,000,000 and 78 p. report.
- Audemard, F.A., Romero, G., Rendon, H., Cano, V., 2005. Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth Sci. Rev.* 69, 181-233. doi10.1016/j.earscirev.2004.08.001.
- Audemard F.A., Ollarves, R., Bechtold, M., Díaz, G., Beck, C., Carillo, E., Pantosti, D., Diederix, H., 2008. Trench investigation on the main strand of the Boconó fault in its central section, at Mesa del Caballo, Mérida Andes, Venezuela. *Tectonophysics* 459, 38-53. doi10.1016/j.tecto.2007.08.020.
- Audemard, F.E., 1991. Tectonics of Western Venezuela. PhD Thesis, Rice University, Houston, 245 p.
- Audemard, F.E., Audemard, F.A., 2002. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345, 299-327.
- Backé, G., Dhont, D., Hervouët Y., 2006. Spatial and temporal relationships between

- compression, strike-slip and extension in the Central Venezuelan Andes: Clues for Plio-Quaternary tectonic escape. *Tectonophysics* 425, 25-53. doi10.1016/j.tecto.2006.06.005.
- Bellizia, A., Pimentel, N., Bajo, R., (compilers), 1976. Mapa geológico-estructural de Venezuela. Scale 1:500,000. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Ed. Foninves, Caracas.
- Beltrán C., 1993. Mapa Neotectónico de Venezuela. Scale 1:2,000,000. Departamento de ciencias de la Tierra, Funvisis, Caracas.
- Bird, P., 1998. Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°-49°N, western United States. *Tectonics* 17 (5), 780-801.
- Bonini, W.E., De Gaete, C.P., Graterol, V., 1977. Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer de la parte norte de Venezuela y áreas vecinas, scale 1 : 1, 000, 000, Min. de Energ., y Minas, Dir de Geol., I Congreso Ibero-latinoamericano de Geofísica.
- Brun, J.P., Nalpas, T., 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics* 15 (2), 677-687.
- Bucher, W., 1952. Structure and orogenic history of Venezuela. *Memoir of the Geological Society of America* 49, 1-113.
- Castrillo-Delgado, J.T., 1997. Structuration Néogène du flanc nord-ouest des Andes vénézuéliennes entre Torondoy et Valera. PhD Thesis, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Pau, 247 p.
- Chacín, L., Jácome, M.I., Izarra, C., 2005. Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics* 45, 155-167.
- Choy, J., Palme, C., Morandi, M., 2000. Observations about the tectonic stress state in the north of the Andes Merideños, Venezuela, *Memorias del X Congreso Venezolano de Geofísica*: Caracas, CDROM.
- Choy, J., Palme, C., Morandi, M., 2003. Implicaciones tectónicas del terremoto de El Tocuyo, del 3 de agosto de 1950, Venezuela. *Rev. Geogr. Venez.* 44, 207-217.
- CMT Harvard website : <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
- Colletta, B., Roure, F., De Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., Gou, Y., 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics* 16 (5), 777-794.
- Corredor, F., 2003. Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America. *Tectonophysics* 372, 147-166. doi10.1016/S0040-1951(03)00276-2.
- Cortés, M., Angelier, J., 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated

- by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 403, 29-58. doi10.1016/j.tecto.2005.03.020.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross-sections. *Canadian Journal of Earth Science*, 6, 737-757.
- De Cizancourt, H., 1933. Tectonic structure of Northern Andes in Colombia and Venezuela. *AAPG Bull.* 17 (3), 211-228.
- De Toni, B., Kellogg, J., 1993. Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics* 12 (6), 1393-1409.
- Dhont, D., Backé, G., Hervouët, Y., 2005. Plio-Quaternary extension in the Venezuelan Andes: Mapping from SAR JERS imagery. *Tectonophysics* 399, 293-312.
- Duerto, L., Escalona, A., Mann, P., 2006. Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG Bull.* 90 (4), 505-528. doi10.1306/10080505033.
- English, J.M., Johnston, S.T., 2004. The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces ? *Int. Geol. Rev.* 46, 833-838.
- Freymueller, J.T., Kellogg, J.N., Vega, V., 1993. Plate Motions in the North Andean Region. *J. Geophys. Res.* 98 (B12), 21,853-21,863.
- Funvisis website: <http://www.funvisis.org.ve/>
- González de Juana, C., 1952. Introducción al estudio de la geología de Venezuela. *Boletín de Geología* (Caracas).
- González de Juana, C., Iturralde, J. M., and Picard, X., 1980. *Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas*: Caracas, Ediciones Foninves, 2 volumes, 1031 p.
- Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., Beatrice Magnani, M., Bolivar study group, 2007. Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. *AAPG Bull.* 91 (5), 653-684.
- Hackley, P.C., Urbani, F., Karlsen, A.W., Garrity, P., 2005. Geologic shaded relief map of Venezuela: sheet 1 of 2. Open-file report, USGS, 1 plate.
- Hervouët, Y., Castrillo-Delgado, J.C., Odreman, O., 2001. Interaction entre un chevauchement imbriqué et une zone transcurrente: le flanc nord-ouest des Andes vénézuéliennes. *Bull. Soc. géol. Fr.* 172 (2), 159-175.
- Hervouët, Y., González, L., Dhont, D., Backé, G., Castrillo, J.T., 2005. Déformation des Andes vénézuéliennes nord-orientales. Influence de l'allochtone caraïbe. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 176 (1), 93-105.
- Hospers, J., Van Wijnen, J.C., 1959. The gravity field of the Venezuelan Andes and

- adjacent basins. Verslag van de Gewone Vergadering van de Afdeling Natuurkunde, Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen 23 (1), 1-95.
- Jácome, M., Audemard, F.E., Graterol, V., 1995. A seismic, gravimetric and geologic interpretation of a transandean profile across the Venezuelan Andes. I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 15-18.
- Keen, C., Peddy, C., de Voogd, B., Matthews, D., 1989. Conjugate margins of Canada and Europe: Results from deep reflection profiling. *Geology* 17, 173-176.
- Kellogg, J.N., Bonini, W.E., 1982. Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics* 1 (3), 251-276.
- Kellogg, J.N., Vega, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. In: Mann, P. (Ed.). *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America*. GSA Special Paper, 295, 75-90.
- Kohn, B.P., Shagam, R., Banks, P.O., Burkley, L.A., 1984. Mesozoic-Pleistocene fission-track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. In Bonini, W., Hargraves, R., Shagam, R., (Ed.). *The Caribbean- South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir* 162, 365-384.
- Maze, W.B., 1984. Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. In Bonini, W., Hargraves, R., Shagam, R., (Ed.). *The Caribbean- South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir* 162, 263-282.
- Mazzotti, S., Hyndman, R.D., 2002. Yakutat collision and strain transfer across the northern Canadian Cordillera. *Geological Society of America*, 30 (6), 495-498.
- National Earthquake Information Center – NEIC website: <http://neic.usgs.gov/neis/epic/>
- Oldow, J.S., Bally, A.W., Avé Lallemant, H.G., 1990. Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *Geology* 18, 991-994.
- Oxburgh, E.R., 1972. Flake tectonics and Continental Collision. *Nature* 239, 202-204.
- Padrón, C., and Izarra, C., 1996. Modelo de velocidad 1D para el occidente de Venezuela. VIII Congreso Venezolano de Geofísica, Maracaibo, 401-408.
- Palme, C., Choy, J., Morandi, M., 2001. Mecanismos focales sísmicos y esfuerzos tectónicos en la región norte de los Andes merideños, Venezuela. *Interciencia* 26 (5), 201-209.
- Parnaud, F., Gou, Y., Pascual, J.C., Capello, M.A., Truskowski, I., Passalacqua, H.,

1995. Stratigraphic Synthesis of Western Venezuela, in A.J. Tankard, R. Suárez S., and H.J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, 681-698.
- Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J.R., Hernández, N., Moncayo, C., Hoyer, M., Kozuch, M., 2001. Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South-American plate motion using GPS geodesy 1994-2000. *Geophysical Research Letters* 28 (15), 2987-2990.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.-P., Draper, G., and Higgs, R., 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins, in Avé Lallement, H.G., and Sisson, V.B., eds., Caribbean-South American plate interactions, Venezuela: Geological Society of America Special Paper 394, 7-52. doi10.1130/2005.2394(01).
- Rod, E., 1956. Strike-slip faults of northern Venezuela. *AAPG Bull.* 40, 457-476.
- Rod, E., Jefferson, C., Von Der Osten, E., Mullen, R., Graves, G., 1958. The determination of the Boconó fault. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo* 1 (1-6), 69-100.
- Sánchez, M., Audemard, F.E., Giraldo, C., Ruiz, F., 1994. Interpretación sísmica y gravimétrica de un perfil a través de los Andes venezolanos. *Memorias VII Congreso Venezolano de Geofísica*, 251-258.
- Schubert, C., 1980. Morfología neotectónica de una falla rumbodeslizante e informe preliminar sobre la falla de Boconó, Andes merideños. *Acta Cient. Venez.* 31, 98-111.
- Schubert, C., Estevez, R., Henneberg, H.G., 1993. The Bocono fault zone, western Venezuela, AAPG/SVG Int. Congr. Caracas, Venezuela, 3/14-17/93, 77 (2): 347, Feb.
- Schmitz, M., Chalbaud, D., Castillo, J., Izarra, C., 2002. The crustal structure of the Guyana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics* 345, 103-118.
- Smith, W.H.F, Sandwell, D.T., 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 195-196.
- Shagam, R., Kohn, B.P., Banks, P.O., Dasch, L.E., Vargas, R., Rodríguez, G.I., Pimentel, N., 1984. In Bonini, W., Hargraves, R., Shagam, R., (Ed.). The Caribbean- South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir 162, 385-412.
- Soulas, J.P., 1985. Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela entre

- 70°30' y 71°00' W (fallas de Boconó, Valera, Piñango y del Piedemonte). VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 4, Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, 2690-2711.
- Soulas, J.P., Rojas, C., Schubert, C., 1986. Neotectónica de las fallas de Boconó, Valera, Tuñame y Mene Grande. Excursión N°4. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas-1985, 10, Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, 6961-6999.
- SRTM30 DEM, ftp address: <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov>
- Stéphan, J.-F., 1982. Evolution Géodynamique du domaine Caraïbes: Andes et Chaîne Caraïbes sur la Transversale de Barquisimeto, Venezuela. State Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 512 p.
- Stéphan, J.-F., 1985. Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). Evolution géodynamique. Symposium Géodynamique des Caraïbes, Paris. Editions Technip, Paris, 505-529.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19 (5), 787-813.
- Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics* 17 (3), 395-406.
- Tikoff, B., Teyssier, Ch., Waters., Ch., 2002. Clutch tectonics and the partial attachment of lithospheric layers. EGU Stephan Mueller Special publication Series, 1, 57-73.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 157-171.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 1982. *Geodynamics: Applications of Continuum Mechanics to Geological Problems*, Wiley, J. & Sons, New York, 450 p.
- Universidad de Los Andes (ULA) website : <http://lgula.ciens.ula.ve/>
- ULA website for the historic seismicity : http://www.sismicidad.ciens.ula.ve/cgi-win/be_alex.exe?Nombrebd=psh&TiposDoc=V
- van der Hilst, R., Mann, P., 1994. Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology* 22, 451-454.
- Whitmarsh, R.B., Manatschal, G., Minshull, T.A., 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature* 413 (6852), 150-154.

3.3 Modélisation géologique 3D des Andes vénézuéliennes

Nous avons vu que le partitionnement de la déformation dans les Andes de Mérida se localise dans la croûte supérieure, au-dessus d'un niveau de décollement qui absorbe les déplacements obliques. Le raccourcissement perpendiculaire à la chaîne n'est pas homogène puisque dans sa partie septentrionale un quart de la déformation est absorbée par l'échappement du bloc de Trujillo. Ce processus majeur à l'échelle de la chaîne nécessite d'être mieux compris notamment avec l'aide de la modélisation géologique 3D qui permet d'apporter de nouvelles contraintes sur l'organisation et l'architecture des failles en profondeur qui vont contraindre la géométrie du bloc de Trujillo.

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article à soumettre pour la revue *Terra Nova*.

Résumé en français

La structure profonde des Andes de Mérida a été modélisée géométriquement à partir d'un géomodeleur 3D. La méthode utilise des données de surface telles que des observations de terrain, des analyses d'images de satellites, des modèles numériques de terrain et des cartes géologiques pour calculer les surfaces de failles en profondeur. La modélisation est complétée par des données de séismes ainsi que par des coupes équilibrées tirées de l'article précédent (Monod et al., soumis). Le modèle montre que les failles de Boconó et de Valera se branchent sur un niveau de décollement localisé à la limite fragile/ductile dans la croûte. L'ensemble montre que le bloc de Trujillo a une forme de tétraèdre scalène qui rappelle la proue d'un bateau. L'échappement du bloc, guidé par les failles de Boconó et de Valera, est facilité par le niveau de décollement. La géométrie des plans de failles à la pointe sud du bloc permet de mieux comprendre les relations entre le processus d'échappement et l'extension généralisée à l'intérieur du bloc. L'extension est accompagnée par des failles normales, comme les failles de Momboy, Motatan ou Tuñame qui n'affectent que la partie supérieure de la croûte.

La forme en proue du bloc de Trujillo, se déplaçant au-dessus du niveau de décollement et l'extension dans la croûte supérieure suggèrent que des forces de gravité jouent un rôle non négligeable dans l'échappement. La faille d'Oca, qui forme la limite nord du bloc de Trujillo,

représente une structure tectonique majeure qui freine cependant le processus.

3D geologic modelling of the Venezuelan Andes

Damien Dhont ¹, Bernard Monod ¹, Yves Hervouët ¹ and Guillaume Backé ²

¹ CNRS-UMR 5212 : Modélisation et Imagerie en Géosciences – Pau, IPRA,
Université de Pau et des Pays de l'Adour, Avenue de l'Université, BP 1155, Pau
cedex, France

² Australian School of Petroleum, Santos Petroleum Engineering Building,
University of Adelaide, Adelaide 5005, Australia

To be submitted to Terra Nova

Abstract

The deep structure of the Venezuelan Andes is investigated thanks to a 3D model built from the compilation of geological and geophysical data. The method uses surface data to compute fault surfaces at depth. The reconstruction of the Boconó and Valera faults reveals the 3D shape of the Trujillo block which geometry can be compared to a boat bow floating over an upper or middle crustal décollement horizon emerging at the Boconó-Valera triple junction. Motion of the Trujillo block is accompanied by a generalized extension in the upper crust accommodated by normal faults with listric geometries such as for the Motatan, Momboy and Tuñame faults. Extension is explained by the lateral spreading of the upper part of the crust during the escape process.

1. Introduction

Central and northern Venezuela are part of continental blocks (Bonaire and Maracaibo) located in the interaction zone between lithospheric plates (South America and Caribbean) (Figure 1). Geodetic velocities (Pérez et al., 2001; Trenkamp et al., 2002) illustrate the kinematics of this north-western part of South-America. Far field compression in the E-W direction is responsible for expulsion of the Maracaibo block towards the NE, which is separated from the Caribbean plate by the Bonaire block limited to the south by the dextral strike-slip Oca-Ancón fault system. Convergence between the Maracaibo block to the NW and the Guyana shield to the SE, which is part of South America, is responsible for the uplift of the Venezuelan Andes since the Middle Miocene onwards (e.g., Audemard, 1993). This NE-trending mountain range is characterized by strain partitioning with thrusting along both foreland basins and right-lateral strike-slip faulting along the Boconó fault cutting the range more or less along-strike (e.g., Colletta et al., 1997; Audemard and Audemard, 2002; Figure 1). Partitioning is accompanied by the tectonic escape of

the Trujillo block which motion towards the NE occurs between the Boconó fault and the N-S left-lateral strike-slip Valera fault diverging to south along the N30°E-trending Momboy and Motatan faults (Dhont et al., 2005a; Backé et al., 2006). Escape of both the Maracaibo and Trujillo blocks is made possible owing to the amagmatic Leeward Antilles subduction that developed mainly during the last 5 Ma (Audemard et al., 2006) and which constitutes a free boundary where the overriding continental landmass can easily flow.

The morphotectonic features of the Venezuelan Andes were mostly recognized in the field in the 1970s-80s (Bellizzia et al., 1976; González de Juana et al., 1980; Schubert, 1980; Stéphan, 1982, 1985; Laubscher, 1987). These preliminary observations served the basis for interpretations and discussions concerning the morphological and structural evolution of the mountain belt (e.g., Audemard, 1993; De Toni and Kellogg, 1993; Colletta et al., 1997; Hervouët et al., 2001; Audemard and Audemard, 2002). Analysis of remote sensing images allowed implementing the geological mapping and explicating the relationships between the main structures (Dhont et al., 2005a). Microtectonic data were obtained in the field to characterize the tectonic style and timing of deformation (Soulas et al., 1985; Hervouët et al., 2005; Backé et al., 2006).

The structure of the Venezuelan Andes is well defined at the surface because of the efforts in publishing geological and structural maps at different scales (Stéphan, 1982; Soulas, 1986; Beltrán, 1993; Audemard et al., 2000; Hackley et al., 2005). However, its deep structure remains a matter of debate essentially because of the lack of geophysical data and seismic profiles, these latter being restricted to both foreland basins. The deep geometry of the belt was therefore approached from the inversion of gravimetric data (Hospers and Van Wijnen, 1959; Kellogg and Bonini, 1982; Kohn et al., 1984), which interpretation remains debated. Two major opposite conceptual models have therefore been proposed to account for the architecture of the mountain belt, which can be summarized as a symmetrical, or positive flower structure (González de Juana, 1952; Rod, 1956; Rod et al., 1958), or an asymmetrical orogen, this latter being associated to either a SE- (Kellogg and Bonini, 1982; De Toni and Kellogg, 1993; Colletta et al., 1997) or NW-trending continental subduction (Audemard, 1991; Audemard and Audemard, 2002; Chacín et al., 2005).

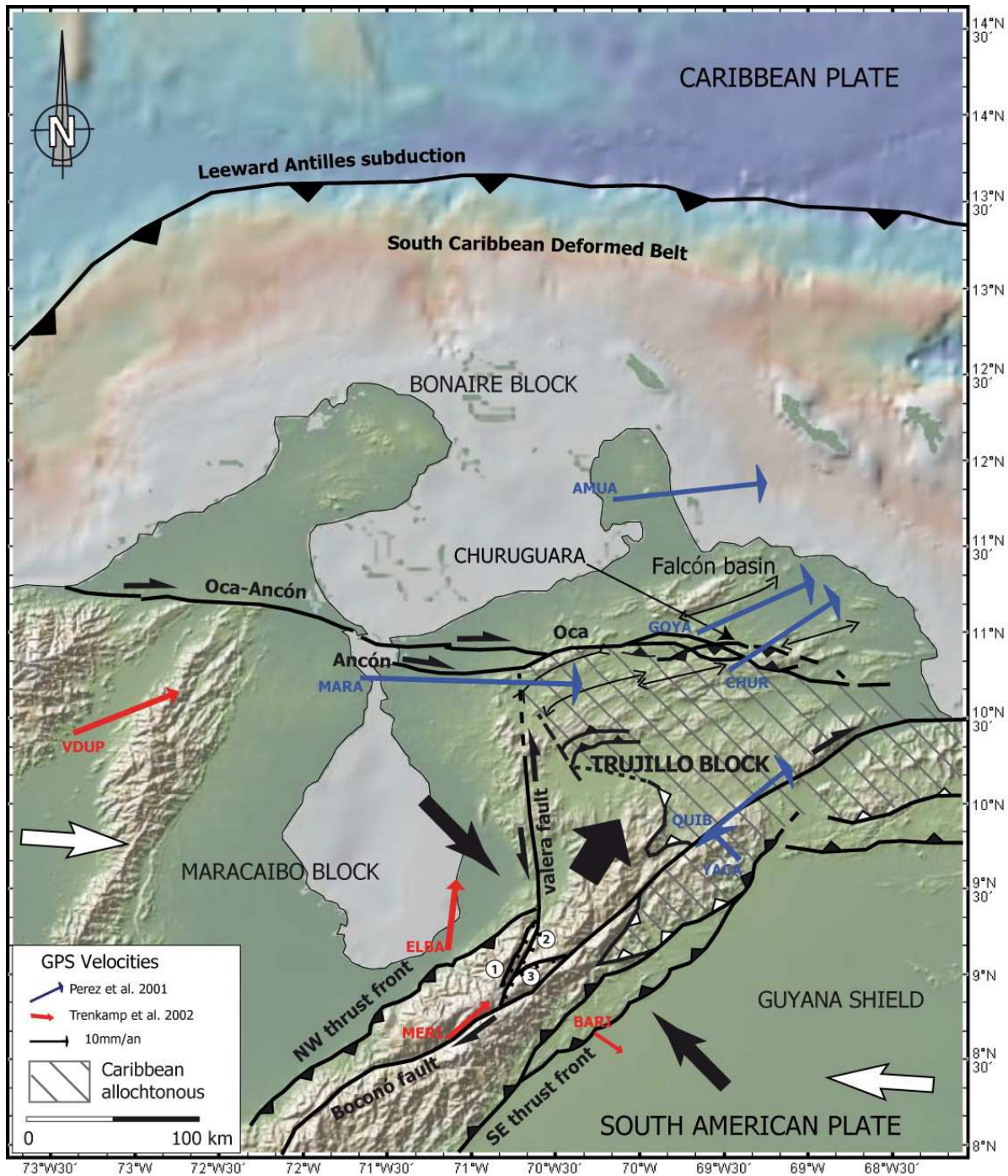


Figure 1 - Simplified structural sketch of north-western Venezuela, showing the main tectonic features of the Venezuelan Andes, modified from Stéphan (1985); Colletta et al. (1997), Audemard and Audemard (2002), Audemard et al. (2005), Backé et al. (2006). The E-W far field compression (white arrows) progressively turns to trend NW-SE across the mountain belt (black arrows). Oblique convergence is responsible for both strain partitioning along the belt and escape of the Trujillo block towards the NE (thick black arrow). Numbers in circles correspond to (1) the Momboy, (2) Motatan and (3) Tuñame faults. Neogene folds and faults are represented in black. The contact between the Andean autochthonous and the Caribbean allochthonous is represented by white triangles.

The main problem of the proposed crustal models is that they give little importance to the horizontal shearing, which is responsible both for strain partitioning in the belt and for the NE-ward motion of the Trujillo triangular block resulting from an escape tectonic guided by both the Boconó and Valera strike-slip faults (Dhont et al., 2005a; Backé et al., 2006). Jácome et al. (1995) and Audemard and Audemard (2002) therefore proposed an alternative scenario to account for the significance of horizontal motions within the belt. It is based on the orogenic float concept where the mountain belt is decoupled from its underlying lithosphere over an horizontal décollement located either at the upper / lower crust boundary or at the lower crust / upper mantle boundary (Oldow et al., 1990). According to the orogenic float, decoupling of the upper part of the crust from its underlying lithosphere implies that all the major faults branch the same décollement horizon, including the Boconó and Valera faults that may therefore be considered as upper crustal faults forming the boundary of the Trujillo block (Audemard, 1991; Jácome et al., 1995; Colletta et al., 1997; Audemard and Audemard, 2002).

In order to examine the architecture of the Venezuelan Andes at depth, we developed a 3D geological model, which in turn will prove to be essential to understand the basic concept of both the orogenic float and the tectonic escape processes. The 3D model is based on the integration of surface structural data, remote sensing imagery, crustal scale balanced cross-sections, earthquake locations and focal mechanism solutions. Our study provides a methodology for modelling and visualizing tectonic structures in 3D with an emphasis on the representation of fault surfaces and provides new constraints for the tectonics and kinematics of the Venezuelan Andes.

2. 3D image building

The approach used to build the 3D model is based on that of Dhont et al. (2005b). This method takes advantage of the Earthvision[®] package to model surfaces from a digitized cluster of points. The 3D model covers an area of 300 x 300 km and comprises most of the Venezuelan Andes and the Trujillo block. Here, we concentrated on the main active structures and modelled the Boconó, Valera, Momboy, Motatan, Tuñame and the NW- and SE-verging thrust faults of both foothill fronts. The northern boundary of the model is fixed by the location of the northernmost tip of the Valera fault that disappears in the Oligocene to Middle Miocene sediments of the Falcón basin (see the map of Hackley et al., 2005). Our 3D box therefore does not include the Oca fault located 50 km further north since its connexion with the Valera fault still remains unclear.

Fault traces were extracted from previous studies (Schubert, 1982; Stéphan, 1982; Beltrán, 1993; Audemard et al., 2000; Audemard et al., 2005; Dhont et al., 2005a; Hackley et al., 2005; Backé et al., 2006) and our visual interpretation of satellite images draped over a shaded DEM. Each fault trace has been digitized onto the DEM, forming a cluster of points located on the floor of

the valleys and on the fault scarps (Figure 2A). A fault surface corresponds to a numerically defined 2D grid passing through the digitized points (Figure 2B). The minimum tension algorithm is used to calculate the grid node values. The geometry of the fault surfaces at depth is mostly constrained from the local dip attitude of fault planes in areas where they display V-shaped valleys, flatirons or continuous scarps. For instance, the continuous curved trace of the Tuñame fault with a concavity towards the south and its south-facing scarp imply (Figure 2A) that the fault surface gently dips at 45° towards the south. SE-facing faceted spurs along the Momboy and Motatan faults suggest that they both dip at around 70° towards the SE in agreement with surface mapping (Soulas, 1986), landscape observation and microstructural analysis (Dhont et al., 2005a; Backé et al., 2006). We considered that the Motatan fault extends northwards along the Valera fault, which therefore keeps the same dip angle towards the east. N-dipping flatirons along the Boconó fault trace would indicate that the fault surface is not vertical but dips towards the NW, in agreement with the cross-sections presented in Monod et al. (submitted). The same methodology has been applied to the NW and SE foreland thrusts which surfaces dip gently towards the axis of the belt. The fault modelling could be considered as an oversimplification considering the complexity of the thrusting fault systems. Nevertheless, it shows that both thrusts only cut the upper part of the crust, which is in agreement with the tectonic wedge model of Colletta et al. (1997) and Audemard and Audemard (2002).

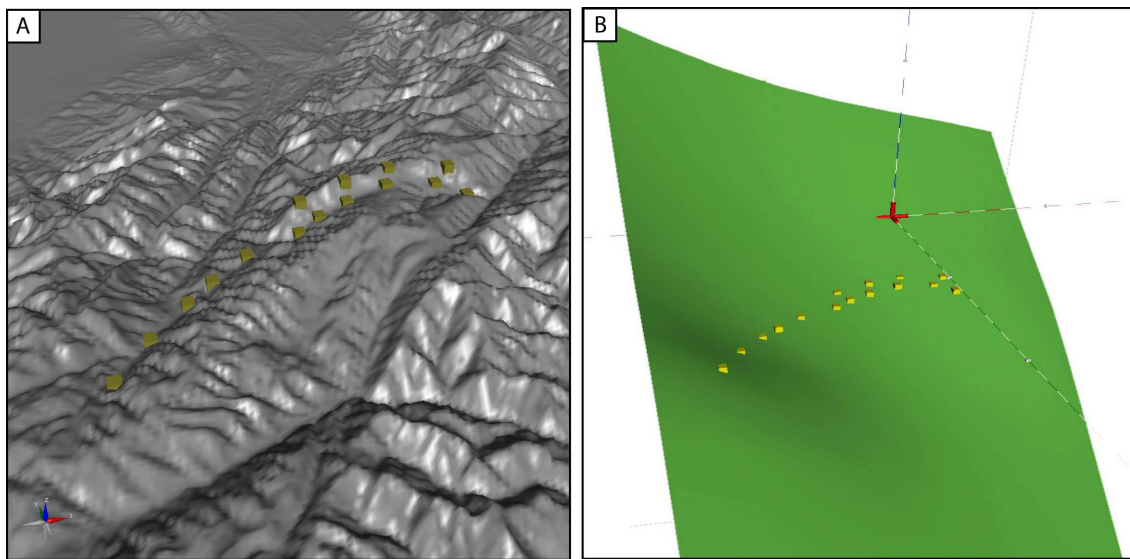


Figure 2 - (A) Digitization of the Tuñame fault plane on a SRTM DEM. Points are lying along both the valley and the fault scarp. (B) Construction of the fault surface that passes through all the digitized points.

We used earthquake data coming from the Funvisis, the Geophysical laboratory of the Universidad de Los Andes (ULA), the CMT Harvard, the historical seismicity of the ULA web site and the publications of Palme et al. (2001) and Audemard et al. (2005). We considered that the 2.5D

fault grids passe through earthquake swarms (Figure 3). We also used the focal mechanisms to adjust the fault surface on the principal nodal plane of each event. The deep geometry of the fault has been further constrained by the integration of 2D trans-Andean crustal scale cross-sections (Monod et al., submitted) . We also took into account the depths of the upper, middle and lower crust (Figure 4) derived from the CRUST 2.0 model (Bassin et al., 2000). According to the orogenic float model, the basal décollement level is supposed to be located within the middle crust throughout the Venezuelan Andes, which likely corresponds to the brittle-ductile transition. In particular, integration of these data show that the Boconó fault has a listric shape dipping towards the NW and that it connects to the décollement horizon.

Once all the fault surfaces are calculated, the fault hierarchy is defined following a binary rule where a fault is defined as being located either above or below another one. Fault surfaces therefore split the 3D model space into volumes corresponding to fault blocks.

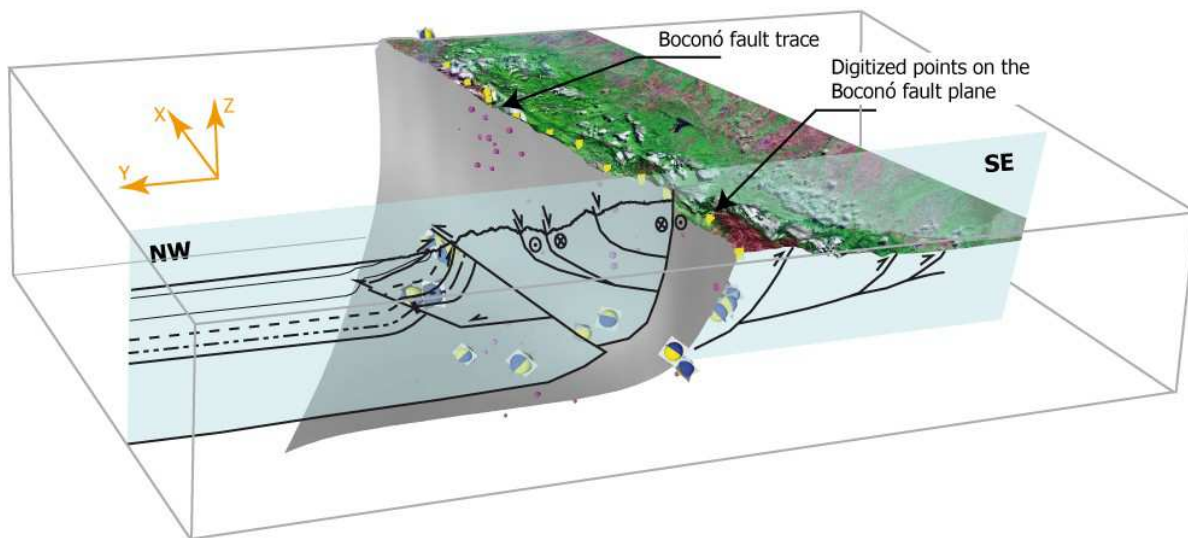


Figure 3 - We used both a crustal scale cross-section (Monod et al., submitted) and earthquakes to construct the 3D shape of the Boconó fault at depth. The yellow squares correspond to the digitization of the fault trace at the surface. The purple dots show the earthquakes location in the 3D volume. Beachballs with yellow (extension) and blue (compression) quadrants are focal mechanisms. The fault surface has been adjusted on the principal nodal plane of each focal mechanism.

3. Analysis and results

3.1. 3D structure of the Venezuelan Andes

Once the 3D map has been calculated, graphical representations permit the user to examine it from various directions, to slice it and to disassemble it in order to provide a clear visualization of

the deep structure of the Venezuelan Andes (Figure 4).

The Trujillo block is bounded laterally by the Boconó and Valera-Motatan fault systems and by the décollement level at depth. Its south-western termination is composed of smaller blocks limited by the Motatan, Momboy and Tuñame normal faults. All these faults connect to the Boconó fault, individualizing fault blocks forming elongate tilted wedges rooting at shallow (8 km) level in the crust. They are compatible with a generalized upper or mid-crustal décollement.

The connection between the Valera-Motatan and Boconó fault surfaces forms a hinge line that progressively bend counter-clockwise from N60°E along the Motatan fault to N-S along the Valera fault. The 3D visualization reveals that the plunge of the hinge line is ~45° at the southern tip of the Trujillo block and gradually flattens to the horizontal when reaching the décollement level (Figure 5). The particular geometry of both the hinge line and the fault surfaces shows that the Trujillo block could be defined as a scalene tetrahedron, which is compared to a boat bow “floating” over the décollement level.

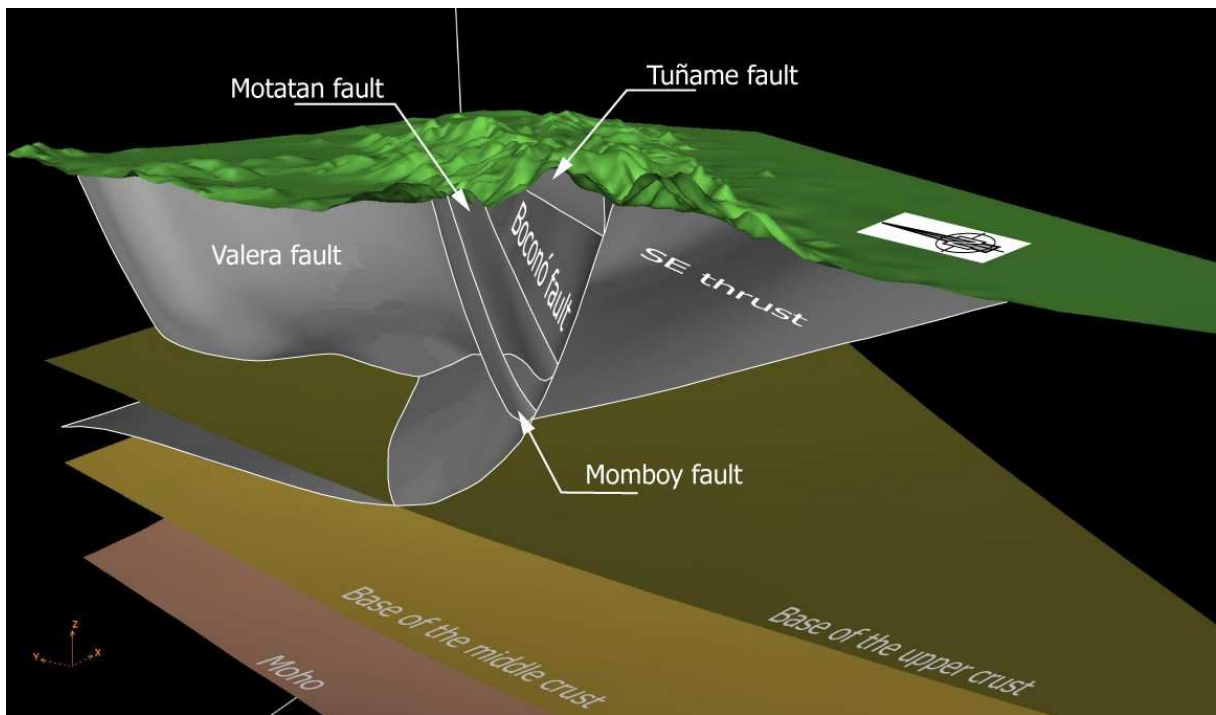


Figure 4 - Architecture and spatial organization of the fault surfaces at depth. 3D modelling of faults show that the SE thrust along the SE foreland basin is located in the footwall of the Boconó fault. The other faults, cutting the hanging wall, are characterized by either high (more than 70° for the Motatan and Momboy faults) or low (less than 45° for the Valera and Tuñame faults) dip angles. The view displayed the south-western tip of the Trujillo block.

3.2. Implications for crustal-scale deformation

The 3D reconstruction of the faults shows that the Trujillo block is composed by a set of crustal blocks. Fault-bounded blocks are tilted in agreement with a recent (Plio-Quaternary?) extension

and/or transtension, which has been described from field structural data (Dhont et al., 2005a; Backé et al., 2006). The geometry and organization of the faults at depth therefore indicate that the escape of the Trujillo block is associated to a general spreading of the upper crust which is well demonstrated by three-dimensional numerical modelling (Seyferth and Henk, 2004). The Trujillo block moves towards the NE and extends at the same time in order to occupy the increasing surface. Its motion does not seem strictly related to a process of lateral extrusion induced by compressive forces applied at its boundaries. The tectonic escape also includes a generalized extension probably related to the occurrence of a free border at the northern edge of the Bonaire block along the Leeward Antilles subduction zone.

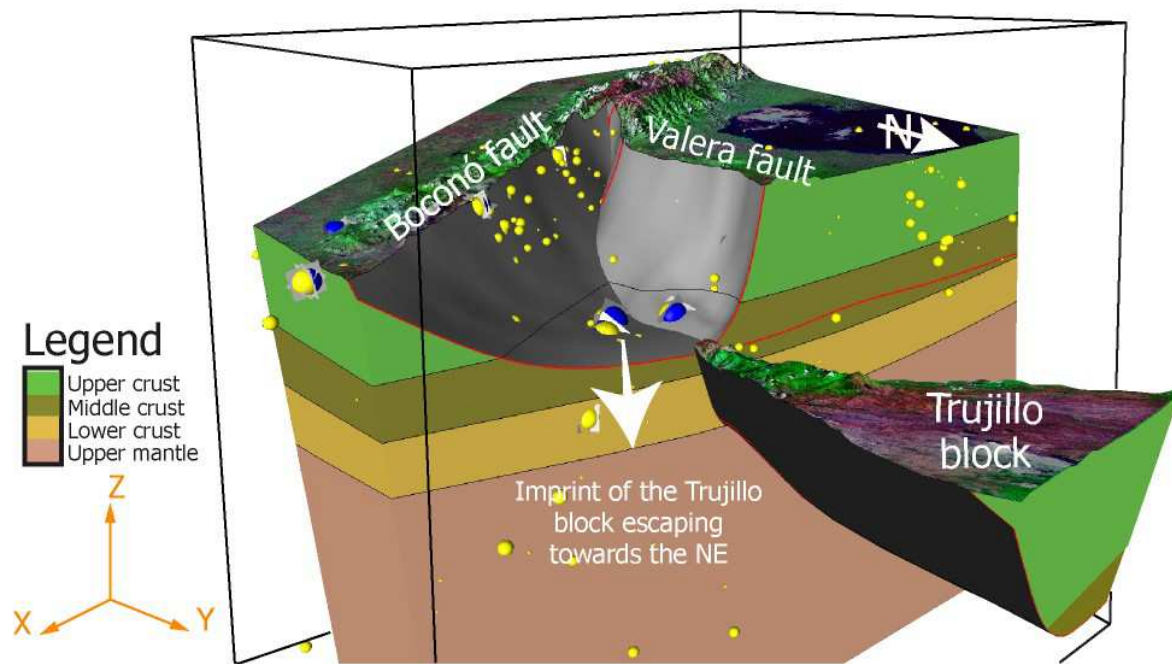


Figure 5 - The connexion between the Boconó and Valera faults at depth forms a hinge line dipping towards the north. The geometry of the Trujillo block is that of a scalene tetrahedron floating over the décollement level.

The 9000 m topographic difference between the elevated mountains in the central part of the Venezuelan Andes and the depth of the subduction zone causes the upper crust of the Trujillo block to spread laterally away from the uplifted areas. Gravity-driven deformation is even more enhanced by the presence of the décollement horizon and by the 3D bow shape of the southern tip of the triangular block favouring its lateral drifting to the NE.

Nevertheless, the Bonaire block located in the northern prolongation of the Trujillo block may represent a buffer area which slows down the tectonic escape process. In other terms, the Oca fault, forming the limit between the Trujillo and Bonaire blocks, could be considered as a tectonic

boundary interfering with the crustal escape. This is evidenced by (i) the juxtaposition of Neogene ENE-WSW folds (Hackley et al., 2005) with southward concave axes in the corner formed by the Oca and Valera faults, and (ii) the northward deflection of the Oca fault in its central part associated with (iii) its surface expression displaying a broad (40 km wide) transpressive zone formed by a complex fault network (Figure 1). In addition to these observations, the reorientation in the direction from east at the station *MARA* in the Maracaibo block and ENE at the stations *CHUR* and *GOYA* located at the northern tip of the Trujillo block, indicates that the NE-ward motion of the Trujillo block and its impingement onto the Oca fault is an on-going process.

3.4. Conclusions

The reconstruction of fault surfaces into a 3D environment at the scale of the Venezuelan Andes allowed to better constrain the deep structure of the mountain belt and in turn to unravel the tectonic processes involved in the Plio-Quaternary evolution of the orogeny. Both the strain partitioning along the belt and the escape of the Trujillo block are explained by a single process of orogenic float where the upper crustal part of the Venezuelan Andes is decoupled from the underlying lithosphere above a horizontal décollement level. The whole faults involved in the strain partitioning, including the dextral strike-slip Boconó fault and the thrusts along both foreland basins, connect to the basal décollement and are therefore considered as upper crustal faults.

Accordingly, only the upper part of the crust is involved in the tectonic escape process. Motion of the Trujillo block towards the NE is accompanied by the lateral spreading of the upper crust via the development of listric faults (Motatan, Momboy and Tuñame) connecting the Boconó fault. The 3D bow shape geometry of the Trujillo block, drifting above the décollement that emerges at the triple junction between the Valera and Boconó faults, suggests that gravity forces play an important role in the escape process. The motion of the Trujillo block seems to be slowed down along the Oca at the contact between the Trujillo and Bonaire blocks.

Acknowledgements

This work has been performed by means of the agreement ULA-UPPA, ULA-PDVSA, and ECOS Nord project (V00U02).

References

Audemard F.A., 1993. Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du Nord-Ouest du

- Venezuela (système de failles d'Oca-Ancon). Thèse Doct. Univ. Montpellier II, 369 p., 125 Figure, 4 tabl., 1 carte H.T.
- Audemard, F.A., Machette, M.N., Cox, J.W., Dart, R.L., Haller, K.M., 2000. Map and database of Quaternary Faults in Venezuela and its offshore regions. US Geological Survey Open-File Report 00-0018. include map at scale 1:2,000,000 and 78 p. report.
- Audemard, F.A., Romero, G., Rendon, H., Cano, V., 2005. Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth Sci. Rev.* 69, 181-233. doi10.1016/j.earscirev.2004.08.001.
- Audemard F.A., Singer P.A., Soulas, J.-P., and the Neotectonics Section of the Funvisis Earth Sciences Department, 2006. Quaternary Faults and Stress Regime of Venezuela. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v.61, n°4.
- Audemard, F.E., 1991. Tectonics of Western Venezuela. PhD Thesis, Rice University, Houston, 245 p.
- Audemard, F.E., Audemard, F.A., 2002. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345, 299-327.
- Backé, G., Dhont, D., Hervouët Y., 2006. Spatial and temporal relationships between compression, strike-slip and extension in the Central Venezuelan Andes: Clues for Plio-Quaternary tectonic escape. *Tectonophysics* 425, 25-53. doi10.1016/j.tecto.2006.06.005.
- Bassin, C., Laske, G., Masters, G., 2000. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America, *EOS Trans AGU*, 81, F897.
- Bellizzia A., Pimentel N. And Bajo R., 1976, Mapa geologico estructural de Venezuela. Ministerio de Energia y Minas, Ediciones Foninves, Caracas.
- Beltrán C., 1993. Mapa Neotectónico de Venezuela. Scale 1:2,000,000. Departamento de ciencias de la Tierra, Funvisis, Caracas.
- Chacín, L., Jácome, M.I., Izarra, C., 2005. Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics* 45, 155-167.
- Colletta, B., Roure, F., De Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., Gou, Y., 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics* 16 (5), 777-794.
- De Toni, B., Kellogg, J., 1993. Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics* 12 (6), 1393-1409.
- Dhont, D., Backé, G., Hervouët, Y., 2005a. Plio-Quaternary extension in the Venezuelan Andes: Mapping from SAR JERS imagery. *Tectonophysics* 399, 293-312.
- Dhont, D., Luxey, P., and Chorowicz, J., 2005b. 3-D modeling of geologic maps from surface data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 89/11, 1465-1474.

Doi10.1306/06270504108.

- González de Juana, C., 1952. Introducción al estudio de la geología de Venezuela. Boletín de Geología (Caracas).
- González de Juana, C., Iturralde, J. M., and Picard, X., 1980. Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas: Caracas, Ediciones Foninves, 2 volumes, 1031 p.
- Hackley, P.C., Urbani, F., Karlsen, A.W., Garrity, P., 2005. Geologic shaded relief map of Venezuela: sheet 1 of 2. Open-file report, USGS, 1 plate.
- Hervouët Y., Castrillo J.T. and Odreman O., 2001. Interaction entre un chevauchement imbriqué et une zone transcurrente: le flanc nord-ouest des Andes vénézuéliennes. Bull. Soc. Géol. France 172 (2), 159 – 175.
- Hervouët Y., Gonzalez, L., Dhont D., Backé, G., and Castrillo J.T., 2005. Déformation des Andes vénézuéliennes nord-orientales. Influence de l'allochtone caraïbe. Bull. Soc. Géol. France 176, (1), 93 – 105.
- Hospers, J., Van Wijnen, J.C., 1959. The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins. Verslag van de Gewone Vergadering van de Afdeling Natuurkunde, Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen 23 (1), 1-95.
- Jácome, M., Audemard, F.E., Graterol, V., 1995. A seismic, gravimetric and geologic interpretation of a transandean profile across the Venezuelan Andes. I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 15-18.
- Kellogg, J.N., Bonini, W.E., 1982. Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. Tectonics 1 (3), 251-276.
- Kohn, B.P., Shagam, R., Banks, P.O., Burkley, L.A., 1984. Mesozoic-Pleistocene fission-track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. In Bonini, W., Hargraves, R., Shagam, R., (Ed.). The Caribbean- South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir 162, 365-384.
- Laubscher H.P., 1987. The kinematic puzzle of the Neogene Northern Andes. In: The Anatomy of the mountains ranges, Shaer J. P. & Rogers J. Eds, Princeton Univ. Press, 211-227.
- Monod, B., Dhont, D., Hervouët, Y. Orogenic float of the Venezuelan Andes. Submitted to Tectonophysics.
- Oldow, J.S, Bally, A.W., Avé Lallemant, H.G., 1990. Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. Geology 18, 991-994.
- Palme, C., Choy, J., Morandi, M., 2001. Mecanismos focales sísmicos y esfuerzos tectonicos en la region norte de los Andes merideños, Venezuela. Interciencia 26 (5), 201-209.
- Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J.R., Hernández, N., Moncayo, C., Hoyer, M., Kozuch, M., 2001. Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates

- of Caribbean/South-American plate motion using GPS geodesy 1994-2000. *Geophysical Research Letters* 28 (15), 2987-2990.
- Rod, E., 1956. Strike-slip faults of northern Venezuela. *AAPG Bull.* 40, 457-476.
- Rod, E., Jefferson, C., Von Der Osten, E., Mullen, R., Graves, G., 1958. The determination of the Boconó fault. *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo* 1 (1-6), 69-100.
- Schubert C., 1980. Late Cenozoic pull-apart basins, Boconó fault zone, Venezuelan Andes. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 463-468.
- Schubert, C., 1982. Neotectonics of the Boconó fault, western Venezuela. *Tectonophysics* 85, 205-220.
- Seyferth, M., Henk, A., 2004. Syn-convergent exhumation and lateral extrusion in continental collision zones –insights from three-dimensional numerical models. *Tectonophysics* 382, 1-29.
- Soulas, J.P., 1985. Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela entre 70°30' y 71°00' W (fallas de Boconó, Valera, Piñango y del Piedemonte). *VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 4, Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, 2690-2711.
- Soulas, J. P., 1986. Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas, paper presented at VI Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas.
- Stéphan, J.-F., 1982. Evolution Géodynamique du domaine Caraïbes: Andes et Chaîne Caraïbes sur la Transversale de Barquisimeto, Venezuela. State Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 512 p.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 157-171.

Chapitre 4

Modélisation numérique 2D de la déformation

La modélisation géologique 3D du bloc de Trujillo a montré que le processus d'échappement s'accompagne d'une extension dans la croûte supérieure localisée au-dessus d'un niveau de décollement. L'extension a été décrite par des observations structurales sur le terrain à la terminaison sud du bloc de Trujillo (Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006). Le modèle géologique nous renseigne sur la géométrie des structures en profondeur rendant compte de l'échappement mais il ne permet pas d'expliquer la distribution de la déformation associée à ce phénomène. La modélisation numérique par éléments finis de l'échappement doit permettre non seulement de valider le modèle mais surtout d'y apporter une contrainte complémentaire en analysant la répartition spatiale de la déformation.

4.1 Introduction

La déformation dans les Andes vénézuéliennes est bien expliquée par un modèle de partitionnement où la contrainte oblique E-W se décompose (1) en une composante normale responsable des chevauchements dans les deux avant-pays et (2) en une composante tangentielle permettant le glissement dextre le long de la faille de Boconó qui traverse la chaîne longitudinalement. Dans les parties centrales et septentrionales de l'édifice, l'échappement du bloc de Trujillo vient s'ajouter au partitionnement comme un processus tectonique actif. Le

raccourcissement est alors accommodé par un mouvement latéral de bloc plutôt que par un épaissement crustal. Ces deux concepts de partitionnement et échappement ont été décrits dans divers orogènes à partir d'observations structurales et de modélisations numériques, comme c'est le cas par exemple à Taïwan (Lacombe et al., 2001), dans le Zagros (Vernant & Chéry, 2006), en Anatolie (Chorowicz et al., 1999; Cianetti et al., 2001; Dhont et al., 2006), dans les Alpes (Ratschbacher et al., 1991) ou en Irian Jaya (Pubellier & Ego, 2002).

Cependant aucune simulation numérique de la déformation finie n'a été à ce jour appliquée aux Andes de Mérida. Pourtant la modélisation des phénomènes physiques comme l'échappement doit permettre d'apporter des réponses sur les mécanismes impliqués dans la déformation qu'ils génèrent. Notre objectif est ici d'appliquer les méthodes de modélisation mécanique en éléments finis pour mieux comprendre la distribution de la déformation dans les Andes de Mérida.

Dans ce chapitre nous considérons que l'échappement du bloc de Trujillo est le processus majeur contrôlant la tectonique de la partie centrale des Andes de Mérida. A l'aide d'un modèle mécanique, nous simulerons le déplacement vers le NE de ce bloc triangulaire résultant de la convergence oblique entre le bloc de Maracaïbo et le bouclier Guyanais. Notre objectif sera de valider et de mieux comprendre le processus d'échappement en comparant la distribution de la déformation observée dans la chaîne avec celle du modèle.

4.2 Méthode

Simuler la déformation d'un milieu continu implique l'écriture d'équations qui ne sont en général pas directement solvables. La discrétisation spatiale de ce milieu en éléments finis associée à la discrétisation temporelle permettent de donner un support d'application à ces équations qui sont alors programmées en vue d'une modélisation de la déformation.

4.2.1 Mécanique des milieux continus

La modélisation de la déformation de la lithosphère, considérée comme un milieu continu, est basée principalement sur des équations d'équilibre, des lois de comportement, des conditions aux limites et des conditions initiales imposées au milieu. Les discontinuités correspondant aux failles sont modélisées par une loi de comportement de type frottement de Coulomb et traitées comme une condition aux limites particulière.

En mécanique des milieux continus, on utilise les relations suivantes (Ranalli, 1995) :

- l'équation d'équilibre :

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho X_i = 0 \quad (4.1)$$

- la loi de comportement :

$$\dot{\sigma}_{ij} = f(\sigma_{kl}, \epsilon_{kl}, \dot{\epsilon}_{kl}, \dots, t) \quad (4.2)$$

- la loi de déformation :

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (4.3)$$

qui s'exprime aussi par le taux de déformation :

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \quad (4.4)$$

- les conditions aux limites spatiales :

$$\varsigma_u(\mathbf{u}) = \bar{\mathbf{u}}; \quad \varsigma_v(\mathbf{v}) = \bar{\mathbf{v}}; \quad \varsigma_f(\sigma_{ij}) = \mathbf{f}_s \quad (4.5)$$

- les conditions initiales :

$$\mathbf{u}(t_0) = \mathbf{u}_0; \quad \mathbf{v}(t_0) = \mathbf{v}_0 \quad (4.6)$$

où $\mathbf{u}$ est le vecteur déplacement, u_i ses composantes, $\mathbf{v}$ le vecteur vitesse, v_i ses composantes, ϵ_{ij} les composantes du tenseur de déformation, σ_{ij} les composantes du tenseur de contrainte, X_i la force de volume par unité de masse, ρ la densité, $\mathbf{f}_s$ le vecteur des forces surfaciques et ς un opérateur différentiel.

4.2.2 Loi de comportement

Les lois de comportement permettent d'exprimer les contraintes en fonction des déformations pour un milieu donné. Dans la croûte supérieure, le comportement des matériaux à basse pression (0 - 1 MPa) et basse température (0 - 300°C) implique des modèles de type élastique ou élastoplastique. A haute pression et haute température, comme c'est le cas dans la croûte inférieure, les modèles s'appuient généralement sur une loi de type viscoélastique (Figure 4.1). Pour notre étude, nous utiliserons les modèles élastiques qui ont l'avantage d'être moins coûteux en temps de calcul et permettent de tester rapidement différents paramètres. Nous nous baserons aussi sur une modélisation de type élastoplastique car nous limiterons l'étude de la déformation à la croûte supérieure.

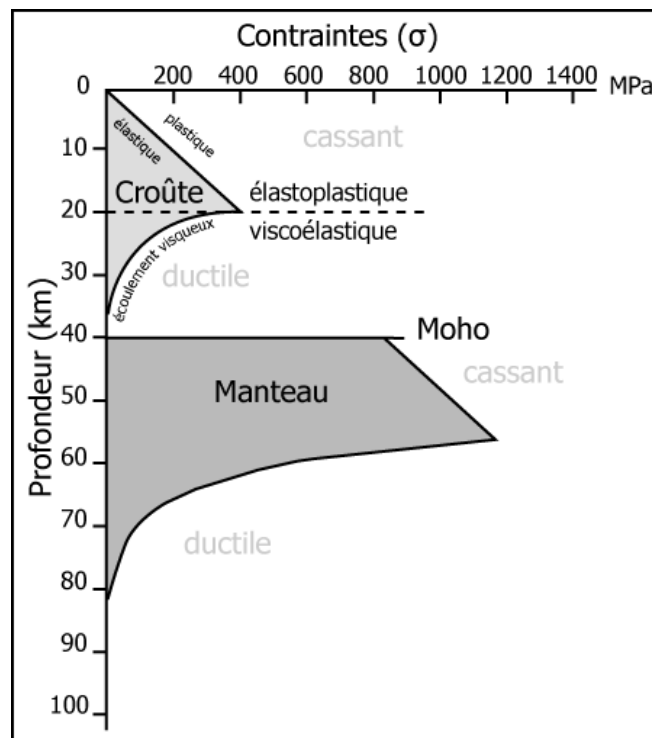


Figure 4.1 — Enveloppe rhéologique d'une lithosphère continentale. La croûte supérieure et la partie supérieure du manteau lithosphérique ont un comportement cassant (fragile) alors que la croûte inférieure et le manteau profond sont ductiles. Le comportement cassant est régi par les lois d'élasticité (parties en gris) jusqu'au seuil de plasticité (droite passant par 0). Le comportement ductile est décrit par des lois de viscoélasticité (Ranalli, 1995).

Rhéologie élastique

A faible pression (0 - 0,5 MPa) et basse température (0°C - 100°C), les roches ont un comportement approximativement élastique qui suit une relation linéaire entre la contrainte et la déformation, celle-ci étant instantanée et réversible (Ranalli, 1995) (Figure 4.2). La loi de comportement élastique, dite loi de Hooke, s'écrit :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \cdot \epsilon_{kl} \quad (4.7)$$

où σ_{ij} et ϵ_{kl} représentent les tenseurs symétriques des contraintes et des déformations respectivement, et C_{ijkl} les éléments de la matrice de rigidité.

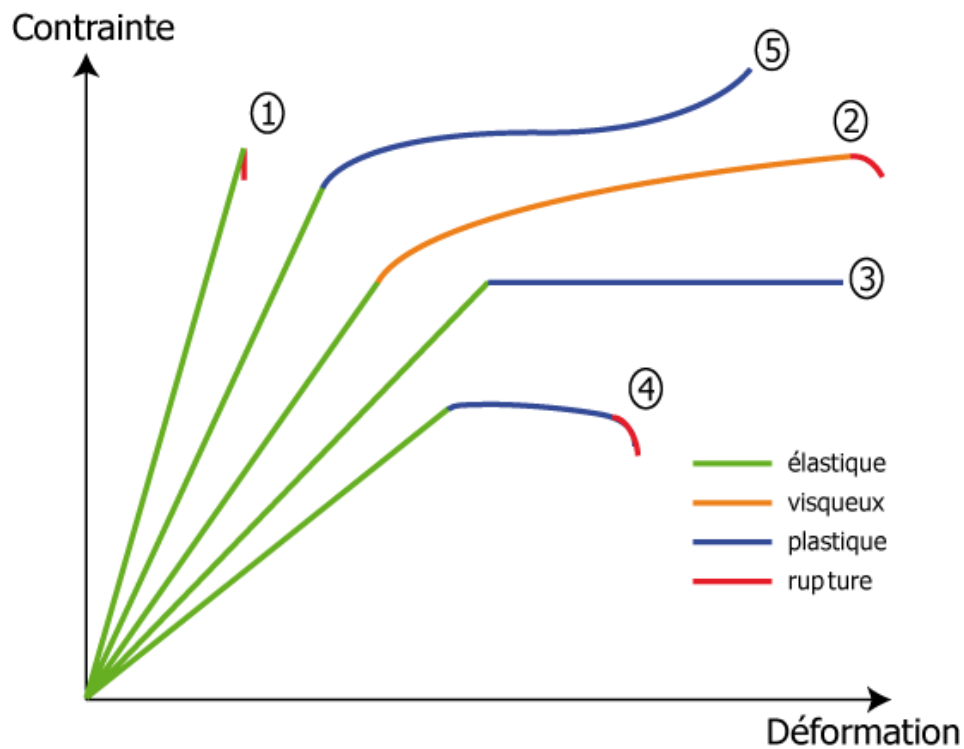


Figure 4.2 – Evolution de la déformation en fonction de la contrainte pour différents types de rhéologie, d'après Dubois (2006). (1) élastique pur avec rupture; (2) viscoélastique; (3) élastoplastique idéal (sans écrouissage); (4) élastoplastique avec rupture; (5) élastoplastique avec écrouissage positif ou durcissement (augmentation de la contrainte avec la déformation).

Une roche dont la rhéologie est élastique jusqu'à sa rupture est dite fragile (cas 1 de la figure 4.2). A la différence, une roche ductile subit, à partir d'un seuil de contrainte, une déformation irréversible avant son éventuelle rupture (cas 4 de la figure 4.2). La déformation

est permanente même après le relâchement de la contrainte. Elle est due à la création de dislocations dans le réseau cristallin à l'échelle atomique.

Rhéologie élastoplastique

Avec l'augmentation de la pression (0,5 - 1 MPa) et de la température (100°C - 350°C), la rhéologie des roches devient élastoplastique. Les lois de comportement utilisées sont celles d'un solide élastique parfaitement plastique (non écrouissable). Le modèle analogique le plus simple est celui de Saint-Venant (Ranalli, 1995). Il correspond à celui d'un ressort linéaire et d'un patin en série (Figure 4.3). Le solide se comporte de manière élastique tant que le seuil σ_s n'est pas atteint. Au-dessus de ce seuil, une partie de la déformation devient irréversible et un écoulement plastique s'établit en fonction de la composante déviatorique de la contrainte, selon un critère de plasticité. Ce comportement est simplifié par rapport à celui des roches car la contrainte n'évolue plus au delà du seuil. En effet, en mécanique des roches, les phénomènes d'écrouissage positif (durcissement) ou négatif (adoucissement) sont à prendre en compte.

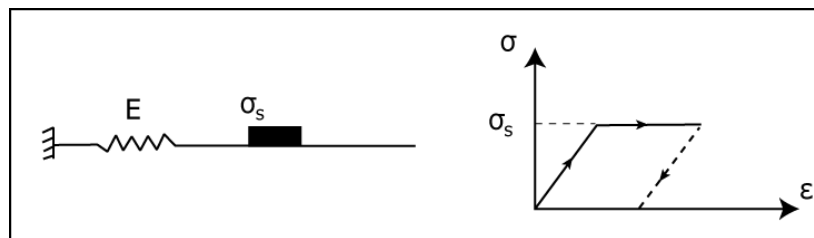


Figure 4.3 – *Modèle analogique de Saint-Venant représentant la rhéologie élastoplastique non écrouissable. Sous la contrainte σ , le solide se déforme de façon élastique jusqu'à ce que le seuil σ_s soit atteint, marquant le début de la déformation plastique. À droite : évolution de la déformation (ϵ) en fonction de la contrainte (σ).*

Il existe plusieurs critères qui rendent compte de différents type de plasticité.

Les critères ne faisant pas intervenir la pression hydrostatique sont ceux de :

- Tresca, qui considère que l'écoulement plastique se produit lorsque la différence de contrainte maximum atteint une valeur critique qui dépend des paramètres rhéologiques du milieu.
- von Mises, où le seuil est constant et indépendant de la pression.

Les critères sensibles à la pression hydrostatique sont ceux de :

- Mohr-Coulomb, qui considère que la limite d'élasticité est atteinte de façon linéaire lorsque le cisaillement sur la surface d'un solide atteint une valeur seuil qui dépend de la contrainte normale appliquée à cette même surface (Hibbitt et al., 1998).
- Drucker-Prager, qui considère que le seuil de plasticité évolue en fonction de la contrainte moyenne. Ce critère permet de traduire l'augmentation de la résistance des roches en fonction de l'accroissement de la pression de confinement (Jaeger & Cook, 1979; Ver-nant, 2003).

Nous utiliserons le critère de Mohr-Coulomb, de type friction interne, qui a l'avantage de caractériser le comportement des matériaux tels que les roches, sables et céramiques. Le critère est basé sur le cercle de Mohr qui représente, dans le plan des contraintes principales maximale (σ_1) et minimale (σ_3), l'état de la contrainte lors de la rupture. La ligne de rupture est définie par la tangente au cercle de Mohr (Figure 4.4).

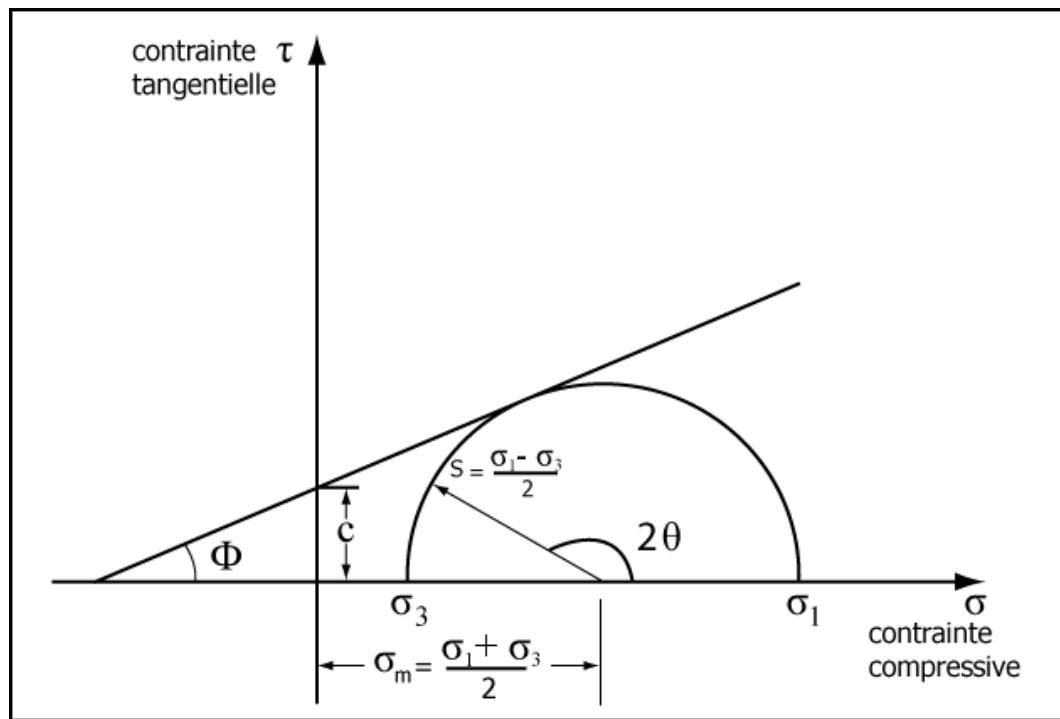


Figure 4.4 – Modèle de rupture de Mohr-Coulomb. Tout point du cercle représente l'état des contraintes sur un plan dont la normale forme un angle θ avec la direction de la contrainte principale maximale. La droite représente la ligne de rupture. Le vecteur S est la contrainte cisailante maximale. σ_m est la moyenne des contraintes maximale et minimale, donc le centre du cercle. ϕ : angle de friction interne caractérisant la rupture ; c : cohésion du matériau.

Le modèle de Mohr-Coulomb est défini par :

$$\tau = c - \sigma \tan \phi \quad (4.8)$$

où τ est la contrainte cisailante, c la cohésion du matériau, σ la contrainte normale, et ϕ l'angle de friction interne. Pour plus de détails sur la rhéologie des roches et la mécanique des matériaux solides, on pourra se référer aux ouvrages de référence tels que ceux de Jaeger & Cook (1979), Lemaitre & Chaboche (1985) et Ranalli (1995).

Loi de frottement

Les failles sont simulées par des discontinuités sur lesquelles est appliquée la loi de Coulomb, définie par :

$$\tau_{crit} = \mu \sigma_n \quad (4.9)$$

où τ_{crit} est la contrainte cisailante critique, σ_n la contrainte normale à la faille et μ le coefficient de friction. La contrainte normale est transmise intégralement et uniquement lorsque les deux surfaces sont en contact le long de la faille.

4.2.3 Conditions aux limites

Les conditions aux limites sont appliquées sur les contours du milieu. Elles peuvent être cinématiques ou statiques. Dans le premier cas elles sont utilisées pour modéliser les mouvements de la croûte tels que les vitesses ou les quantités de déplacement de blocs crustaux. Dans le deuxième cas elles permettent de restreindre les déplacements ou au contraire de laisser les mouvements libres sur les bords du modèle.

4.2.4 Méthode des éléments finis

Le principe de la méthode est de discrétiser les équations décrivant le problème étudié pour se ramener à un système algébrique qui fournit une solution approchée du problème (Figure 4.5 ; Dhatt & Touzot, 1984). Pour cela, le milieu est découpé en petits éléments,

constituant un maillage du milieu étudié. Dans un élément, la valeur d'une variable peut être connue partout à partir de quelques points de référence appelés noeuds. L'intérêt de cette méthode est que l'erreur, qui apparaît lors de la discrétisation, converge vers zéro lorsque la taille des éléments diminue. La précision du résultat augmente donc en fonction de la densité du maillage et donc de la taille du système algébrique à résoudre, ce qui peut se révéler très coûteux en temps de calcul (Dubois, 2006).

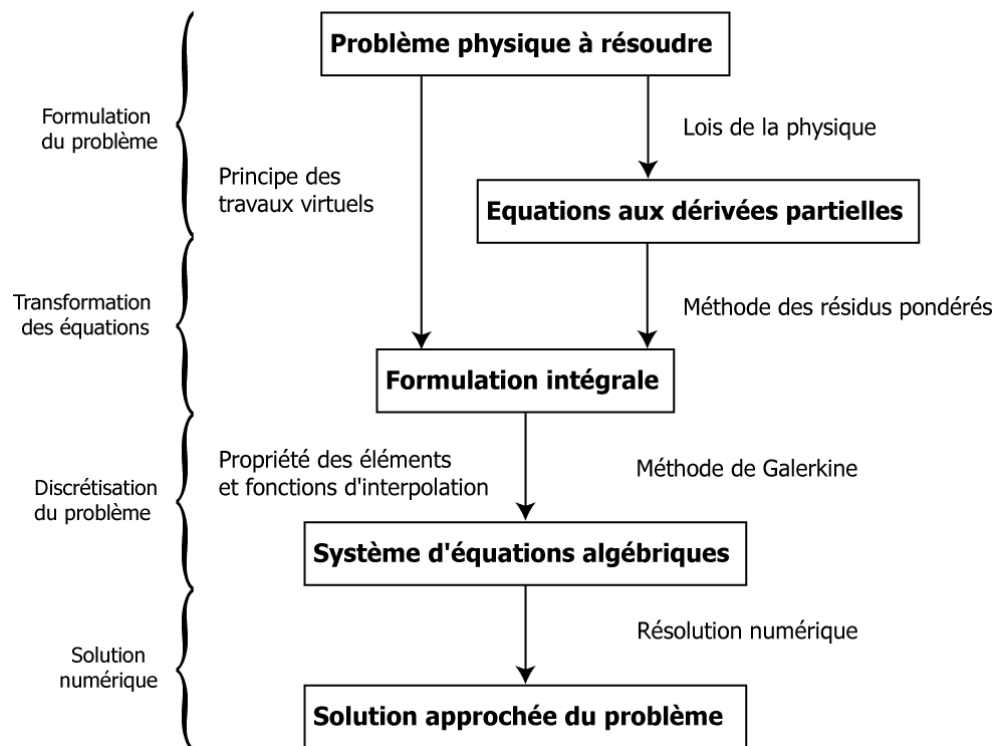


Figure 4.5 — Schéma illustrant le principe de la méthode des éléments finis, d'après Dhatt & Touzot (1984).

En général, la méthode des éléments finis s'appuie sur une formulation intégrale – dite « variationnelle » ou « faible » – des équations aux dérivées partielles décrivant le problème (Figure 4.5). La formulation faible qui sera utilisée est obtenue après une intégration par parties qui tient compte des conditions aux limites (Dhatt & Touzot, 1984). Dans les problèmes de mécanique, une autre approche, fondée sur une considération plus physique du problème, permet d'aboutir à la même formulation finale. Elle consiste à utiliser le principe des travaux virtuels pour trouver la forme intégrale à discrétiser (Lemaitre & Chaboche, 1985).

Ce principe exprime, pour un système de volume à l'équilibre, l'égalité entre les travaux des forces internes et ceux des forces externes pour des champs de déformation admissibles cinématiquement. Pour plus de détails sur la méthode des éléments finis, le lecteur pourra se référer par exemple à Dhatt & Touzot (1984).

4.2.5 Modélisation numérique à partir du logiciel Abaqus

Abaqus est un logiciel de la marque SIMULIA commercialisé par le groupe Dassault Systèmes. Il utilise la méthode des éléments finis pour effectuer toutes les opérations d'une simulation numérique à deux et trois dimensions. Ainsi, il permet une intégration de l'ensemble des étapes de la simulation, depuis la création d'une géométrie, au maillage du modèle et à la visualisation des résultats. Abaqus possède également une librairie d'éléments très fournie associée à de nombreuses rhéologies permettant de modéliser un grand nombre de matériaux. Une des particularités du logiciel réside dans son intégration implicite du temps où des pas de temps optimaux sont sélectionnés par rapport au nombre d'itérations nécessaires pour effectuer le calcul de la déformation. Le logiciel est surtout utilisé dans l'industrie aéronautique ou automobile pour simuler entre autres la propagation de fractures dans un fuselage d'avion ou la résistance à l'échauffement des métaux d'un roulement. Abaqus a également été utilisé en sciences de la Terre pour modéliser la déformation de la lithosphère (Gerbault et al., 2002; Dyksterhuis et al., 2005; Maniatis & Hampel, 2008). Les performances du logiciel peuvent également être appréciées en comparaison avec d'autres codes de calcul par éléments finis dans la publication de Buiter et al. (2006). Le logiciel Abaqus est installé sur un super-calculateur du centre de calcul de l'Université de Andes (Cecalcula) à Mérida.

4.3 Modélisation numérique 2D de la déformation

Notre objectif est de modéliser la déformation dans les Andes de Mérida à partir d'une simulation numérique 2D. Cette modélisation doit permettre notamment de mieux contraindre l'échappement tectonique du bloc de Trujillo en terme de distribution de la déformation, de direction des contraintes et de friction des failles. Nous avons choisi une représentation 2D en carte, afin de modéliser les déplacements latéraux des blocs, conduisant à modéliser la

déformation uniquement dans la croûte supérieure. Ce choix est motivé par la présence du niveau de décollement intracrustal qui découple la croûte supérieure de sa lithosphère sous-jacente.

4.3.1 Description du modèle

4.3.1.1 Géométrie et conditions aux limites

Dans notre simulation, la sphéricité de la Terre n'est pas prise en compte et le modèle est construit sur une croûte supérieure plane. Ses dimensions sont de 800 km de long et de 300 km de large afin de s'affranchir au maximum des effets de bord qui concentrent des contraintes qui n'existent pas. Le modèle est découpé en différentes unités limitées par des discontinuités (failles) majeures : les systèmes de chevauchements des deux bassins d'avant-pays, la faille de Boconó et la faille de Valera (Figure 4.6).

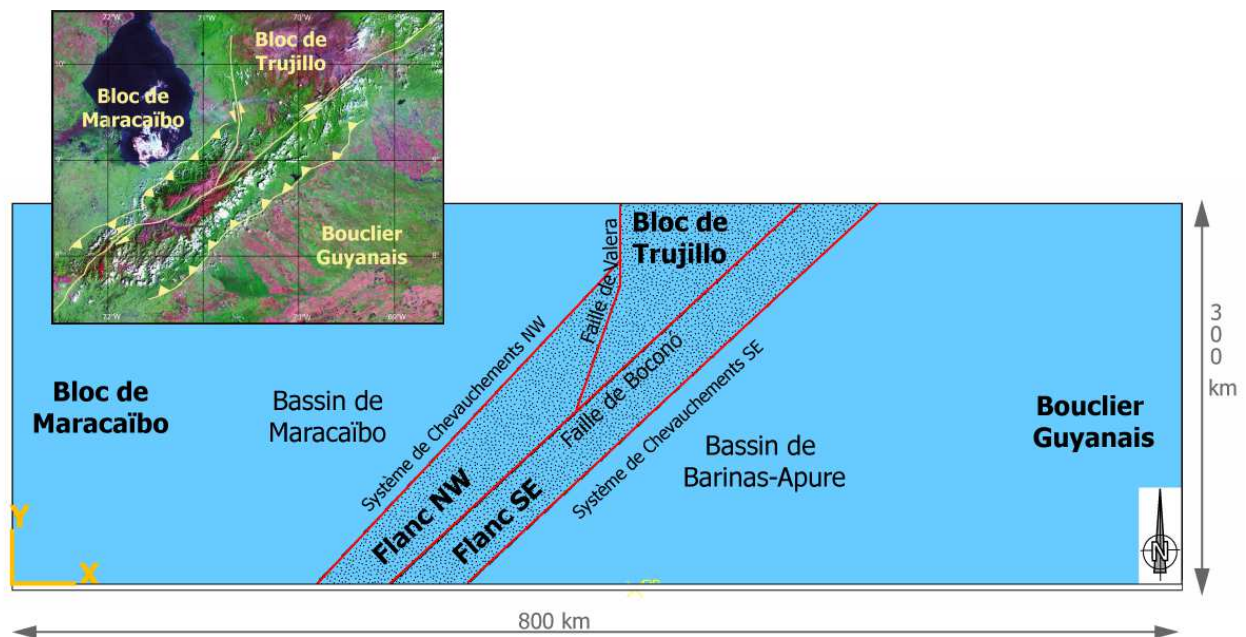


Figure 4.6 – Géométrie du modèle numérique 2D représentant les Andes de Mérida (zone en pointillés), le bloc de Maracaïbo et le bouclier Guyanais. La chaîne est elle-même divisée en trois blocs (bloc de Trujillo, flanc NW et flanc SE) séparés par les failles majeures.

Les chevauchements d'avant-pays et la faille de Boconó sont rectilignes et parallèles avec une orientation au N50°E. La faille de Valera est marquée par un changement d'orientation au

niveau de sa connexion avec le chevauchement NW, où elle passe de N 20°E le long du système de failles de Momboy-Motatan à N-S plus au nord. Ce découpage permet d'individualiser cinq unités constituées par le bloc de Maracaïbo, le bouclier Guyanais, le bloc de Trujillo, et les flancs NW et SE de la chaîne.

La vitesse et la direction de déplacement du bloc de Maracaïbo ont été calculées en considérant la moyenne des vecteurs GPS des deux stations VDUP et ELBA (Figure 4.7; Trenkamp et al., 2002). Nous n'avons pas considéré le vecteur de la station MARA (Pérez et al., 2001) car les auteurs eux-même émettent des doutes sur la vitesse anormalement forte (21,5 mm/an) de ce point sans doute dû à des instabilités lors de l'acquisition. Le bloc de Maracaïbo se déplace alors à une vitesse moyenne de 5,64 mm/an décomposée en deux composantes de 5,29 mm/an vers l'est et de 5,43 mm/an vers le nord. Ces vitesses sont supposées constantes sur 3,4 Ma, époque à laquelle la faille de Boconó est supposée s'initier (cf. chapitre 2).

Pour rendre compte de la connexion de la faille de Boconó avec le système dextre d'El Pilar au niveau des chaînes Caraïbes, la bordure septentrionale du modèle est laissée libre le long des blocs de Maracaïbo et de Trujillo, alors qu'elle est fixe à l'est de la faille de Boconó. Le bouclier Guyanais est supposé fixe. La limite méridionale du modèle n'autorise que les déplacements latéraux suivant l'axe X. Cette limite est réalisée par un contact entre la partie sud du modèle avec un bloc rigide, dont l'interaction est définie sans friction. Ce type de contact génère des perturbations dans le modèle mais il a le mérite d'empêcher le bloc de Maracaïbo de créer un vide le long de sa bordure sud lors de son déplacement.

4.3.1.2 Propriétés des matériaux

Les propriétés rhéologiques des différents blocs du modèle sont présentées dans le tableau 4.1. Le bouclier Guyanais qui correspond à un craton précambrien est considéré comme le bloc le plus rigide pour rendre compte de son absence de déformation lors de l'orogénèse Andine. Les Andes de Mérida, formées des flancs NW, SE et du bloc de Trujillo, ont les mêmes propriétés et constituent les blocs les moins rigides qui vont donc se déformer plus facilement. La loi de Mohr-Coulomb est paramétrée avec un angle de friction interne ϕ de 30°, une cohésion C de 10 MPa et un angle de dilatance ψ de 0°, correspondant à des

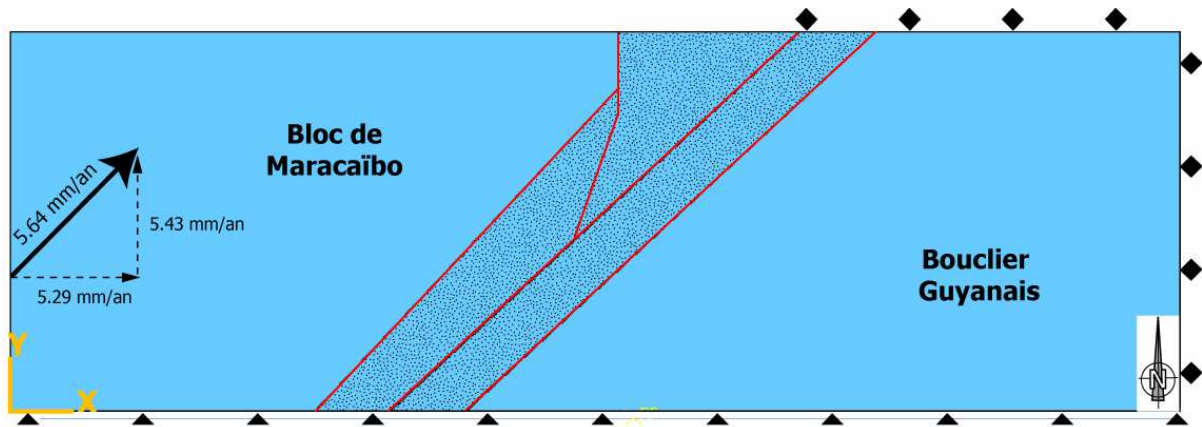


Figure 4.7 – La contrainte est exercée dans le modèle par l’application d’une vitesse de déplacement de 5,64 mm/an sur bloc de Maracaïbo (moyenne des stations VDUP et ELBA de Trenkamp et al., 2002). Le bouclier Guyanais est supposé fixe le long de ses bordures orientales et septentrionales (carrés noirs). Les bordures nord des blocs de Maracaïbo et de Trujillo sont laissées libres. La bordure sud du modèle autorise uniquement les déplacements selon l’axe X (triangles noirs).

valeurs typiques pour les roches, obtenues à partir d’expériences en laboratoire (Turcotte & Schubert, 2002). Nous considérons que les trois blocs ont des critères de plasticité identique car nous modélisons uniquement des roches de la croûte supérieure situées dans les mêmes états de température et de pression. En effet, la pression et la température, directement liée à la profondeur des roches, sont les paramètres qui influencent la rhéologie plastique mais qui n’enregistrent pas de variation suffisamment importante dans la zone d’étude (Hamza & Muñoz, 1996).

	ρ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	E (10^{10}Pa)	ν	ϕ ($^{\circ}$)	C (MPa)	ψ ($^{\circ}$)
Bloc de Maracaïbo	2500	5	0,25	30	10	0
Bouclier Guyanais	2700	7	0,25	30	10	0
Andes de Mérida	2500	4	0,25	30	10	0

TAB. 4.1 – Paramètres d’élasticité (en noir) et de plasticité (en rouge) pour les différents blocs constituant le modèle. ρ : densité ; E : module d’élasticité (module d’Young) ; ν : coefficient de poisson ; ϕ : angle de friction interne ; C : cohésion ; ψ : angle de dilatance.

4.3.1.3 Maillage

Le modèle est maillé avec des éléments triangulaires, équilatéraux si possible, de 5 km de côté, totalisant 19408 éléments. Chaque bloc est maillé indépendamment afin d'assurer une meilleure précision du maillage en limitant la déformation de chaque élément, et de rendre compte du déplacement des blocs le long de leurs limites (Figure 4.8). Une étude de sensibilité des résultats des calculs par rapport à la finesse de la maille a été conduite afin d'obtenir un maillage optimal. Cet optimum est trouvé quand la meilleure précision de la solution est obtenue pour le plus petit temps de calcul. Ainsi un maillage constitué d'éléments de 5 km de côté a été choisi car les résultats avec des mailles plus fines n'apportaient pas plus de précision à la solution.

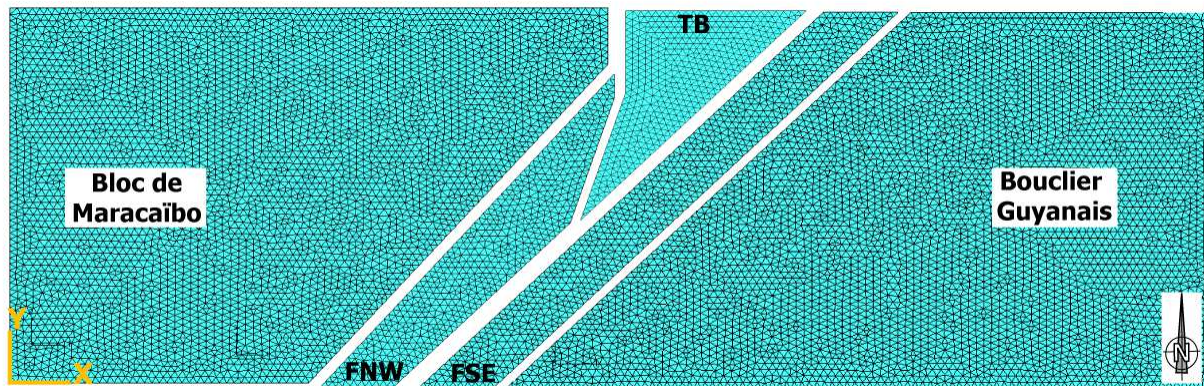


Figure 4.8 – Les différents blocs du modèle sont maillés indépendamment pour permettre aux blocs de se déplacer librement les uns par rapport aux autres. Dans cette représentation, les blocs ont été séparés pour faire apparaître en blanc les zones de failles.

4.3.2 Modélisation en rhéologie élastique

Les modèles sont testés dans un premier temps avec des vitesses aux limites nulles pour vérifier que le modèle est à l'équilibre, c'est-à-dire sans mouvement permanent.

4.3.2.1 Modèle de référence

Le modèle de référence est défini quand (1) le bloc de Maracaïbo se déplace vers le NE, (2) le bouclier Guyanais est fixe et (3) les failles n'ont pas de friction. Les blocs peuvent donc

glisser les uns par rapport aux autres librement le long de leurs limites.

Echappement du bloc de Trujillo et évolution des contraintes

Après 3,4 Ma de convergence entre le bloc de Maracaïbo et le bouclier Guyanais, le résultat montre un échappement du bloc de Trujillo de 26 km vers le NE (Figure 4.9).

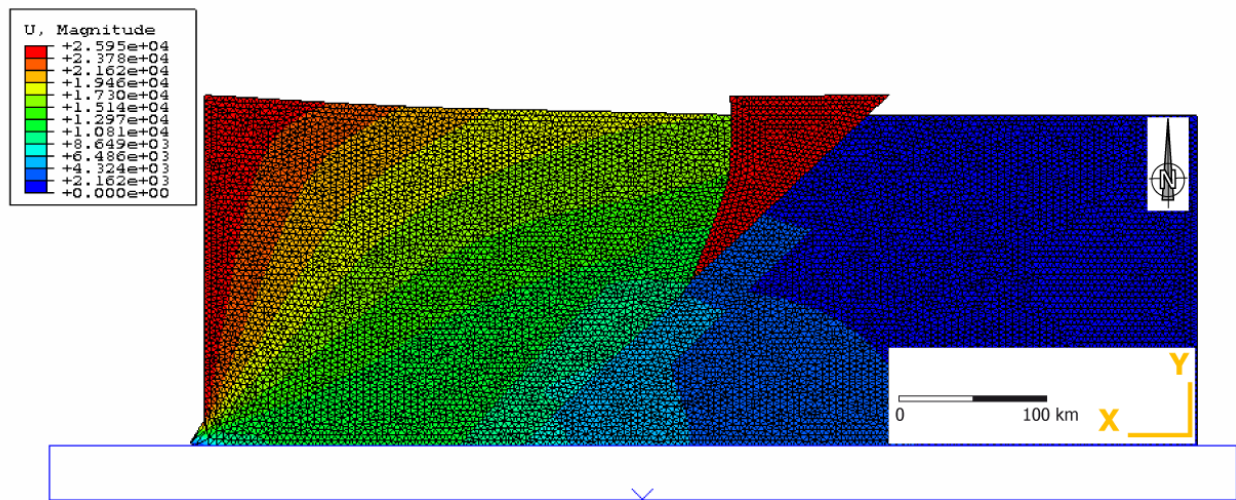


Figure 4.9 – Modélisation élastique de la déformation dans les Andes de Mérida, après 3,4 Ma de convergence entre le bloc de Maracaïbo et le bouclier Guyanais, suivant le modèle de référence. Le déplacement des blocs est exprimé en mètre. Aucune friction n'est prise en compte le long des plans de failles, ni le long du bord sud du modèle. Le bloc de Maracaïbo (à gauche) est le bloc mobile et montre donc le maximum de déplacement, par rapport au bloc Guyanais (à droite) qui reste fixe. La figure présente également le maillage dans sa géométrie déformée. Pour des raisons de clarté les figures seront dorénavant présentées sans maillage.

La contrainte horizontale maximale représente, suivant la convention du logiciel, une contrainte en extension lorsqu'elle est positive et une contrainte en compression lorsqu'elle est négative. Les fortes valeurs positives et négatives à la base du modèle sont liées à l'interaction avec le bloc fixe au sud (Figure 4.10). Cette contrainte provoque donc un effet de bord indésirable qui vient perturber le tiers inférieur du modèle. Des fortes valeurs positives et négatives se concentrent autour du bloc de Trujillo. Ainsi l'échappement du bloc de Trujillo génère, d'une part, des zones en compression localisées le long de la faille de Boconó au sud du bloc et le long de la faille de Valera au sud de son changement de direction avec le système Momboy-Motatan, et d'autre part, des zones en extension localisées à l'intérieur du bloc triangulaire au niveau de sa pointe sud et sur la faille de Valera au niveau du contact

avec le chevauchement NW (Figure 4.10).

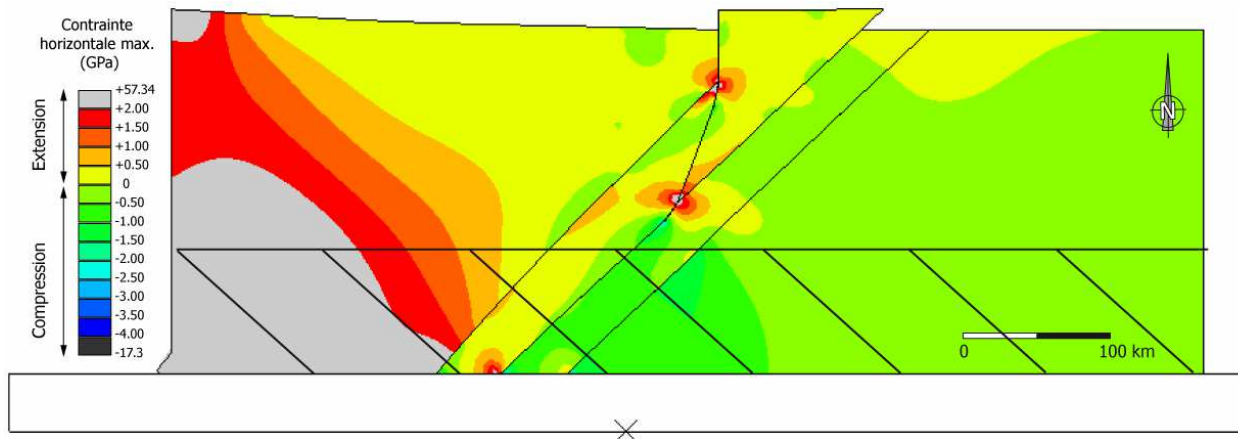


Figure 4.10 – Représentation de la contrainte horizontale maximale dans les Andes de Mérida, après 3,4 Ma. La contrainte compressive correspond aux valeurs négatives (couleurs du noir au jaune), la contrainte extensive correspond aux valeurs positives (couleurs du gris au orange). La zone hachurée est perturbée par les effets de bord du contact sud.

La contrainte compressive E-W à l'ouest du bloc de Maracaïbo tourne progressivement dans le sens horaire pour s'orienter au NW-SE dans les Andes de Mérida (Figure 4.11). Elle change brusquement de direction au passage du chevauchement SE pour se paralléliser avec lui. La contrainte tourne alors dans le sens horaire pour s'orienter E-W dans la partie orientale du modèle. La contrainte est multidirectionnelle à deux endroits singuliers : (1) au contact entre le chevauchement NW et la faille de Valera à l'endroit où cette dernière change de direction, et (2) à la pointe sud du bloc de Trujillo. La compression change radicalement de direction dans le flanc SE, entre la partie sud où elle s'oriente NW-SE et la partie nord où elle est NE-SW. La contrainte compressive est faible dans le bloc de Trujillo, sauf au sud du changement de direction de la faille de Valera où elle est orientée NW-SE comme dans le reste de la chaîne.

La contrainte extensive est globalement faible, mais peut être dominante localement. A la pointe sud du bloc de Trujillo, elle est orientée NE-SW dans la direction d'échappement du bloc. L'extension est multidirectionnelle à la pointe sud du bloc de Trujillo et à la connexion entre la failles de Valera et le chevauchement NW.

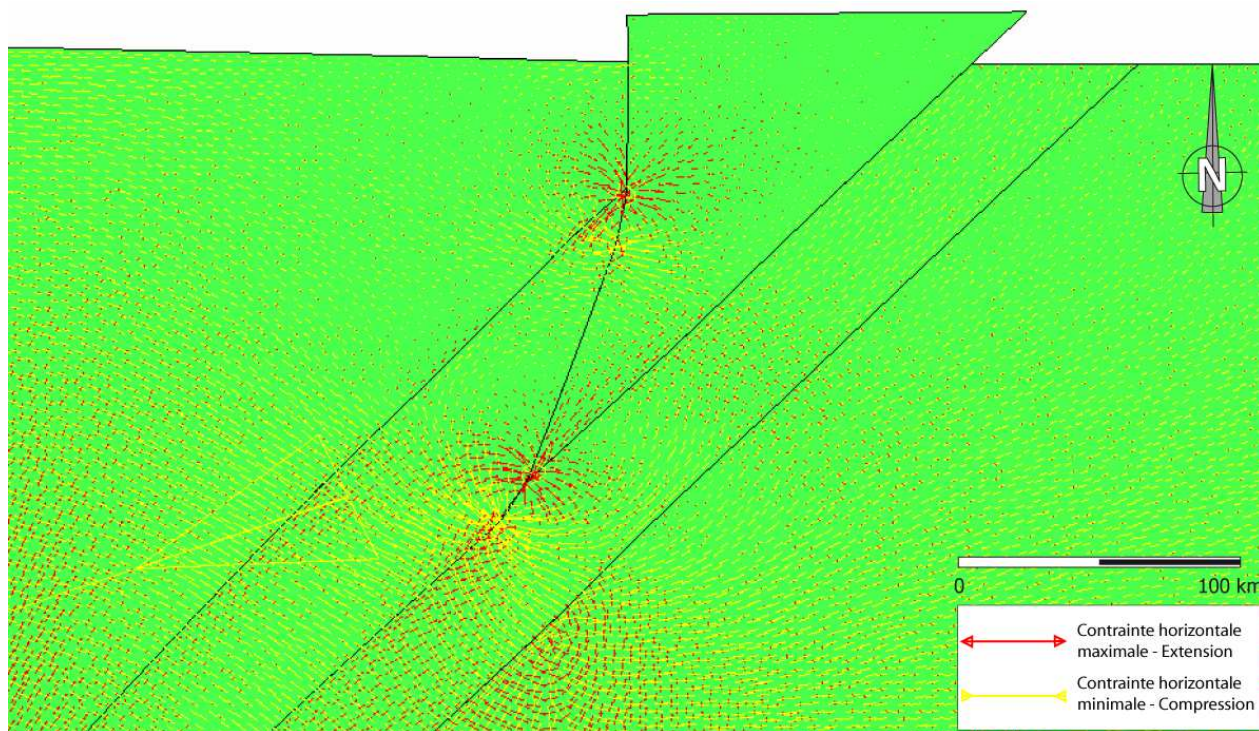


Figure 4.11 – Représentation des axes des contraintes horizontales maximale et minimale, au bout de 3,4 Ma. La contrainte compressive (en jaune) s'oriente au NW-SE dans les Andes de Mérida, la contrainte extensive (en rouge) lui est perpendiculaire. La contrainte est multi-directionnelle au niveau des connexions (1) du chevauchement NW avec la faille de Valera et (2) de la faille de Valera avec la faille de Boconó.

Distribution spatiale de la déformation

La déformation est directement corrélée à la contrainte, en accord avec la loi de Hooke (Figure 4.12). Elle est minimale dans le bloc Guyanais, au nord du bloc de Trujillo et au NE du bloc de Maracaïbo. Elle devient maximale aux endroits où la contrainte se concentre, c'est-à-dire au niveau du changement de direction de la faille de Valera et à la jonction du chevauchement NW et de la faille de Valera. Une extension locale importante est également localisée à la pointe sud du bloc de Trujillo. Au sud de ce secteur, le maximum de compression est observé au niveau d'une légère inflexion en S de la faille de Boconó impliquant de la transpression locale. D'autres secteurs enregistrent une déformation compressive locale, comme le long du chevauchement NW, au sud de la virgation de la faille de Valera, et dans le flanc SE.

Comme le tenseur de contrainte, le tenseur de déformation finie se réoriente au niveau de la chaîne (Figure 4.13). Dans la partie sud du modèle et au niveau de la pointe sud du bloc de Trujillo, la compression est orthogonale à l'axe de la chaîne et l'allongement lui est parallèle. On observe toutefois une rotation de 90° des axes du tenseur de déformation dans le flanc NW, entre les deux zones de maximums de déformation, et dans le flanc SE. La forme du tenseur de déformation finie varie en fonction du régime de déformation dominant (Figure 4.13). Les maximums de compression se traduisent par un tenseur allongé dans la direction de déformation minimale, alors que les zones en extension sont caractérisées par un tenseur allongé suivant la direction de déformation maximale.

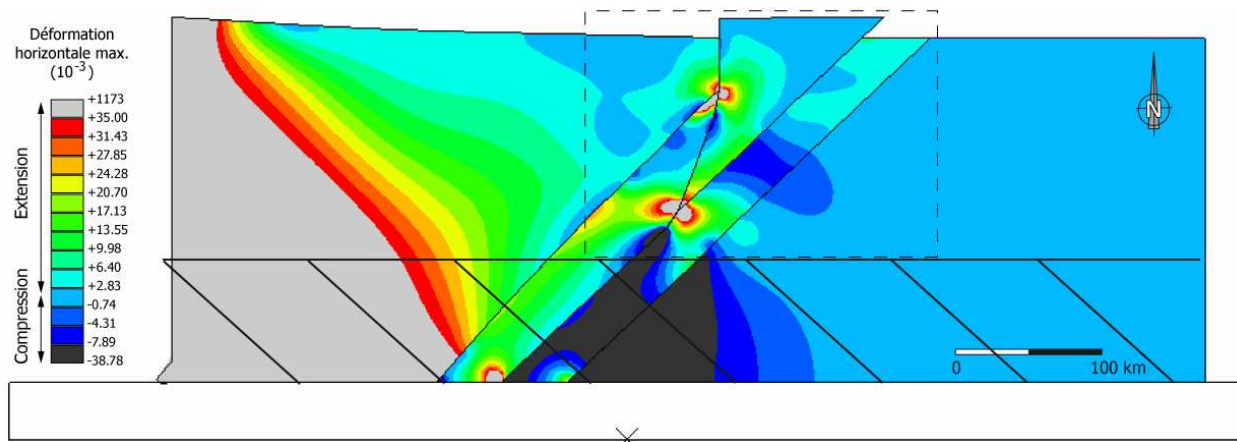


Figure 4.12 – Représentation de la déformation horizontale maximale sur l'ensemble du modèle, après 3,4 Ma. Les valeurs positives (de gris à bleu turquoise) correspondent à une déformation extensive. Les valeurs négatives (bleu et noir) montrent une déformation compressive. Le bleu clair représente le minimum de la déformation puisqu'il représente les valeurs où elle change de signe. La zone hachurée est perturbée par les effets de bord du contact sud. La zone grise à l'ouest est liée au déplacement de la partie ouest du bloc de Maracaïbo. Nous représenterons uniquement la zone située à l'intérieur du cadre noir dans les parties suivantes.

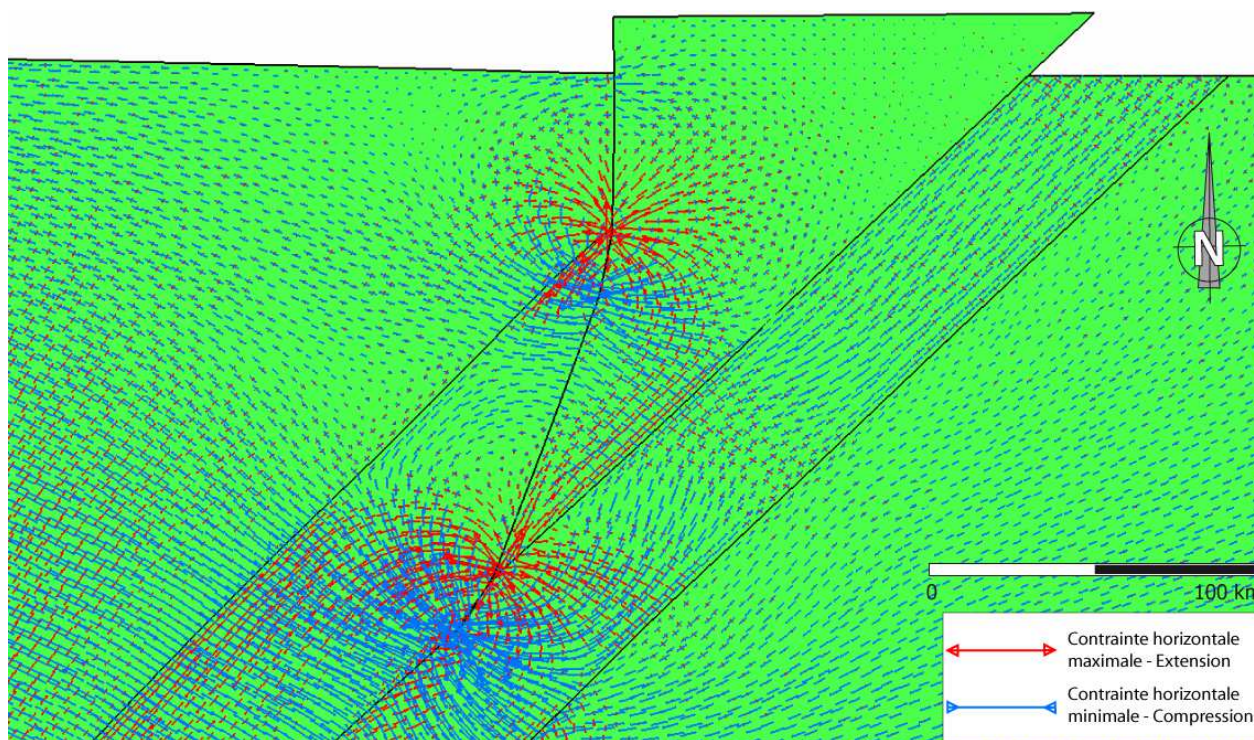


Figure 4.13 – Représentation du tenseur de déformation finie dans le plan horizontal, sur l'ensemble du modèle, après 3,4 Ma. Le tenseur est allongé dans la direction de déformation minimale lorsque la compression domine, alors qu'il est allongé dans la direction de déformation maximale lorsque l'extension domine le régime de déformation.

Distribution temporelle de la déformation

La déformation se propage progressivement au cours du temps dans le bloc de Maracaïbo (Figure 4.14). On remarque que l'extension à l'intérieur du bloc de Trujillo commence dès les premiers stades de convergence même si elle est très faible. De même, les déformations extensive et compressive se concentrent aux endroits des futurs maximums dès le début de la modélisation. L'évolution de la déformation au cours du temps nous renseigne également sur l'importance de la perturbation des effets de bords. On voit très nettement sur la figure 4.14 que tout le tiers inférieur du modèle est perturbé par une compression liée à l'interaction avec le plan fixe au sud du modèle. Cette compression parasite se propage pour atteindre le secteur où la compression est maximale le long de la faille de Boconó.

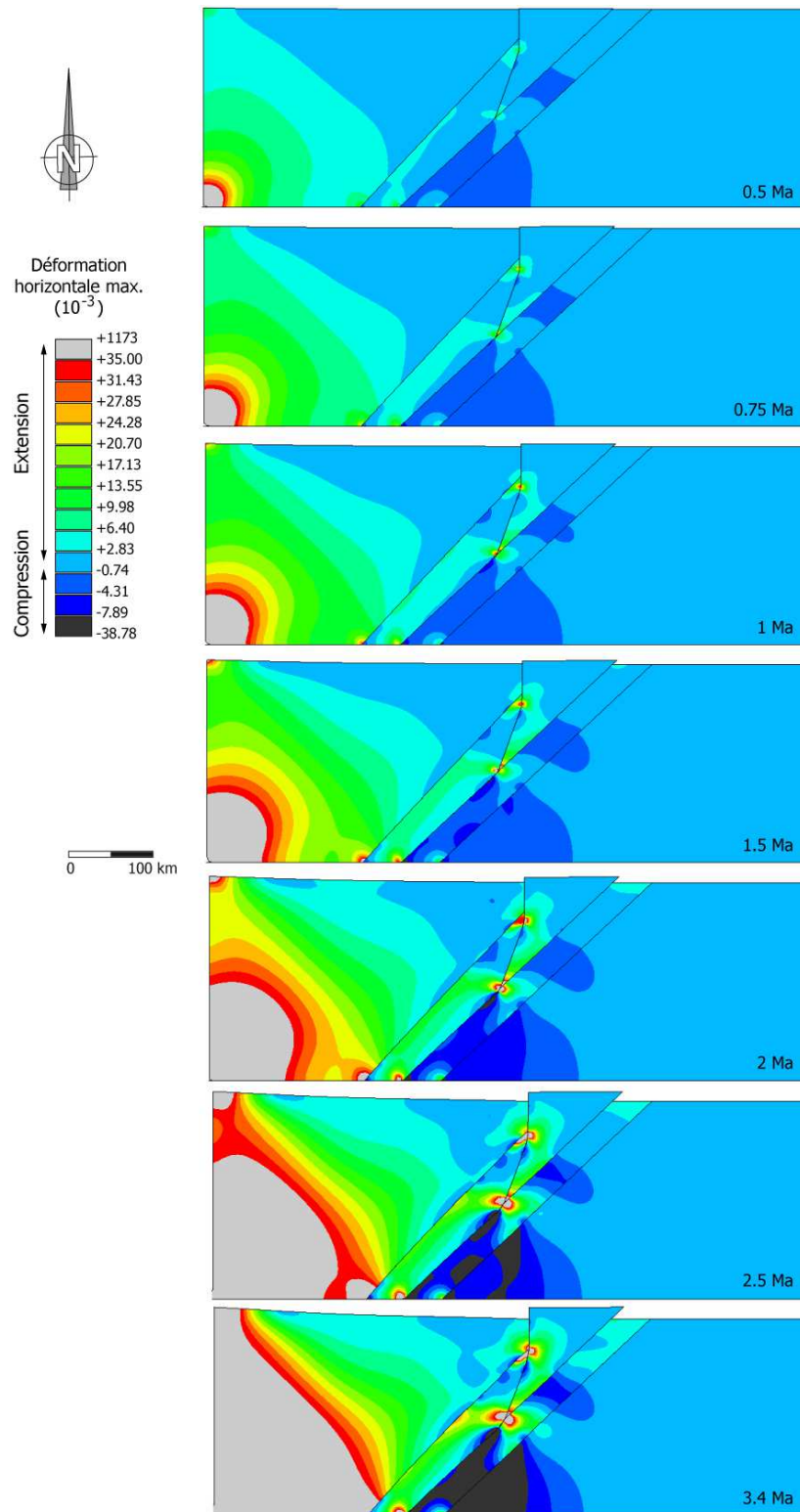


Figure 4.14 – Représentation de la déformation horizontale maximale sur l'ensemble du modèle en fonction du temps. La déformation se concentre sur les régions des futurs maximums dès les premiers stades de raccourcissement. L'influence des effets de bord liés au contact sud est très nette.

4.3.2.2 Relation entre échappement et déformation

Pour vérifier que les déformations sont liées à l'échappement du bloc de Trujillo, nous avons imposé une friction forte (0,9) sur l'ensemble des failles pour empêcher cet échappement (Figure 4.15, modèle E0 dans le tableau 4.2). Ce modèle montre une déformation extensive diffuse dans la chaîne, dont la plus importante est localisée à la bordure sud du modèle et comporte surtout les effets de bords (Figure 4.15). Le tenseur de déformation est allongé dans la direction de déformation minimale, exprimant une compression sur l'ensemble du modèle. De plus la direction de cette compression ne se réoriente pas au niveau de la chaîne, mais conserve une direction WNW-ESE (Figure 4.16).

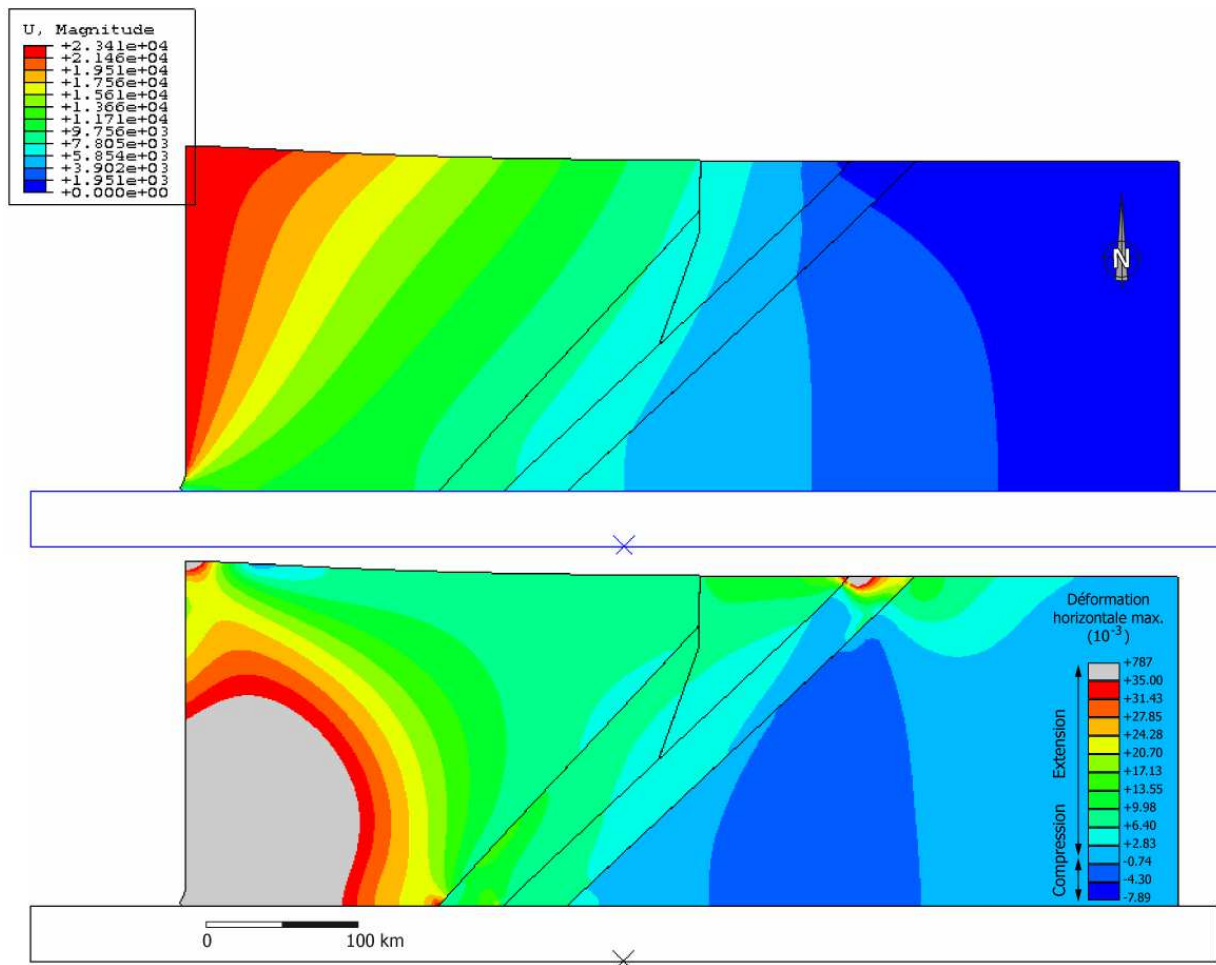


Figure 4.15 – Modèle de déformation (E0) considérant une friction forte de 0,9 sur l'ensemble des failles. En haut : représentation des déplacements en mètres. Le bloc de Trujillo ne s'échappe pas. En bas : la carte de déformation ne présente pas de maximum en compression ni en extension au niveau du bloc de Trujillo.

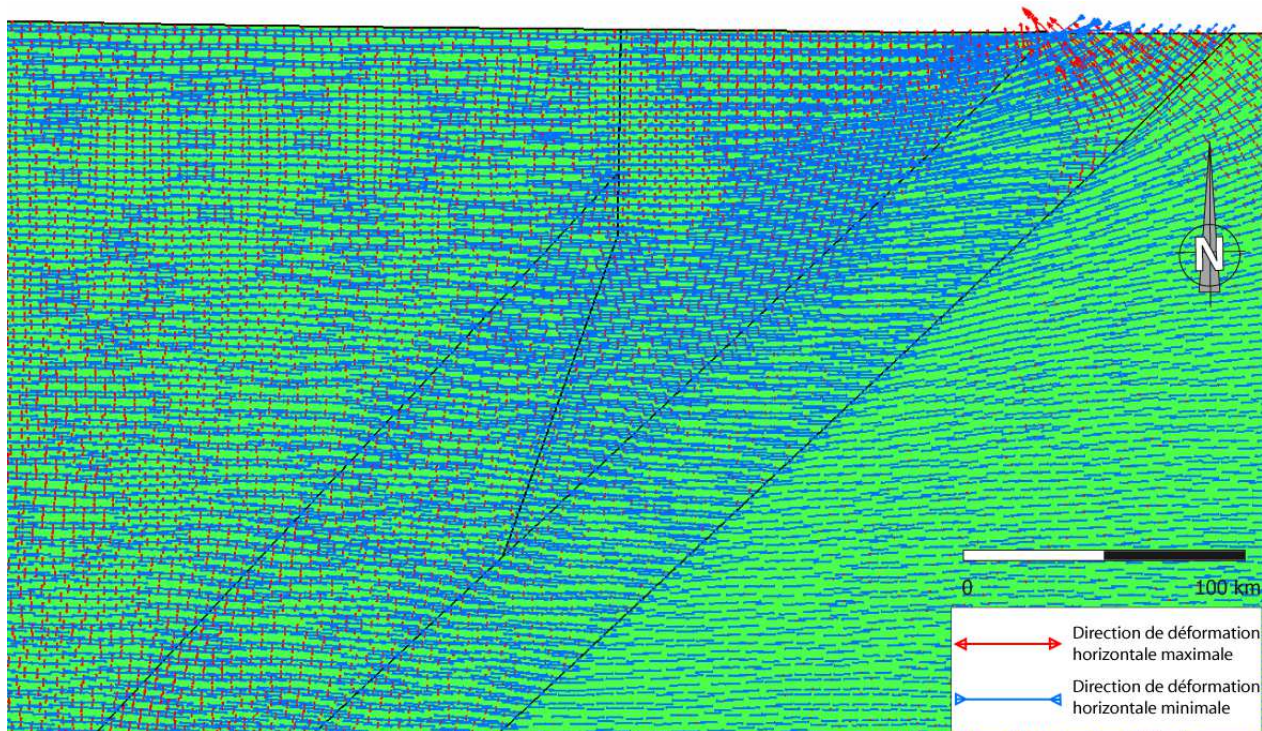


Figure 4.16 – *Forme du tenseur de déformation lorsque la friction des failles est forte (0,9). Le tenseur est allongé selon la direction minimale de la déformation caractérisant un régime en compression. L'axe de déformation compressive conserve une orientation WNW-ESE au passage des failles principales.*

4.3.2.3 Etude paramétrique

La modélisation de l'échappement nous permet de tester le rôle de la friction des failles. Les caractéristiques de chacun des modèles testés ainsi que les résultats en terme d'échappement sont récapitulés dans le tableau 4.2. La friction des failles a été définie en accord avec les coefficients généralement choisis pour des frictions faible (0,02) et moyennement forte (0,4) (Chéry et al., 2001; Vernant & Chéry, 2006; Maniatis & Hampel, 2008). Dans la suite nous comparerons les modèles au modèle de référence décrit dans la section 4.3.2.1.

Rôle de la friction des failles

Les résultats de la modélisation montrent que la quantité d'échappement et la distribution de la déformation sont directement liées à la friction des failles (Tableau 4.2). Les modèles E2 et E4 indiquent qu'une friction forte (0,4) le long de la faille de Boconó ou de la faille de Valera

Modèles	Friction des failles				Echappement TB
	BF	VF	CH NW	CH SE	(km) vers le nord
E ref	Non	Non	Non	Non	25,95
E0	0,9	0,9	0,9	0,9	0
E2	0,4	Non	Non	Non	19,45
E4	Non	0,4	Non	Non	15,11
E6	Non	Non	0,4	Non	25,95
E8	Non	Non	Non	0,4	23,78
Optimal	0,4	0,02	0,05	Non	19,40

TAB. 4.2 – Tableau récapitulatif des paramètres testés dans les différents modèles, et leur influence sur la quantité d'échappement. TB : Bloc de Trujillo ; BF : faille de Boconó ; VF : faille de Valera ; CH NW : chevauchement NW ; CH SE : chevauchement SE.

conduit à un déplacement vers le nord du bloc de Trujillo de 19 et 15 km respectivement. Le style d'échappement est différent :

- une friction forte de la faille de Valera (modèle E4) revient à bloquer la faille, soudant alors le bloc de Trujillo avec le bloc de Maracaïbo qui forment un ensemble qui s'échappe le long de la faille de Boconó (Figures 4.17 et 4.18 B). La valeur de la déformation en extension diminue sur l'ensemble du modèle. La déformation compressive se concentre dans le flanc SE et dans le bouclier Guyanais.

- une forte friction de la faille de Boconó (modèle E2) en revanche permet d'individualiser le bloc de Trujillo mais limite l'échappement (Figures 4.17 et 4.18 A). La friction de la faille de Boconó augmente la déformation en compression le long des deux chevauchements d'avant-pays, ainsi que l'extension dans la zone à la jonction du chevauchement NW avec la faille de Valera. A cela s'ajoute une augmentation de la compression dans le flanc SE. Ces résultats montrent l'importance de l'orientation et de la friction des failles de Valera et de Boconó par rapport à la contrainte sur le style de déformation.

La friction le long des chevauchements d'avant-pays n'influence pas de façon significative l'échappement du bloc (modèles E6 et E8 du Tableau 4.2 et Figures 4.17 et 4.18 C et D). Une friction forte sur le chevauchement NW a pour effet de diminuer l'extension dans la zone au contact du chevauchement NW avec la faille de Valera (Figures 4.17 et 4.18 C). Elle augmente aussi la compression le long de la faille de Valera au sud de son changement de direction, ainsi que dans le flanc NW de la chaîne. Une friction forte sur le chevauchement

SE n'a que très peu d'influence sur la distribution de la déformation par rapport au modèle de référence (Figures 4.17 et 4.18 D).

D'après ces résultats, il apparaît que le partitionnement de la déformation n'est pas effectif dans notre modèle. Ceci est lié au choix de la modélisation en 2D alors que le processus est bien mis en évidence à partir de modélisation analogique (McClay et al., 2004) et numérique 3D (Seyferth & Henk, 2004).

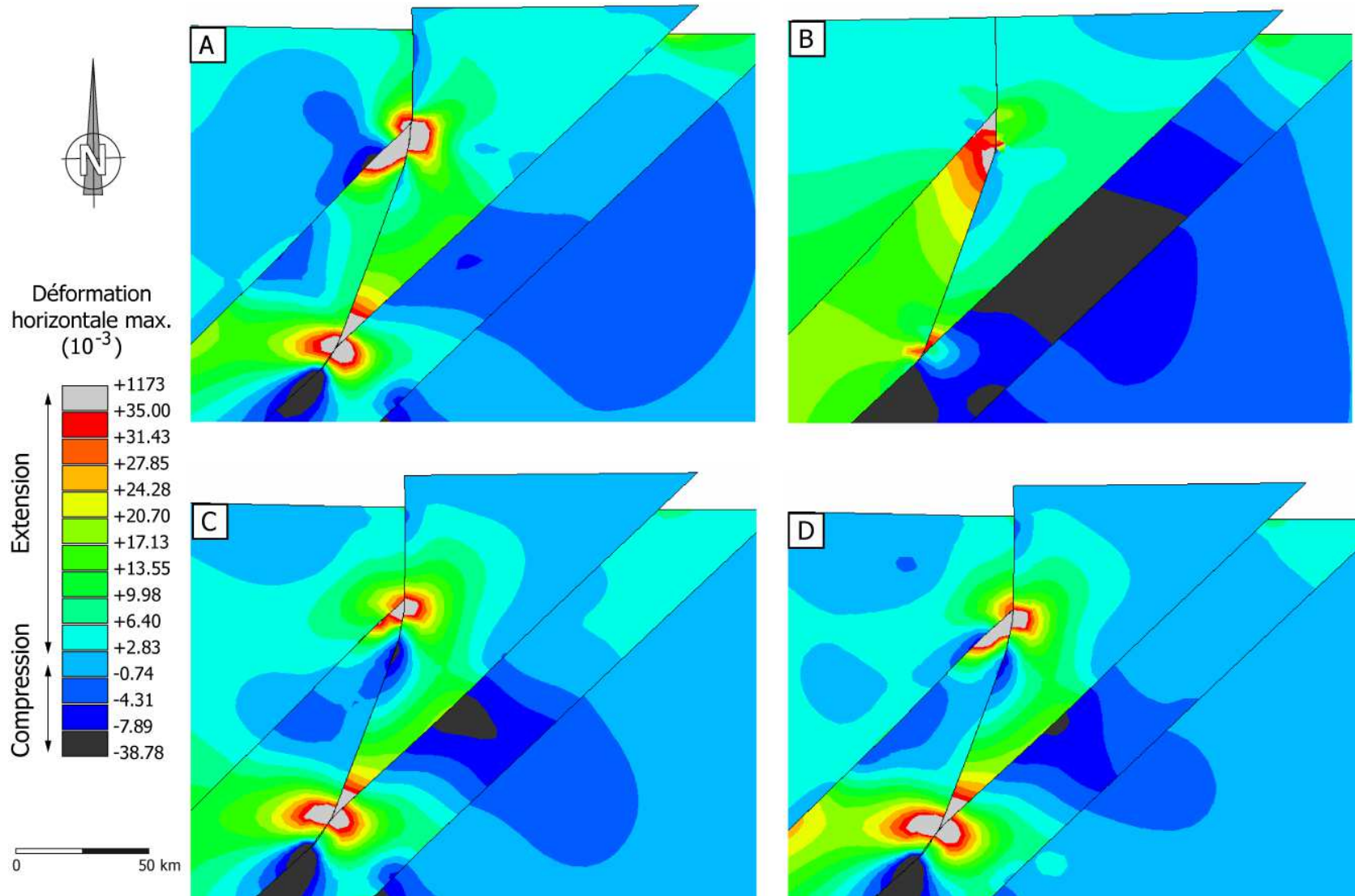


Figure 4.17 – Comparaison de l'influence de la friction des failles sur la distribution de la déformation. La déformation horizontale maximale est représentée après 3,4 Ma. Les valeurs positives (de gris à bleu turquoise) correspondent à une déformation extensive. Les valeurs négatives (bleu et noir) montrent une déformation compressive. A : modèle E2; B : modèle E4; C : modèle E6; D : modèle E8 (voir le Tableau 4.2 pour la valeur des différents paramètres).

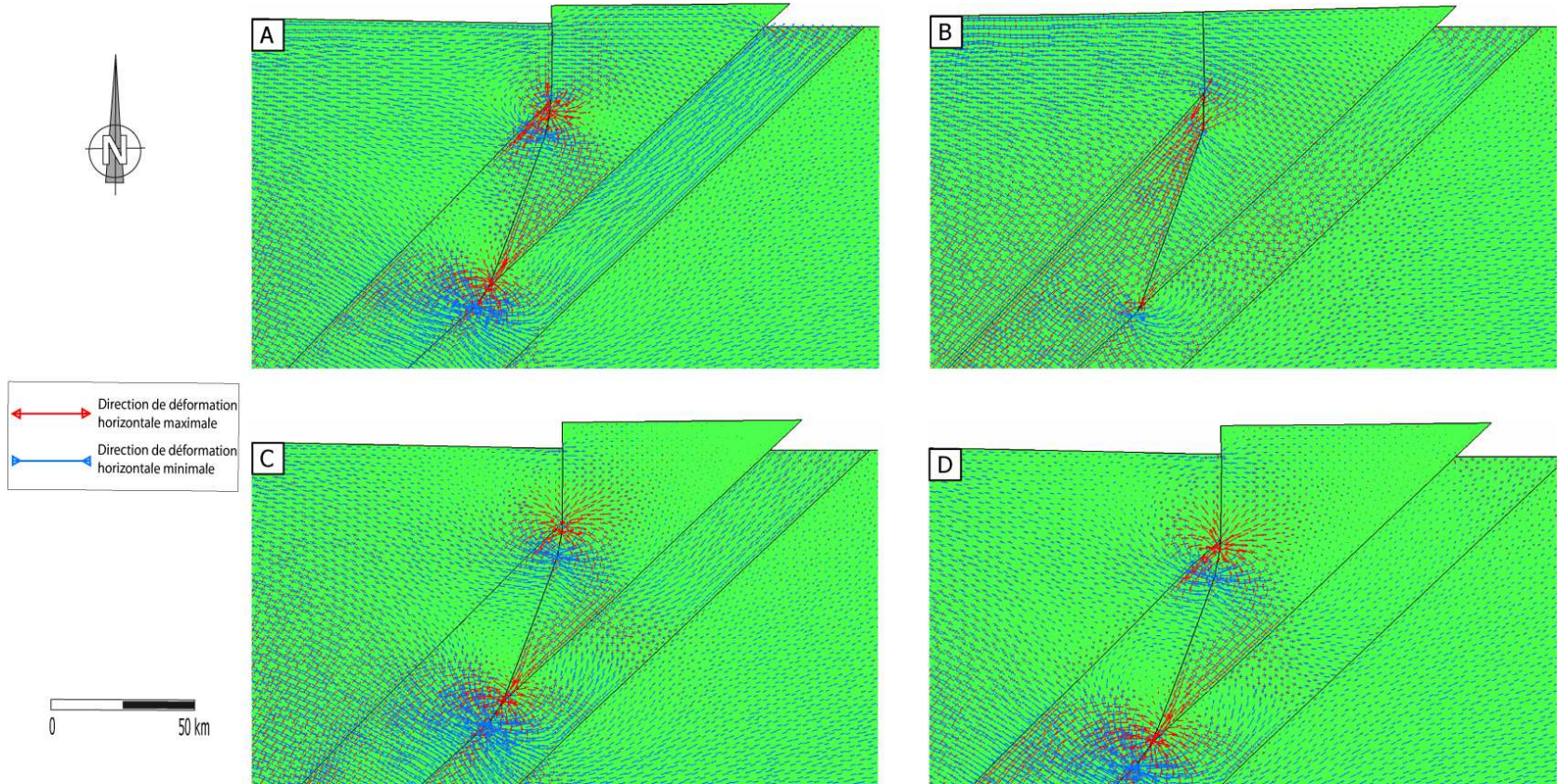


Figure 4.18 – *Comparaison de l'influence de la friction des failles sur la forme du tenseur de déformation finie. A : modèle E2; B : modèle E4; C : modèle E6; D : modèle E8 (voir le Tableau 4.2 pour la valeur des différents paramètres).*

4.3.3 Modélisation en rhéologie élastoplastique

L'utilisation d'une rhéologie élastoplastique constitue un meilleur analogue pour modéliser la déformation des roches de la croûte supérieure. Cette rhéologie permet des déformations intra-blocs pouvant alors générer une déformation des éléments. Dans le cas idéal, il faudrait effectuer un remaillage du modèle à chaque pas de temps donné, de la même façon que Seyferth & Henk (2004). Nous n'avons cependant pas effectué cette opération qui nécessite un temps de calcul trop long. La conséquence directe du non remaillage est l'arrêt prématuré du calcul. Il s'agit ici d'une limite majeure pour modéliser la déformation sur des échelles de temps de plusieurs millions d'années et pour pouvoir ainsi comparer les modèles élastoplastiques et élastiques sur 3,4 Ma. Nous nous limiterons alors à présenter les résultats du modèle élastoplastique de référence, construit avec les mêmes conditions aux limites que le modèle de référence élastique (Figure 4.19).

Le calcul s'arrête à 60 000 ans (Figure 4.19). Le bloc de Trujillo s'échappe de 380 m vers le nord, à comparer avec les 330 m du modèle élastique pour ce même intervalle de temps. La direction des contraintes principales est conservée. Le seuil de plasticité étant atteint, la déformation plastique est localisée à la pointe sud du bloc de Trujillo et immédiatement autour. Elle se prolonge suivant une orientation E-W vers le chevauchement NW. L'extension est aussi présente à la jonction du chevauchement NW et de la faille de Valera. Le bloc de Maracaïbo est soumis à un écoulement plastique sur l'ensemble de sa moitié méridionale qui est lié à un effet de bord. La déformation élastique est figurée en bleu clair sur la figure 4.19. Le bloc de Trujillo est soumis à une extension faible essentiellement localisée à l'ouest de la faille de Boconó et au changement d'orientation de la faille de Valera.

Les zones de déformation extensive identifiées dans la modélisation élastique sont celles du modèle élastoplastique, permettant ainsi de valider les résultats de la modélisation en utilisant une loi de comportement plus appropriée à la rhéologie des roches de la croûte supérieure.

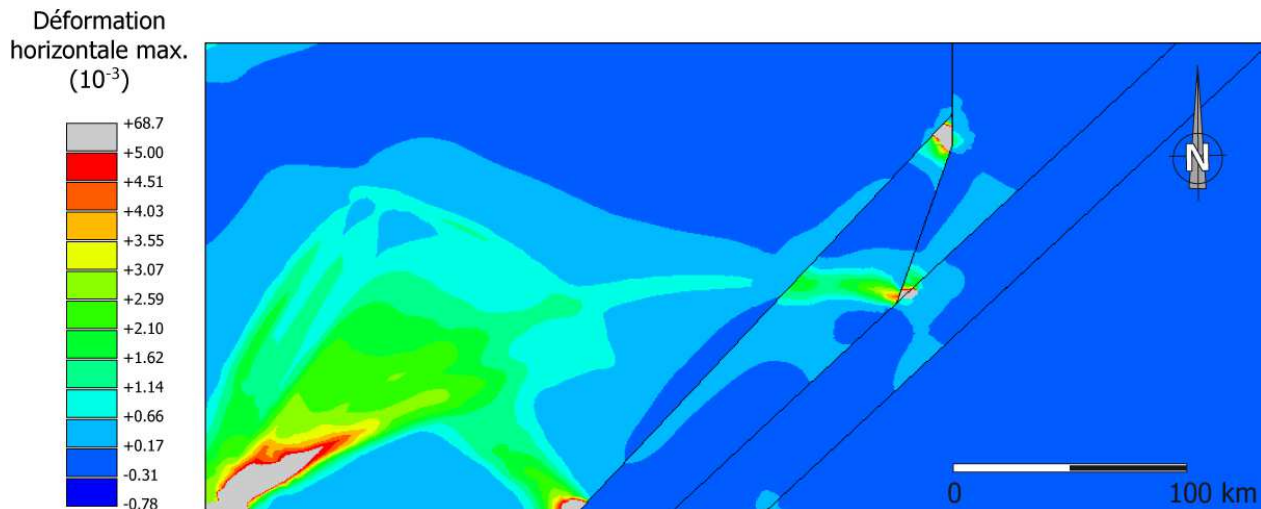


Figure 4.19 – Représentation de la déformation horizontale maximale plastique et élastique dans les Andes de Mérida, après 60 000 ans. Les valeurs positives (de gris à bleu turquoise) correspondent à une déformation extensive. Les valeurs négatives (bleu foncé) montrent une déformation compressive. La déformation élastique (bleu clair) est superposée à la déformation plastique.

4.4 Discussion

4.4.1 Choix du modèle optimal

Les différents paramètres testés nous permettent de sélectionner un modèle optimal pour rendre compte de la déformation dans les Andes de Mérida :

- les modèles avec un coefficient de friction fort (0,4) le long de la faille de Boconó conduisent à l'échappement du bloc de Trujillo d'une part, et à la localisation de la contrainte compressive le long des deux chevauchements d'avant-pays d'autre part (Figure 4.17 A). Ce choix est de plus motivé par la localisation de séismes historiques destructeurs le long de la trace de la faille (cf. Figure 1.10, chapitre 1), et par les études de paléosismicité (Audemard, 1997; Audemard et al., 1999, 2005; Alvarado et al., 2007; Audemard et al., 2008). La faille de Boconó a donc un comportement de faille bloquée « stick slip » compatible avec un fort coefficient de friction.
- les modèles montrent la nécessité d'une friction faible (0,02) le long de la faille de Valera. Une friction trop forte bloque les déplacements sur la faille empêchant le bloc de Trujillo de s'individualiser. Ceci est en accord avec l'absence de séismes historiques

destructeurs attribués à la faille. On pourrait imaginer un comportement de glissement continu « fault creep » générant une sismicité modérée, comme le long de la faille de San Andreas en Californie centrale (Turcotte & Schubert, 2002; Chéry et al., 2004).

- une friction forte sur le chevauchement NW produit une augmentation de la déformation compressive le long de la faille de Valera, au sud de son changement de direction. Ceci n'est pas en accord avec la composante normale des failles de Momboy et Motatan observée sur le terrain (Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006). En conséquence la friction sera choisi faible (0,05) mais supérieure à celle de la faille de Valera d'après la sismicité historique (cf. Figure 1.10, chapitre 1).
- l'influence du chevauchement SE est minime sur la distribution de la déformation dans le reste de la chaîne, la friction de cet accident sera donc laissée libre.

Ces éléments permettent de proposer un modèle « optimal » qui intègre ces différents paramètres (Figures 4.20 et 4.21), soit :

- une vitesse moyenne du bloc de Maracaïbo de 5,64 mm/an qui se répartie entre 5,43 mm/an vers le nord et 5,29 mm/an vers l'est
- une friction de la faille de Boconó de 0,4
- une friction de la faille de Valera de 0,02
- une friction du chevauchement NW de 0,04
- pas de friction le long du chevauchement SE

4.4.2 Limites du modèle

La principale limite du modèle à deux dimensions est qu'il ne peut pas rendre compte du partitionnement de la déformation. Il ne prend pas en compte non plus les forces verticales comme la gravité ou la pression hydrostatique, ni la déformation verticale tel que l'épaississement crustal. De plus, en modélisant uniquement la croûte supérieure, le modèle ne permet pas d'exprimer la déformation profonde ductile de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique. Ainsi il n'est pas possible d'établir des relations entre les failles et les discontinuités profondes telles que les niveaux de décollement. Toutefois notre hypothèse d'un niveau de décollement intra-crustal permet de justifier le choix du modèle qui peut s'avérer simpliste mais qui est validé par le modèle de déformation élastoplastique.

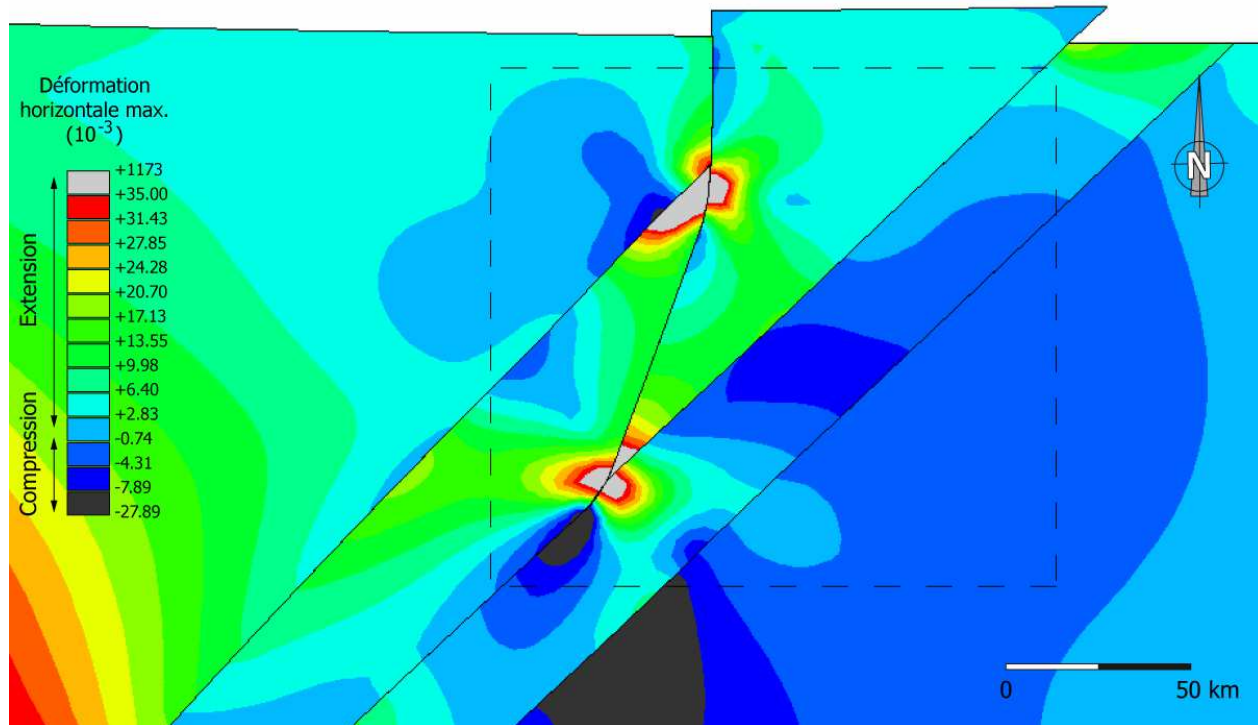


Figure 4.20 – *Modèle de déformation optimal de la partie centrale des Andes de Mérida. L’extension se concentre à la pointe sud du bloc de Trujillo et immédiatement au sud de celle-ci dans les deux flancs de la chaîne, ainsi qu’au changement de direction de la faille de Valera dans le bloc de Trujillo et dans le flanc NW. Le modèle témoigne d’une compression forte au sud du bloc de Trujillo sur la faille de Boconó et relativement plus faible sur les chevauchements d’avant-pays. Le cadre noir indique la zone sélectionnée pour la figure 4.22.*

La direction NE-SW de la contrainte et de la déformation compressive dans le flanc SE et à l’est du chevauchement SE (Figures 4.11 et 4.21) est liée aux conditions de bords qui empêchent ce flanc et le bouclier Guyanais de se déplacer vers le nord. En effet cette direction n’est compatible ni avec les observations structurales, ni avec les mécanismes au foyer. Au contraire les études s’accordent à dire que la contrainte horizontale maximale est orientée au NNW-SSE.

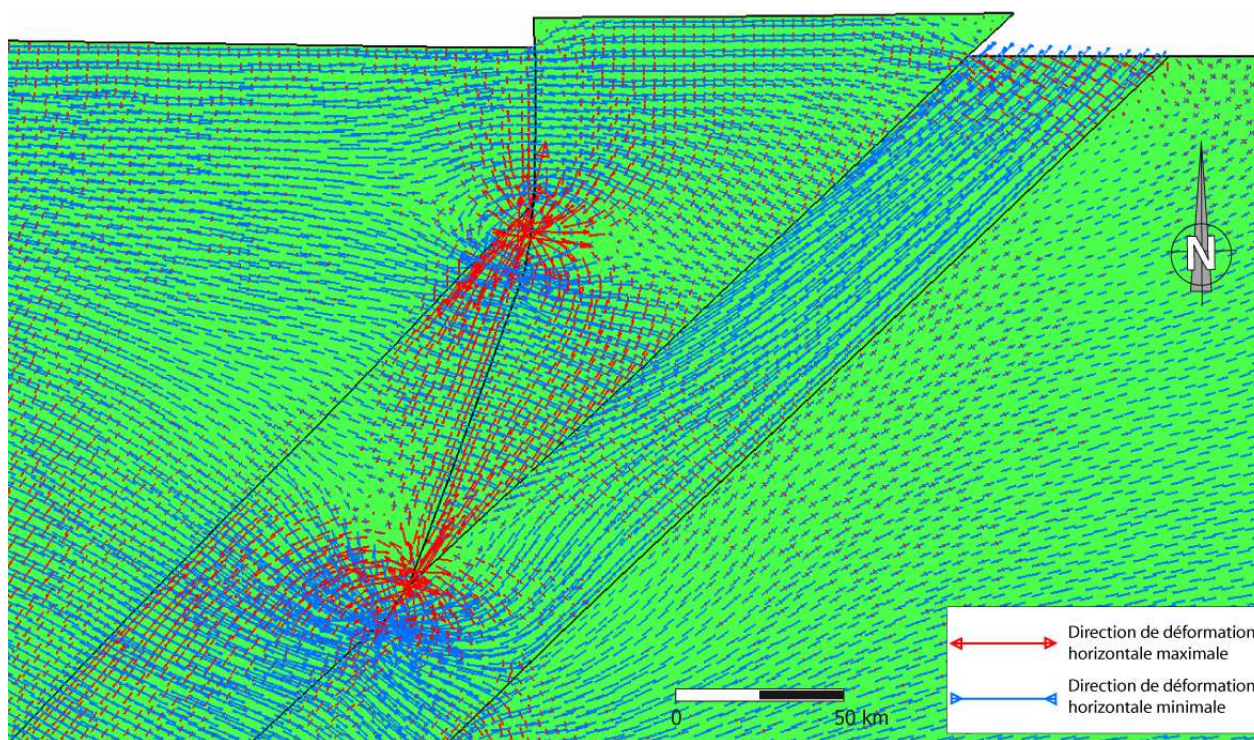


Figure 4.21 – *Forme du tenseur de déformation finie pour le modèle de déformation optimal de la figure 4.20. Le tenseur est allongé dans la direction de déformation maximale aux endroits où la déformation extensive se concentre. Le tenseur est allongé dans la direction de déformation minimale là où le régime de déformation extensive domine. La direction de l'axe de déformation maximale est parallèle aux failles principales, sauf dans le flanc SE, à cause des conditions de bord (voir texte).*

4.4.3 Validité du modèle face aux observations géologiques

La modélisation numérique montre que la direction des contraintes est cohérente avec les observations de terrain. La compression NW-SE dans la chaîne est en accord avec l'état de contrainte général de la phase andine décrite dans différents travaux (Audemard & Audemard, 2002; Colmenares & Zoback, 2003; Audemard et al., 2005; Hervouët et al., 2005). En complément, la présence d'une extension NE-SW à la pointe sud du bloc de Trujillo est celle qui est tirée des analyses structurales (Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006).

Distribution de la déformation

Le modèle optimal permet de proposer une carte de la distribution de la déformation pour

la partie centrale des Andes de Mérida, qui peut être comparée à une carte de la déformation obtenue à partir des observations géologiques (Figure 4.22 et 4.23).

Un régime de déformation compressif est localisé dans les deux bassins d'avant-pays, à l'est du chevauchement SE et à l'ouest du chevauchement NW. A l'intérieur de la chaîne, la déformation compressive est distribuée dans le flanc SE, notamment dans la région du Cerro Azul, en accord avec un système de rétro-chevauchement décrit par Colletta et al. (1997). Par contre, elle est pratiquement absente dans le flanc NW. Le maximum de déformation compressive est localisé sur la faille de Boconó, au sud de la jonction entre les failles de Boconó et de Valera, dans la région de Mucubají. La compression dans cette zone est en accord avec le mécanisme au foyer numéro 36 de Audemard et al. (2005). L'accumulation de la contrainte compressive est également en accord avec les études de paléosismicité effectuées le long de la faille dans ce secteur (Audemard et al., 1999). D'après notre modèle, l'origine de cette concentration de contrainte compressive est directement liée à l'échappement du bloc de Trujillo qui crée un léger changement d'orientation de la faille de Boconó.

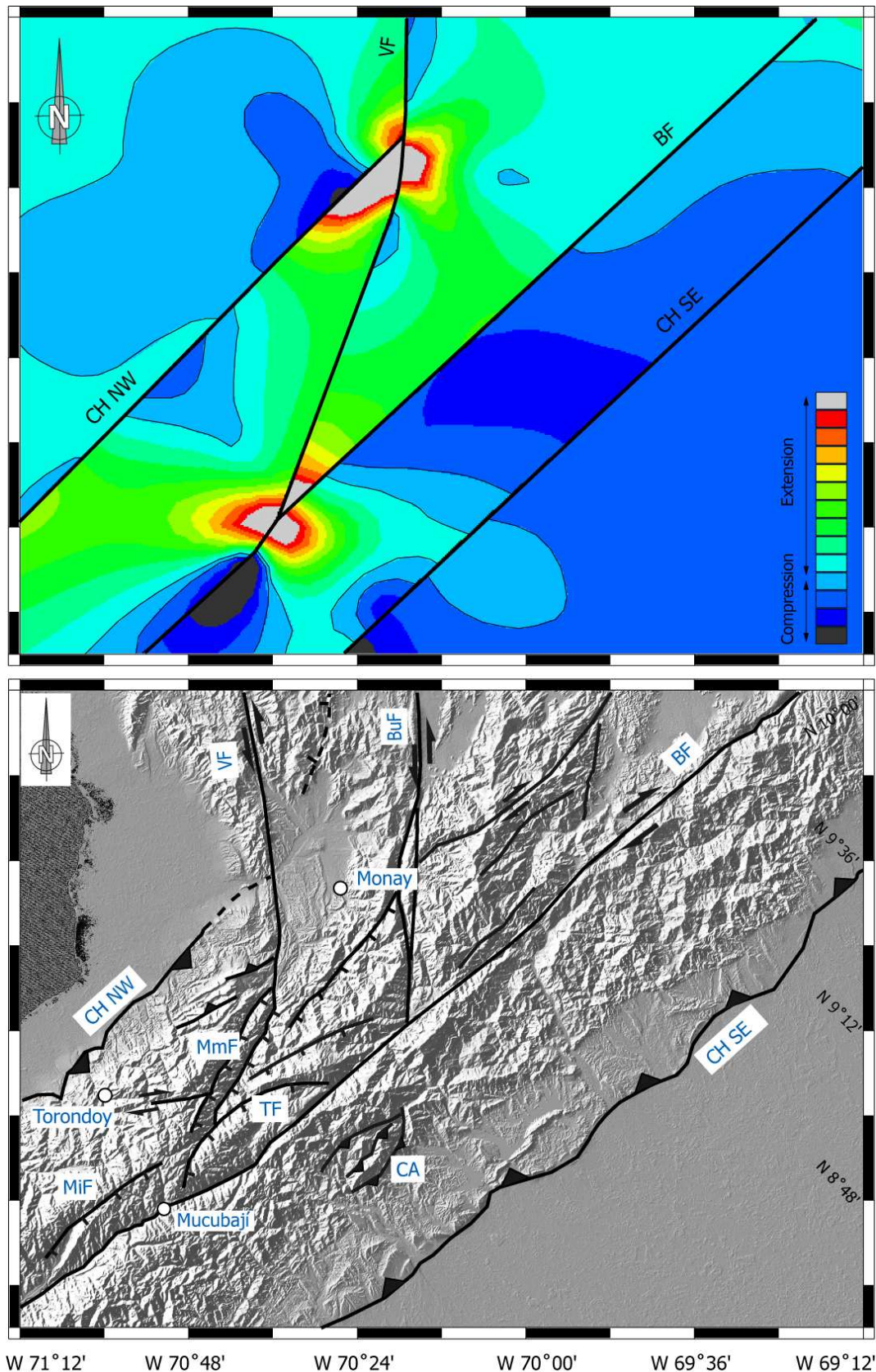


Figure 4.22 — Comparaison entre la carte de la déformation du modèle optimal (haut) et la carte des failles récentes et actives représentées sur un MNT SRTM (bas), d'après les cartes néotectoniques de Beltrán (1993) et Audemard et al. (2005), ainsi que les travaux de Dhont et al. (2005) et Backé et al. (2006). Les abréviations sont répertoriées dans la légende de la figure suivante.

Le bloc de Trujillo est majoritairement affecté par un régime de déformation extensif lors de son échappement (Figure 4.22 et 4.23). Cependant cette extension reste faible à l'échelle du bloc qu'on peut considérer comme étant quasi rigide. L'extension peut être aussi relativement forte à l'échelle locale. A la pointe sud du bloc, la déformation en extension est cohérente avec les mouvements en faille normale répertoriés sur les failles de Motatan (Audemard et al., 2005), de Momboy, de Jajo, de San Lazaro et de Tuñame où le maximum d'extension est enregistré le long de cet accident actif au quaternaire (Audemard et al., 2005; Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006). L'échappement génère également de l'extension à l'extérieur du bloc en échappement et notamment à l'ouest de la faille de Tuñame où elle peut être corrélée avec la présence d'une faille normale quaternaire dans la vallée de Mifafi (Dhont et al., 2005).

La deuxième zone présentant un maximum de déformation extensive est située au contact entre le chevauchement NW et la faille de Valera (Figure 4.22 et 4.23). Une concentration de la déformation dans cette région est en accord avec une activité sismique importante notamment sur la faille de Valera (Figure 1.10). A l'intérieur du bloc, l'extension se corrèle avec la localisation de la dépression de Monay dont la subsidence active est attestée par le remplissage quaternaire (Hackley et al., 2005). A l'extérieur du bloc en revanche, l'extension prédite sur le modèle numérique n'est pas validée par les observations de terrain. La zone extensive située dans le prolongement du système de chevauchements NW dont fait partie le chevauchement de Las Virtudes ne se corrèle pas avec le mécanisme au foyer numéro 1 sur la figure 1.10 présentant une solution inverse. Le maximum d'extension dans cette zone est sans doute lié à notre approche purement géométrique du problème qui ne permet pas de rendre compte de l'interaction complexe entre un chevauchement et un décrochement en 2D.

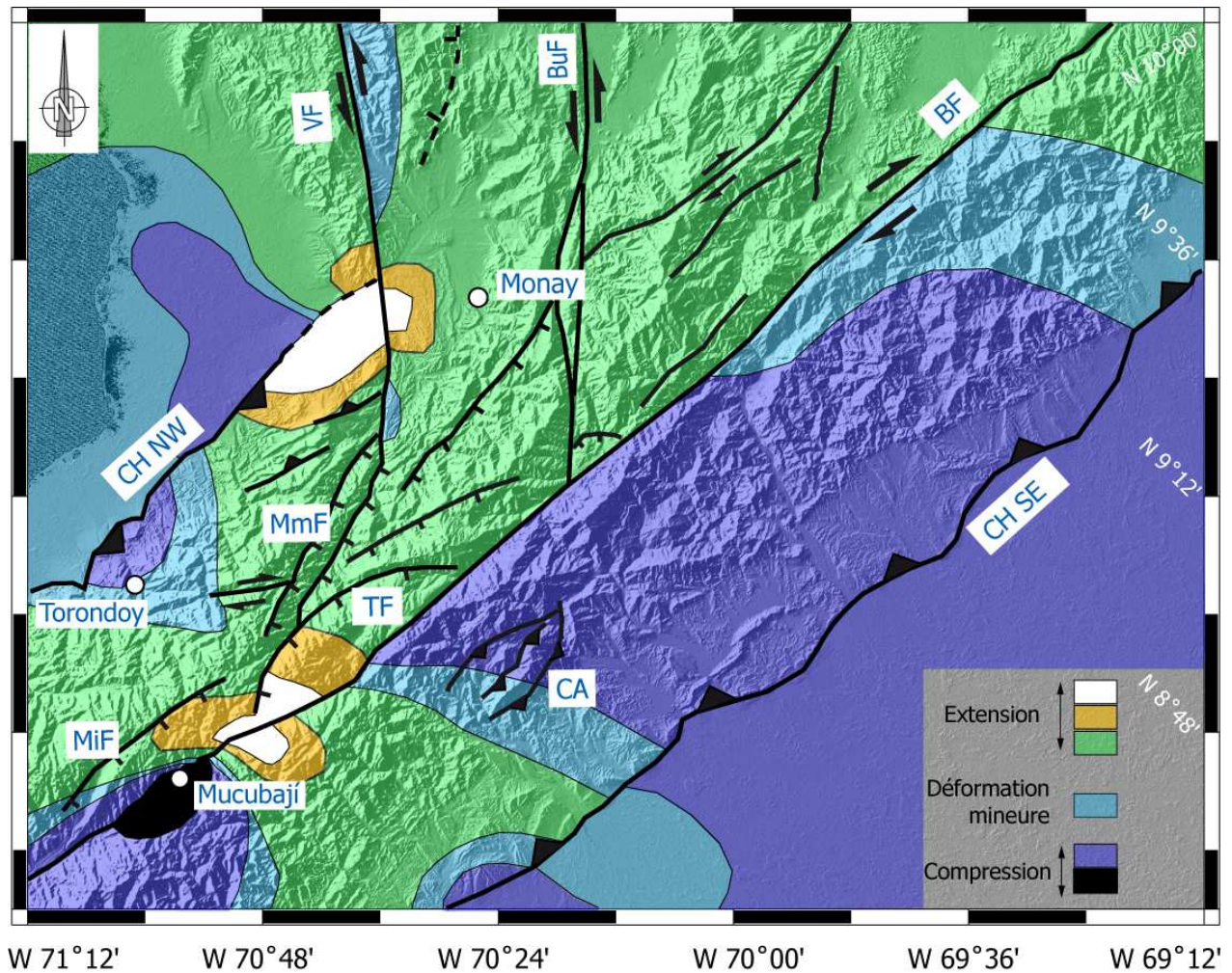


Figure 4.23 – Carte de la distribution des déformations du modèle optimal adaptée à la géométrie des failles récentes et actives cartographiées. L'ensemble est superposé sur un MNT SRTM. CH NW : chevauchement NW ; VF : faille de Valera ; MmF : Failles de Momboy-Motatan ; TF : Faille de Tuñame ; BF : Faille de Boconó ; CH SE : Chevauchement SE ; MiF : Faille de Mifafi ; CA : Cerro Azul ; BuF : Faille de Burbusay. Les cercles blancs symbolisent les localités, dont le village de Monay qui donne son nom au bassin.

Même si l'extension obtenue avec le modèle mécanique ne semble pas être en accord avec la géologie dans la zone d'interaction du chevauchement NW avec la faille de Valera, plusieurs éléments de comparaison peuvent être discutés. Tout d'abord, la cartographie des failles dans cette région a forte couverture végétale reste encore incertaine (Beltrán, 1993; Hackley et al., 2005). Ensuite, seules les roches du Méso-Cénozoïque sont à l'affleurement dans ce secteur alors que plus au sud sont exposées les formations du socle paléozoïque à précambrien (Hackley et al., 2005). La préservation des roches plus récentes pourrait être liée à un soulèvement relatif plus faible en lien avec de l'effondrement. Enfin et en accord avec le point précédent, Hervouët et al. (2001) reportent la présence de failles normales à 40 km plus au sud dans la région de Torondoy (Figure 4.23).

Déplacement de la faille de Boconó

Les données géodésiques montrent que la vitesse moyenne de déplacement du bloc de Maracaïbo est inférieure à la vitesse du bloc de Trujillo le long de la faille de Boconó à la station QUIB (Pérez et al., 2001). La convergence entre le bloc de Maracaïbo et le bouclier Guyanais fixe ne peut donc pas être considérée comme le seul mécanisme responsable du déplacement vers le NE du bloc qui s'échappe. Au niveau de la station QUIB, notre modèle de déformation optimal rend compte d'un glissement dextre V_{MODEL} de 5,6 mm/an à comparer avec la vitesse GPS mesurée à 9,2 mm/an. Cette dernière vitesse, en accord avec les 7-10 mm/an sur les derniers 15 000 ans proposés par Audemard et al. (1999) à partir de datations de moraines déplacées par la faille de Boconó, semble donc satisfaisante.

Notre modèle minimise donc de 3,6 mm/an la vitesse réelle de la faille de Boconó sur la bordure sud du bloc de Trujillo. Cette différence trouve directement une explication dans la nature même du processus que nous avons modélisé. En effet, la simulation numérique 2D de l'échappement du bloc de Trujillo est celle d'un « poinçonnement-extrusion » où le bloc de Maracaïbo est un indenteur et le bloc de Trujillo une pièce triangulaire expulsée vers une bordure libre. La vitesse de 5,6 mm/an prédite par le modèle correspond donc à un mouvement quasi-rigide du bloc de Trujillo, qui ne prend pas en compte d'autres mécanismes susceptibles de se superposer à l'extrusion.

Il semble donc que la convergence intra-continentale entre le bloc de Maracaïbo et le bouclier Guyanais ne soit pas la seule responsable de l'échappement du bloc de Trujillo. Les deux mécanismes majeurs que l'on peut invoquer sont (1) l'effondrement gravitaire du bloc de Trujillo depuis les reliefs importants (5000 m) de la haute chaîne vers la bordure libre constituée par la zone de subduction sud Caraïbe plus au nord et (2) la traction du panneau plongeant sud Caraïbe qui attire le matériel continental sus-jacent vers lui. Le premier mécanisme est cohérent avec notre description d'une extension généralisée dans le bloc de Trujillo où des systèmes de blocs basculés sont limités par des failles normales à faible pendage se branchant sur un niveau de décollement (voir chapitre 3). Le second mécanisme rappelle celui qui a été décrit en Méditerranée Orientale pour rendre compte de l'échappement de l'Anatolie dont un des moteurs principaux est la succion exercée par le retrait du panneau plongeant hellénique (Dhont et al., 2006; Reilinger et al., 2006). Le rapport entre la vitesse de la faille de Boconó prédite par notre modèle et la vitesse GPS de la station QUIB indique que 40% de l'échappement total du bloc de Trujillo pourrait être accommodé par ces deux processus. Des vitesses de glissement de 7-10 mm/an (Audemard et al., 1999) correspondraient à des taux de 20% et 44%.

Ces résultats montrent que même si la fourchette est large (20 - 44 %), le mouvement du bloc de Trujillo ne résulte pas uniquement d'un processus de collision mais que d'autres mécanismes interviennent dans son mouvement. La part relative de l'effondrement gravitaire et de la traction du panneau plongeant reste cependant à déterminer.

4.5 Conclusions

Cette étude montre, par un modèle mécanique 2D simple, que l'échappement du bloc de Trujillo permet d'expliquer en grande partie la distribution de la déformation de la partie centrale des Andes de Mérida. La déformation est principalement extensive au sein du bloc de Trujillo, et ce dès les premiers stades d'échappement. Ce résultat majeur est en accord avec ceux issus d'une modélisation numérique 3D montrant une extension généralisée dans la croûte supérieure au cours d'un mécanisme de poinçonnement avec une bordure libre (Seyferth & Henk, 2004). Le poinçonnement crée donc son propre régime de déformation

extensive, même si elle reste cependant mineure (Figure 4.22 et 4.23). La friction sur les failles de Boconó et de Valera influence directement la quantité et le style d'échappement du bloc de Trujillo, alors que les chevauchements d'avant-pays ne semblent pas jouer un rôle majeur dans le processus.

La carte de déformation produite montre deux zones où l'extension est maximale. La première zone est située à la pointe sud du bloc de Trujillo. Elle correspond à une zone découpée par des failles normales observées sur le terrain (Soulas et al., 1986; Audemard, 2000; Audemard et al., 2005; Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006). L'extension présente en dehors du bloc peut être corrélée à une faille normale dans la vallée de Mifafi. La deuxième zone est située au changement de direction de la faille de Valera et s'étend en dehors du bloc de Trujillo sur le flanc NW de la chaîne. A l'intérieur du bloc elle se superpose au bassin subsident de Monay. A l'extérieur du bloc elle est localisée dans une zone qui semble dominée par de la compression. Il s'agit ici vraisemblablement d'une limite du modèle 2D basé sur des relations géométriques entre les failles. Le maximum de déformation compressive est localisé le long de la faille de Boconó, au sud de sa jonction avec la faille de Valera. Il s'agit d'une zone où l'activité de la faille de Boconó est démontrée par la paléosismicité (Audemard et al., 1999).

Environ un tiers de l'échappement total ne résulte pas du poinçonnement du bloc de Maracaïbo. Le mouvement du bloc de Trujillo s'opère donc à la faveur d'autres processus tels que de l'effondrement gravitaire des zones en relief vers la bordure libre et/ou la force de traction du panneau plongeant sud Caraïbe. La part d'étalement gravitaire et de succion reste mal contrainte.

Conclusions générales et perspectives

Structure des Andes de Mérida et dynamique de l'échappement

Les Andes de Mérida constituent un exemple type de flottement orogénique en contexte de collision continentale, où le partitionnement de la déformation et l'échappement tectonique n'affectent que la croûte supérieure. Les failles majeures telles que la faille de Boconó, la faille de Valera et les chevauchements d'avant-pays se branchent sur un niveau de décollement localisé à la limite fragile/ductile dans la croûte. Le raccourcissement n'est pas homogène dans la chaîne car il varie de 40 km à l'extérieur du bloc de Trujillo, à 30 km dans la partie centrale des Andes, où l'échappement est actif. L'échappement, qui absorberait alors un quart de la déformation compressive, peut être considéré comme un mécanisme majeur à l'échelle de la chaîne.

L'échappement est guidé par les failles de Boconó et de Valera dont les surfaces conditionnent la forme du bloc de Trujillo en profondeur. Ces deux accidents sont définis par des plans de failles listriques à vergence opposée et dont la connexion forme une ligne qui plonge vers le nord et rejoint le niveau de décollement. La forme du bloc de Trujillo est alors celle d'une proue de bateau se déplaçant au-dessus du décollement. Cette géométrie favorise l'étalement latéral du bloc par le biais de forces de gravité. Ces forces verticales sont responsables de l'extension à la pointe sud du bloc qui s'exprime par les failles normales de Motatan, Momboy et Tuñame se branchant à la faille de Boconó. La modélisation numérique 2D montre qu'une extension à l'intérieur du bloc de Trujillo résulte du poinçonnement du bloc de Maracaïbo, se superposant ainsi à l'effondrement gravitaire.

Le mouvement total vers le NE du bloc de Trujillo, pour lequel la friction des failles de Valera et de Boconó jouent un rôle essentiel, n'est donc pas uniquement la conséquence de

l'indentation du bloc de Maracaïbo mais de la combinaison d'autres mécanismes. Environ un tiers de la quantité totale d'échappement s'effectue par d'autres processus, parmi lesquels on peut citer (1) l'effondrement gravitaire du bloc de Trujillo depuis les hauts reliefs des Andes de Mérida vers la zone de subduction sud Caraïbe constituant une bordure libre, et (2) une éventuelle traction du panneau plongeant sud Caraïbe. La part respective d'extension et de traction du panneau plongeant mériterait d'être quantifiée à partir de coupes équilibrées et de données géodésiques, respectivement.

Age des déformations et évolution de la chaîne

Un résultat important concerne l'âge de la faille de Boconó à partir d'une étude morpho-structurale et sédimentaire dans le bassin transtensif de La González. Les déformations dans les sédiments de remplissage les plus anciens, attribués à la formation Lagunillas (Q_{lag}) datée au Villafranchien par Tricart & Michel (1965) et dont la base est fixée à 3,4 Ma (Savage & Curtis, 1970), nous permettent de proposer un âge d'activation de la faille au Pliocène supérieur. Ainsi, le partitionnement dans la chaîne s'initie environ 10 Ma après les premiers stades de soulèvement de l'orogène. L'activation du décrochement le long de la faille de Boconó se traduit par l'échappement du bloc de Trujillo conduisant à l'étalement gravitaire des reliefs pré-existants au sein du bloc.

Le modèle mécanique montre que même si le déplacement du bloc de Maracaïbo s'effectue vers le NE, la contrainte compressive maximale horizontale s'oriente au NW-SE à travers la chaîne de montagne. Cette contrainte est responsable du début du soulèvement de l'édifice au Miocène moyen. La chaîne constitue alors un orogène transpressif n'exposant pas de front de chevauchements bien développés ni de décrochement majeur la traversant longitudinalement. Le Pliocène correspond à une époque de réorganisation majeure dans la structuration de l'édifice. L'augmentation continue du serrage contribue au développement des systèmes chevauchants le long des deux bassins d'avant-pays et provoque l'imbrication de la croûte du bloc de Maracaïbo dans celle du bouclier Guyanais, dont la partie inférieure rentre en subduction continentale. Ce serrage est associé au développement du chevauchement de Las Virtudes qui émerge dans le flanc NW au cours du Pliocène. Afin de minimiser le travail qui

aurait été nécessaire à un soulèvement et à un épaississement continu de la croûte, l'imbrication est suivie par l'activation de la faille de Boconó au Pliocène supérieur.

Perspectives

L'étude de l'échappement du bloc de Trujillo nous a conduit à étudier la faille de Boconó de façon détaillée dans le bassin de La González qui constitue la dépression la plus importante associée au mouvement de la faille. Nous avons obtenu des données essentielles pour mieux caractériser les phases majeures et le style tectonique des déformations dans ce secteur et les résultats ont été extrapolés à l'ensemble de la chaîne. L'étude de la faille de Boconó mériterait d'être généralisée à tous les bassins longeant son tracé pour mieux contraindre le processus d'échappement. En complément, peu de données géologiques existent sur la faille de Valera. Pourtant cet accident de 120 km de long génère une sismicité non négligeable le long de son tracé et au niveau de sa jonction avec le chevauchement NW, ce qui est confirmé par la modélisation numérique indiquant une concentration de la déformation dans ce secteur. La faille de Valera se révèle donc très prometteuse pour des études visant à affiner le modèle d'échappement crustal du bloc de Trujillo.

Le modèle géologique 3D a apporté une nouvelle perception notamment en terme de visualisation pour la réflexion sur la structure profonde des Andes vénézuéliennes. Il s'agit d'une application méthodologique en amont sur laquelle on pourra se baser pour choisir la position d'un profil sismique de type ECORS qui traverserait la chaîne.

Les résultats de la modélisation numérique 2D sur l'échappement du bloc de Trujillo sont très encourageants et permettent d'envisager une étude plus approfondie à partir d'une modélisation numérique en 3D. Le logiciel Abaqus offre la possibilité d'effectuer des simulations 3D mais son utilisation pour des problématiques issues des sciences de la Terre reste limitée en terme de performance car les échelles de temps utilisées dans cette discipline dépassent largement celles qui concernent les sciences de l'ingénieur. Cette simulation numérique 3D pourrait toutefois être effectuée avec Abaqus à condition de remailler le modèle et devrait intégrer le flux de chaleur, la rhéologie de la lithosphère et du niveau de décollement, la gravité ainsi que la pression hydrostatique. Les résultats devraient permettre entre autre

de quantifier la part d'épaississement crustal liée au raccourcissement perpendiculaire à la chaîne, par rapport à la part d'échappement latéral.

Enfin, les dépôts de la formation Lagunillas (Q_{lag}) affleurant dans le bassin de La González devront être datés afin de contraindre de façon absolue le début du remplissage contemporain de l'âge d'activation de la faille de Boconó. Parmi les méthodes de datation, la thermoluminescence semble plus appropriée que les cosmonucléides, méthode pour laquelle nous avons échantillonné mais qui n'a pas donné de résultats car aucune surface sommitale de terrasse alluviale n'est conservée dans le bassin. Les datations par thermoluminescence pourraient également permettre de déterminer l'âge de la formation Q_I dans la quebrada El Barro et l'âge des terrasses de La Horcaz, par rapport à la formation Q_{lag} , contraignant ainsi le contrôle de la faille de Boconó sur la sédimentation et l'ouverture du bassin.

Bibliographie

- Adamek, S., Frohlich, C., & Pennington, W. D., 1988, Seismicity of the Caribbean-Nazca Boundary : Constraints on Microplate Tectonics of the Panama Region, *J. Geophys. Res.*, **93** (B3), 2053–2075.
- Alvarado, M. J., Audemard, F. A., Lafaille, J., Ollarves, R. J., & Rodríguez, L. M., 2007, Análisis paleosismológico de la falla de Boconó en el sector Lagunillas, Estado Mérida, Venezuela, *Congreso de geología de Caracas*.
- Angelier, J., 1990, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress -III. A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys. J. Int.*, **103**, 363–376.
- Audemard, F. A., 1993, Néotectonique, Sismotectonique et Aléa Sismique du Nord-ouest du Venezuela (Système de faille d'Oca-Ancón), *Thèse de doctorat, Université Montpellier II, Montpellier*, p. 369.
- Audemard, F. A., 1997, Holocene and historical earthquakes on the Boconó fault system, southern Venezuelan Andes : trench confirmation, *Journal of Geodynamics*, **24** (1-4), 155–167.
- Audemard, F. A., 2000, Major Active Faults of Venezuela, in *31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*, Brazilian Geological society and others, extended abstract ; CD-ROM format.
- Audemard, F. A., Pantosti, D., Machette, M., Costa, C., Okumura, K., Cowan, H., Diederix, H., & Ferrer, C., 1999, Trench investigation along the Mérida section of the Boconó fault (central Venezuelan Andes), Venezuela, *Tectonophysics*, **308**, 1–21.

- Audemard, F. A., Romero, G., Rendon, H., & Cano, V., 2005, Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions, *Tectonophysics*, **69**, 181–233.
- Audemard, F. A., Ollarves, R., Bechtold, M., Díaz, G., Beck, C., Carrillo, E., Pantosti, D., & Diedrix, H., 2008, Trench investigation on the main strand of the Boconó fault in its central section, at Mesa del Caballo, Mérida Andes, Venezuela, *Tectonophysics*, **459**, 38–53.
- Audemard, F. E., 1991, Tectonics of Western Venezuela, *Thèse de doctorat, Rice University, Houston*, p. 245.
- Audemard, F. E. & Audemard, F. A., 2002, Structure of the Mérida Andes, Venezuela : relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction, *Tectonophysics*, **342**, 299–327.
- Avé Lallemant, H. G., 1997, Transpression, displacement partitioning, and exhumation in the eastern Caribbean/South American plate boundary zone, *Tectonics*, **16** (2), 272–289.
- Backé, G., 2006, Partitionnement de la déformation en zone de convergence : Le cas des Andes vénézuéliennes et du bassin du Neuquén (Andes Centrales méridionales), *Thèse de doctorat Université de Pau et des pays de l'Adour, Pau*, p. 208.
- Backé, G., Dhont, D., & Hervouët, Y., 2006, Spatial and temporal relationships between compression, strike-slip and extension in the Central Venezuelan Andes : Clues for the Plio-Quaternary tectonic escape, *Tectonophysics*, **425**, 25–53.
- Beck Jr., M. E., 1983, On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction, *Tectonophysics*, **93** (1-2), 1–11.
- Bellizzia, A., Pimentel, N., & Bajo, R., 1976, Mapa geológico-estructural de Venezuela. Scale 1 : 500 000., *Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Ed. Foninves, Caracas*.
- Beltrán, C., 1993, Mapa Neotectónico de Venezuela. Scale 1 : 2 000 000, *Funvisis*.
- Bird, P., 1998, Kinematic history of the Laramide orogeny in latitude 35° – 49°N, western United States, *Tectonics*, **17**(5), 780–801.

- Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H., & Vargas, R., 1985, Le poinçon de Pamplona (Colombie) : un jalon de la frontière méridionale de la plaque Caraïbe, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **8 (I-3)**, 403–413.
- Bonini, W. E., De Gaeta, C. P., & Graterol, V., 1977, Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer de la parte norte de Venezuela y áreas vecinas, scale 1 : 1 000 000, *Min. de Energ. y Minas, Dir. de Geol*, Caracas.
- Bott, M. H., 1959, The mechanism of oblique slip faulting, *Geol. Mag*, **96**), 109–117.
- Bowin, C. O., 1976, The Caribbean : Gravity field and plate tectonics, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, p. 169.
- Buiter, S. J. H., Babeyko, A. Y., Ellis, S., Gerya, T. V., Kaus, B. J. P., Kellner, A., Schreurs, G., & Yamada, Y., 2006, The numerical sandbox : comparison of model results for a shortening and an extension experiment. In : Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes. Edited by S. J. H. Buiter and G. Schreurs, *Geological Society London Special Publication*, **253**, 29–64.
- Castrillo-Delgado, J. T., 1997, Structuration Néogène du flanc nord-ouest des Andes vénézuéliennes entre Torondoy et Valera, *Thèse de doctorat, Université de Pau et des pays de l'Adour, Pau*, p. 247.
- Chacín, L., Jácome, M. I., & Izarra, C., 2005, Flexural gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela, *Tectonophysics*, **405**, 155–167.
- Chéry, J., Zoback, M. D., & Hassani, R., 2001, An integrated mechanical model of the San Andreas fault in central and northern California, *J. Geophys. Res.*, **106 (B10)**, 22051–22066.
- Chéry, J., Zoback, M. D., & Hickman, S., 2004, A mechanical model of San Andreas fault and SAFOD Pilot Hole stress measurements, *Geophys. Res. Let.*, **31**, 15–20.
- Chevalier, Y., 1987, Les zones internes de la chaîne sud-caraïbe sur le transect : Ile de Margarita - péninsule d'Araya (Venezuela) : lithostratigraphie, pétrologie, géochimie et évolution

- tectono-métamorphique., *Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest*, p. 464.
- Chorowicz, J., Dhont, D., & Gündogdu, N., 1999, Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension : mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model, *J. Struct. Geol.*, **21**, 511–532.
- Choukroune, P. & ECORS Pyrenees Team, 1989, The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, **8**, 23–39.
- Choukroune, P. & ECORS Team, 1988, The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature*, **331**, 508–510.
- Christie-Blick, N. & Biddle, K. T., 1985, Deformation and basin formation along strike-slip faults, *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, pp. 1–34.
- Cianetti, S., Gasperini, P., Giunchi, C., & Boschi, E., 2001, Numerical modelling of the Aegean-Anatolian region : geodynamical constraints from observed rheological heterogeneities, *Geophys. J. Int.*, **146**, 760–780.
- Colletta, B., Roure, F., De Toni, B., Loureiro, D., Passalacqua, H., & Gou, Y., 1997, Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes, *Tectonics*, **16**, 777–794.
- Colmenares, L. & Zoback, M. D., 2003, Stress field and seismotectonics of northern South America, *Geology*, **31** (8), 721–724.
- Corredor, F., 2003, Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America, *Tectonophysics*, **372** (3-4), 147–166.
- Corrigan, J., Mann, P., & Ingle, J. C., 1990, Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama-Costa Rica, *Geological Society of America Bulletin*, **102**, 628–652.
- Cortés, M. & Angelier, J., 2005, Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes, *Tectonophysics*, **403** (1-4), 29–58.

- De Toni, B. & Kellogg, J., 1993, Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes, *Tectonics*, **12**, **6**, 1393–1409.
- Dewey, J. F., 1988, Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, **6**, **(6)**, 1123–1139.
- Dewey, J. W., 1972, Seismicity and tectonics of western Venezuela, *Bull. Seis. Soc. of Am.*, **62**, **6**, 1711–1751.
- Dhatt, G. & Touzot, G., 1984, Une présentation de la méthode des éléments finis, (2nd éd). Maloine S.A. Editeur. Paris, p. 543.
- Dhont, D., Backé, G., & Hervouët, Y., 2005, Plio-Quaternary extension in the Venezuelan Andes : Mapping from SAR JERS imagery, *Tectonophysics*, **399**, 293–312.
- Dhont, D., Chorowicz, J., & Luxey, P., 2006, Anatolian escape tectonics driven by Eocene crustal thickening and Neogene-Quaternary extensional collapse in the Eastern Mediterranean Region. In : Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. Edited by Y. Dilek and S. Pavlides, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **409**, 441–462.
- Dooley, T. & McClay, K., 1997, Analogue modelling of pull-apart basins, *AAPG Bulletin*, **81**, 1804–1826.
- Dubois, L., 2006, Etude mécanique de la crise sismique sud-islandaise de juin 2000 par modélisation numérique tridimensionnelle : effets rhéologiques et géométriques., *Thèse de doctorat Université de Toulouse III*, p. 216.
- Duerto, L., Escalona, A., & Mann, P., 2006, Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela, *AAPG Bulletin*, **90**, 505–528.
- Duque-Caro, H., 1979, Major structural elements and evolution of northwestern Colombia. In : Major structural elements and evolution of northwestern Colombia, *AAPG Memoir*, **29**, 329–351.
- Duque-Caro, H., 1990, The Chocó block in the northwestern corner of South America : Structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications, *J. S. Am. Earth Sci.*, **3**, **(1)**, 71–84.

- Dyksterhuis, S., Albert, R. A., & Müller, R. D., 2005, Finite-element modelling of contemporary and palaeo-intraplate stress using Abaqus, *Computer Geosciences*, **31**, 297–307.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., & Egues, A., 1996, Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, *Tectonophysics*, **259**, 101–116.
- England, P. C. & Houseman, G. A., 1986, Finite strain calculations of continental deformation. 2. comparison with the India-Asia collision zone., *J. Geophys. Res.*, **91**, 3664–3676.
- Ferrer Oropeza, C., 1996, Mapa geológico, sector Tabay-Estanques, Estado Mérida. Evolución de un segmento de la falla de Boconó durante el Pleistoceno. Implicaciones tectónica y sedimentológicas del sector Tabay-Estanquez., *Tesis de magister, Universidad central de Venezuela, Facultad de ingeniería, Escuela de Geología Minas y Geofísica*, **3 Hojas**.
- Fitch, T. J., 1972, Plate Convergence, Transcurrent Faults, and Internal Deformation Adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific, *J. Geophys. Res.*, **77 (23)**, 4432–4460.
- Freymueller, J. T., Kellogg, J. N., & Vega, V., 1993, Plate motions in the North Andean region, *J. Geophys. Res.*, **98**, 21853–21893.
- Gerbault, M., Davey, F., & Henrys, S., 2002, Three-dimensional lateral crustal thickening in continental oblique collision : an example from the Southern Alps, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, **150**, 770–779.
- Giraldo, C., 1989, Valor del desplazamiento dextral acumulado a lo largo de la falla de Boconó, Andes venezolanos, *GEOS*, **29**, 186–194.
- Gonzalez de Juana, C., 1952, Introducción al estudio de la geología de Venezuela, *Boletín de Geología (Caracas)*, **2**, 407–416.
- González de Juana, C., Ituralde de Arozena, J. M., & Picard Cadillat, X., 1980, Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas, *Eds. Foninves, Caracas*, **1-2**, 1031.

- Gonzalez-Montilla, L. E., 2004, Analyse structurale et évolution tectonique des Andes vénézuéliennes nord orientales, *Thèse de doctorat, Université de Pau et des pays de l'Adour, Pau*, p. 241.
- Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., Magnani, M. B., & BOLIVAR study Group, 2007, Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology, *AAPG Bulletin*, **91** (5), 653–684.
- Graterol, V., 1994, Mapa de Anomalía de Bouguer de la República de Venezuela, Compilación 1993, *Memorias VII Congreso Venezolano de Geofísica*, pp. 162–169, Caracas.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. Y., 1999, Tectonic segmentation of the North Andean margin : impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters*, **168**, 255–270.
- Hackley, P. C., Urbani, F., Karlsen, A. W., & Garrity, C. P., 2005, geologic shaded relief map of Veneuzuela, *US Geological survey, Virginia and Escuela de Geologia, Minas y Geofisica, Universidad Central y FUNVISIS*, Caracas.
- Hamza, V. M. & Muñoz, M., 1996, Heat flow map of south America, *Geothermics*, **25** (6), 599–646.
- Hervouët, Y., Castrillo-Delgado, J. T., & Odreman, O., 2001, Interaction entre un chevauchement imbriqué et une zone transcurrente : le flanc nord-ouest des Andes vénézuéliennes, *Bull. Soc. Géol. France*, **2**, 159–175.
- Hervouët, Y., Gonzalez-Montilla, L., Dhont, D., Backe, G., & Castrillo-Delgado, J. T., 2005, Déformation des Andes vénézuéliennes nord-orientales. Influence de l'allochtone caraïbe, *Bull. Soc. géol. France*, **176** (1), 93–105.
- Hibbitt, H., Karlsson, B., & Sorensen, 1998, Abaqus/Standard, Users Manual, version 6.6, eds Hibbitt, Klarson and Sorensen, Inc.

- Higgs, R., 2009, Caribbean-South America oblique collision model revised. In : The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Edited by K. H. James and M. A. Lorente and J. L. Pindell, *Geol. Soc. of London Special Publications*, **328**, 611–655.
- Hospers, J. & Van Wijnen, J., 1959, The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins, *Verslag van de Gewone Vergadering van de Afdeling Natuurkunde, Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, **23 (1)**, 1–95.
- Houseman, G. A. & England, P. C., 1986, Finite strain calculations of continental deformation. 1. Method and general results for convergent zone., *J. Geophys. Res.*, **91**, 3651–3663.
- Jaeger, J. C. & Cook, N. G. W., 1979, Fundamentals of rock mechanics, (3rd ed). *Chapman and Hall, T.J. Press (Padstow) Ltd, Padstow, Cornwall, UK*, p. 590.
- Jordan, T. H., 1975, The Present-day Motions of the Caribbean Plate, *J. Geophys. Res.*, **80 (32)**, 4433–4439.
- Kellogg, J. N., 1984, Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins. In : The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Edited by W. E. Bonini and R. B. Hargraves and R. Shagam, *Geol. Soc. of Am. Mem.*, **162**, 239–261.
- Kellogg, J. N. & Bonini, W., 1982, Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate, *Tectonics*, **1 (3)**, 251–276.
- Kellogg, J. N. & Mohriak, W., 2001, Tectonic and geological environment of coastal South America, in U. Seeliger and B. Kjerfve (eds). *Ecological Studies*, vol. 144, pp. 1–16, Coastal Marine Ecosystems of Latin America.
- Kellogg, J. N. & Vega, V., 1995, Tectonic development of Panama, Costa Rica, and Colombian Andes : Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, **295**, 75–90.
- Kellogg, J. N., Ogujiofor, I. J., & Kansaka, D. R., 1985, Cenozoic tectonics of the Panama and North Andes blocks, *Memorias-Congreso Latinoamericano de Geologia*, **6**, 34–49.

- Kohn, B. P., Shagam, R., Banks, P. O., & Burkley, L. A., 1984, Mesozoic-Pleistocene fission-track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. In : The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Edited by W. E. Bonini and R. B. Hargraves and R. Shagam, *Geol. Soc. of Am. Mem.*, **162**, 365–384.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Angelier, J., & Deffontaines, B., 2001, Structural, geodetic and seismological evidence for tectonic escape in SW Taiwan, *Tectonophysics*, **333**, 323–345.
- Lemaitre, J. & Chaboche, J. L., 1985, Mécanique des matériaux solides, (2nd éd). Dunod, p. 544.
- Malavé, G. & Suárez, G., 1995, Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction, *Tectonics*, **14** (3), 617–628.
- Maniatis, G. & Hampel, A., 2008, Along-strike variations of the slip direction on normal faults : Insights from three-dimensional finite-element models, *J. Struct. Geol.*, **30**, 21–28.
- Mann, P. & Burke, K., 1984, Neotectonic of the Caribbean, *Rev. of Geophys. and Space Phys.*, **22**, 309–362.
- Mann, P. & Corrigan, J., 1990, Model for late Neogene deformation in Panama, *Geology*, **18**, 558–562.
- Maréchal, P., 1983, Les témoins de la chaîne Hercynienne dans le noyau des Andes de Mérida (Vénézuéla) : Structure et évolution tectonométamorphique, *Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest*, p. 176.
- Mattson, P. H., 1984, Caribbean structural breaks and plate movements. In : The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Edited by W. E. Bonini and R. B. Hargraves and R. Shagam, *Geol. Soc. of Am. Mem.*, **162**, 131–152.
- Maze, W. B., 1984, Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela : Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. Edited by W. E. Bonini and R. B. Hargraves and R. Shagam, *Geol. Soc. of Am. Mem.*, **162**, 263–282.

- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T., & Richards, M., 2004, 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence, *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 857–877.
- Molnar, P. & Sykes, L. R., 1969, Tectonics of Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**, 1639–1684.
- Molnar, P. & Tapponier, P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia : Effects of a continental collision, *Science*, **189**, 419–426.
- Oldow, J. S., Bally, A. W., & Avé Lallemant, H. G., 1990, Transpression, orogenic float, and lithospheric balance, *Geology*, **18**, 991–994.
- Palme de Osechas, C., Choy, J. E., & Morandis S., M. T., 2001, Mecanismos focales sísmicos y esfuerzos tectónicos en la región norte de los Andes merideños, Venezuela, *Interciencia*, **26 - 5**, 201–209.
- Parnaud, F., Gou, Y., Pascual, J. C., Capello, M. A., Truskowski, I., & Passalacqua, H., 1995, Stratigraphic Synthesis of Western Venezuela, in A. J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsink, *Petroleum basins of South America : AAPG Memoir*, **62**, 681–698.
- Pennington, W. D., 1981, Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America, *J. Geophys. Res.*, **86**, 10753–10770.
- Pérez, O. J., Jaimes, M. A., & Garciacaro, E., 1997, Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South American plate in northwestern Venezuela, *J. Geophys. Res.*, **102 (B8)**, 17875–17882.
- Pérez, O. J., Bilham, R., Bendick, R., Velandia, J. R., Hernández, N., Moncayo, C., Hoyer, M., & Kozuch, M., 2001, Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South-American plate motion using GPS geodesy 1994-2000, *Geophysic. Res. Lett.*, **28 (15)**, 2987–2990.
- Pindell, J. L. & Dewey, J. F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the gulf of Mexico/Caribbean region, *Tectonics*, **1 (2)**, 179–211.

- Pindell, J. L. & Kennan, L., 2001, Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. Petroleum systems of deep-water basins : Global and Gulf of Mexico experience, Proceedings, Gulf Coast Section, SEPM, 21st Annual Research Conference, *Society for Sedimentary Geology (SEPM)*, pp. 193–220.
- Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman III, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., Labrecque, J., & Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution, *Tectonophysics*, **155** (1-4), 121–138.
- Pindell, J. L., Kennan, L., Maresch, W. V., Stanek, K. P., Draper, G., & Higgs, R., 2005, Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions : Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela. Edited by H. G. Avé Lallemant and V. B. Sisson, *Geol. Soc. of Am. Mem. Sp. Pap.*, **394**, 7–52.
- Pubellier, M. & Ego, F., 2002, Anatomy of an escape tectonic zone : Western Irian Jaya (Indonesia), *Tectonics*, **21** (4), 1–16.
- Ranalli, G., 1995, Rheology of the Earth, (2nd ed). *Chapamn and Hall, T.J. Press (Padstow) Ltd, Padstow, Cornwall, UK*, p. 413.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., & Linzer, H.-G., 1991, Lateral extrusion in the eastern Alps, part 2 : Structural analysis, *Tectonics*, **10** (2), 257–271.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmi-trotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., & Karam, G., 2006, GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, **111** (B05411), 1–26.
- Renz, O., 1956, Cretaceous in western Venezuela and the Guajira (Colombia), in *20th Int. Geol. Cong.*, pp. 1–13, Mexico.

- Ritz, J. F. & Taboada, A., 1993, Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods, *Bull. Soc. géol. Fr.*, **4** (**164**), 519–531.
- Rod, E., 1956, Strike-slip faults of northern Venezuela, *AAPG Bulletin Tulsa*, **40**, 457–476.
- Rod, E., Jefferson, C., Van Der Osten, E., Mullen, R., & Graves, G., 1958, The determination of the Boconó fault, *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, **1** (**1-6**), 69–100.
- Russo, R. M. & Silver, P. G., 1994, Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy, *Science*, **263**, 1105–1111.
- Russo, R. M. & Silver, P. G., 1996, Cordillera formation, mantle dynamics and Wilson cycle, *Geology*, **24** (**6**), 511–514.
- Savage, D. E. & Curtis, G. H., 1970, The Villafranchian Stage-Age and its radiometric dating, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **124**, 207–231.
- Schreurs, G. & Colletta, B., 1998, Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension. In : Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Edited by R. E. Holdsworth and R. A. Strachan and J. F. Dewey, *Geological Society, London, Special Publications*, **135**, 59–79.
- Schubert, C., 1980, Morfología neotectónica de una falla rumbo-deslizante e informe preliminar sobre la falla de Boconó, Andes merideños, *Acta Científica Venezolana*, **31**, 98–111.
- Schubert, C., 1980, Late-Cenozoic pull-apart basins, Boconó fault zone, Venezuelan Andes, *J. Struct. Geology*, **2** (**4**), 463–468.
- Schubert, C., 1982, Neotectonics of Boconó fault, Western Venezuela, *Tectonophysics*, **85** (**3-4**), 205–220.
- Schubert, C. & Vivas, L., 1993, El Cuaternario de la Cordillera de Mérida - Andes Venezolanos, *Universidad de Los Andes / Fundación Polar*, p. 345.

- Seyferth, M. & Henk, A., 2004, Syn-convergent exhumation and lateral extrusion in continental collision zones – insights from three-dimensional numerical models, *Tectonophysics*, **382**, 1–29.
- Shagam, R., 1972, Evolución tectónica de los Andes Venezolanos, *Mem. IV Cong. Geol. Venez*, **2**, 1201–1261.
- Singer, A. & Beltrán, C., 1996, Active faulting in the Southern Venezuelan Andes and Colombian borderland, in *3rd International Symposium on Andean Geodynamics*, pp. 243–246, Saint-Malo, France.
- Soulas, J. P., 1985, Neotectónica del flanco occidental de los Andes de Venezuela entre 70°30' y 71°00' W (fallas de Boconó, Valera, piñango y del Piedemonte), in *VI Congreso Geológico Venezolano*, vol. 4, pp. 2690–2711, Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas.
- Soulas, J. P., Rojas, C., & Schubert, C., 1986, Neotectónica de las fallas de Boconó, Valera, Tuñame y Mene Grande : Excursión No. 4, in *VI Congreso Geológico Venezolano*, vol. 10, pp. 6961–6999, Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas.
- Stéphan, J. F., 1982, Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Andes et chaîne Caraïbe sur la transevrssale de Barquisiméto (Vénézuéla), *Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI*, p. 512.
- Stéphan, J. F., 1985, Des bassins caraïbes au craton guyanais : coupes sériées dans l'édifice andin et la Chaîne caraïbe dans le secteur de la transversale de Barquisimeto. In : Mascle, A. (Ed.), *Caribbean Geodynamic Symposium. Technip, Paris*, pp. 505–529.
- Stéphan, J. F., Mercier de Lepinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J. C., Olivet, J. M., Vila, J. M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Thery, J. M., Tournon, J., Blanchet, R., & Dercourt, J., 1990, Paleogeodynamics maps of the Caribbean : 14 steps from Lias to Present, *Bull. Soc. Géol. France*, **6 (6)**, 915–919.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., & Rivera, C., 2000, Geodynamics of the northern Andes : Subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics*, **19**, 787–813.

- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P., 2002, Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, **15**, 157–171.
- Tricart, J. & Michel, M., 1965, Monographie et carte géomorphologique de la région de Lagunillas (Andes vénézuéliennes), *Rev. de Géomorph. Dynam.*, **1-2-3**, 1–33.
- Tricart, J. & Millies-Lacroix, A., 1962, Les terrasses quaternaires dans les Andes vénézuéliennes, *Bull. Soc. Géol. France*, **7 (4)**, 201–218.
- Turcotte, D. L. & Schubert, G., 2002, Geodynamics, (2nd ed). *Cambridge University Press*, p. 456.
- Van der Hilst, R. & Mann, P., 1994, Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America, *Geology*, **22**, 451–454.
- Vernant, P., 2003, Cinématique actuelle et dynamique de l’Iran : GPS et modélisation numérique, *Thèse de doctorat, Université Montpellier II, Montpellier*, p. 251.
- Vernant, P. & Chéry, J., 2006, Mechanical modelling of oblique convergence in the Zagros, Iran, *Geophys. J. Int.*, **165**, 991–1002.
- Wallace, R. E., 1951, Geometry of shearing stress and relation to faulting, *J. of Geology*, **59**, 118–130.
- Weber, J. C., Dixon, T. H., DeMets, C., Ambeh, W. B., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., & Pérez, O., 2001, GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela, *Geology*, **29**, 75–78.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M., 2006, Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape, *Tectonics*, **25**, 1–22.
- Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P., & Dooley, T., 2009, 4D analogue modelling of tensional pull-apart basins, *Marine and Petroleum Geology*, **26**, 1608–1623.

Table des figures

1	<i>Contexte géodynamique des Andes vénézuéliennes avec les principales structures tectoniques (d'après Taboada et al., 2000; Audemard & Audemard, 2002; Audemard et al., 2005).</i>	3
1.1	<i>Contexte géodynamique du bloc Nord Andin, modifié d'après Backé (2006). Le mouvement vers le NE du bloc Nord Andin est la conséquence de la collision entre la ride de Carnegie et la plaque Amérique du Sud (Gutscher et al., 1999; Witt et al., 2006). Le bloc est lui-même composé du le bloc triangulaire de Maracaïbo limité par les failles d'Oca-Ancón, de Santa Marta Bucaramanga et de Boconó. 1 : golfe de Guayaquil; 2 : faille de Calacalí-Pallatanga; 3 : faille de Chingual-La Sofia; 4 : failles d'Algecira; 5 : faille de Guaicaramo; 6 : faille de Romeral; 7 : fosse colombo-équatorienne; 8 : faille de Boconó; 9 : faille d'Ancón; 10 : faille d'Oca; 11 : faille de Santa Marta Bucaramanga; 12 : fosse de Sinu; 13 : ceinture déformée sud Caraïbe; 14 : faille d'El Pilar; MS : Massif de Santander; SN : Sierra Nevada de Santa Marta; SP : Sierra de Perijá; AV : Andes Vénézuéliennes; CO : Cordillère Occidentale; CC : Cordillère Centrale; COr : Cordillère Orientale.</i>	8
1.2	<i>Coupes des données de tomographie sismique du nord de l'Amérique du Sud, d'après les travaux de (A) Taboada et al. (2000), et de (B) Van der Hilst & Mann (1994). Les lignes blanches en pointillés représentent la géométrie du panneau plongeant de la plaque Caraïbe (PPC). SP : Sierra de Perijá; MA : Andes de Mérida.</i>	11

1.3	<i>Modèle de reconstitution paléogéographique de la région des Caraïbes, dessiné en considérant la plaque Amérique du Nord fixe. Projection Mercator, d'après Pindell & Kennan (2001). (A) Lias : les grabens sont orientés au NNE. (B) Tithonien : mise en place de la proto-plaque Caraïbe entre les deux Amériques.</i>	13
1.4	<i>Colonne lithostratigraphique synthétique de la partie septentrionale des Andes de Mérida, modifiée d'après Hervouët et al. (2005). La formation Matatere est composée de turbidites déposées lors de la mise en place de l'allochtone Caraïbe</i>	14
1.5	<i>Modèle de reconstitution paléogéographique de la région des Caraïbes, dessiné en considérant la plaque Amérique du Nord fixe. Projection Mercator, d'après Pindell & Kennan (2001). (A) Aptien : création de l'arc Villa de Cura–Grandes Antilles. (B) Campanien : isolement de la plaque Caraïbe.</i>	16
1.6	<i>Modèle de reconstitution paléogéographique de la région des Caraïbes, dessiné en considérant la plaque Amérique du Nord fixe. Projection Mercator, d'après Pindell & Kennan (2001). Maastrichtien : début de l'écaillage de la péninsule de La Guajira.</i>	17
1.7	<i>Modèle de reconstitution paléogéographique de la région des Caraïbes, dessiné en considérant la plaque Amérique du Nord fixe. Projection Mercator, d'après Pindell & Kennan (2001). (A) Eocène moyen : mise en place des nappes de Lara et soulèvement de la Sierra de Perijá. (B) Oligocène inférieur : ouverture du bassin de Falcón.</i>	19
1.8	<i>Modèle de reconstitution paléogéographique de la région des Caraïbes, dessiné en considérant la plaque Amérique du Nord fixe. Projection Mercator, d'après Pindell & Kennan (2001). (A) Miocène moyen : activation des failles d'Oca et de Santa Marta Bucaramanga (SMB). (B) Miocène supérieur : édification des Andes Mérida (MER).</i>	21

- 1.9 Carte des grandes unités géologiques et schéma structural des Andes de Mérida, modifiée d'après Maréchal (1983); Stéphan (1985); Colletta et al. (1997); Audemard et al. (2005); Backé et al. (2006). La haute chaîne expose des terrains datés du Précambrien. Les bordures sont essentiellement constituées des terrains du Méso-Cénozoïque. La déformation est partitionnée entre le décrochement dextre de Boconó au centre et les chevauchements à vergence opposée bordant les deux flancs de la chaîne. Le bloc triangulaire de Trujillo est délimité par les failles de Boconó et de Valera qui se rejoignent en un point triple dans la haute chaîne. FT : Faille de Tuñame. Les lignes vertes en pointillées montrent la localisation des profils sismiques de la figure 1.12 23
- 1.10 Carte de sismicité ($M_l \geq 4$) et solutions des mécanismes au foyer ($M_l \geq 4.6$) dans les Andes de Mérida, représentés sur un MNT SRTM. Les données proviennent des bases de données du CMT Harvard, de l'Université des Andes, de Funvisis, ainsi que des données publiées dans Palme de Osechas et al. (2001) et Audemard et al. (2005). Le mécanisme au foyer numéro 1 est utilisé dans le chapitre 4. 26
- 1.11 Profil de l'anomalie de Bouguer et modélisation gravimétrique le long d'un profil traversant les Andes de Mérida et les deux bassins d'avant-pays, d'après Kellogg & Bonini (1982). En gris figurent les dépôts molassiques. 27
- 1.12 (A) Profil sismique traversant le flanc NW des Andes de Mérida et le bassin de Maracaïbo, d'après Audemard (1991). Localisation sur la figure 1.9. Be : fm. Betijoque; Is : fm. Isnotú; Pa : fm. Palmar; Mi-Pi : fm. Misoa et Pauji; Lu-Co : fm. La Luna et Colon; Pe : fm. Peñas Altas. (B) Profil sismique traversant le flanc SE et le bassin de Barinas-Apure, d'après Colletta et al. (1997). On notera la différence d'épaisseur des dépôts molassiques sur les deux profils : la base de la formation Isnotú (Miocène moyen) est à 3.5 s (TWT) sur le profil du flanc NW, alors que la base du Miocène est à 1.3 s (TWT) sur le profil du flanc SE, traduisant des dépôts molassiques environ 2,5 fois plus épais dans le piémont nord-occidental. 29

1.13	<i>Structuration profonde des Andes de Mérida proposée d'après l'inversion des anomalies gravimétriques, d'après De Toni & Kellogg (1993). Les Andes vénézuéliennes chevauchent le bassin de Maracaïbo le long d'un chevauchement majeur atteignant le Moho. La faille du Rio Mocoties, formant la prolongation sud de la faille de Boconó, se branche sur le chevauchement principal.</i>	30
1.14	<i>Coupe équilibrée des Andes de Mérida d'après Colletta et al. (1997). La chaîne s'édifie à partir d'une subduction continentale à vergence SE décalant le Moho. . .</i>	30
1.15	<i>Coupe théorique du modèle de flottement orogénique en contexte de collision continentale, d'après Oldow et al. (1990). Le niveau de décollement en profondeur sert de zone d'amortissement ductile aux failles de la croûte supérieure sur lequel elles se branchent, permettant d'expliquer le partitionnement de la déformation dans la partie supérieure de la croûte.</i>	31
1.16	<i>Courbes des anomalies gravimétriques observées et calculées (haut), et modèle de croûte avec une interprétation structurale des Andes de Mérida (bas), d'après Chacín et al. (2005). La zone de rupture dans la croûte suppose une subduction continentale naissante à vergence NW.</i>	32
1.17	<i>Modèle géodynamique du bloc de Maracaïbo, d'après Duerto et al. (2006). Le faible plongement de la plaque Caraïbe subduite sous l'Amérique du Sud augmente le couplage entre les deux plaques. Les Andes de Mérida ainsi que la Sierra de Perijá se soulèvent par inversion de grabens et construction de zones triangulaires.</i>	33
1.18	<i>Coupe théorique du modèle de flottement orogénique en contexte de subduction océan-continent, d'après Oldow et al. (1990). Le niveau de décollement généré au niveau de la zone de subduction propage la contrainte transpressive depuis la limite de plaque vers des orogènes intraplaque.</i>	34
1.19	<i>Modèle de flottement orogénique appliqué au bloc de Maracaïbo, d'après Audemard & Audemard (2002). Les failles majeures des Andes de Mérida se branchent sur un niveau de décollement prenant naissance au niveau de la zone de subduction de la plaque Caraïbe le long de la fosse de Sinu.</i>	35

- 1.20 *Trace en surface de la faille de Boconó. La faille change d'orientation entre Aracay et Estanques, provoquant l'ouverture des bassins transtensifs de Santo Domingo (SD), Mucuchíes (M) et La González (LG). Plusieurs séismes historiques ont été attribués à la faille, dont les séismes destructeurs de Tovar en 1610 (intensité X), Mérida en 1812 (intensité X) et La Grita en 1932 (intensité IX) (Audemard, 1997).* 36
- 2.1 *Morphologie du bassin de la González. (A) Carte du bassin montrant sa forme rhomboédrique se développant entre deux branches de la faille de Boconó. Le bassin est entaillé par le rio Chamá le long de sa bordure méridionale et par plusieurs quebradas (Qda) orientées N-S. (B) Vue en perspective du bassin à partir d'un MNT SRTM. Le bassin forme une dépression dont l'altitude est comprise entre 600 et 1000 m. Il est surplombé par des sommets qui atteignent plus de 2500 m. Les deux branches de la faille de Boconó sont bien marquées dans le relief.* 41
- 2.2 *Le bord sud du bassin de La González. En haut : Les facettes triangulaires du bord sud du bassin sont soulignées par la forte incision des rivières (Image Landsat Mister SID drapée sur un MNT SRTM). En bas : Photographie d'une facette triangulaire. La route permet de monter aux terrasses de La Horcaz (cf §1.2.1.1).* 42
- 2.3 *Tableau rendant compte de la nature des états de contraintes en fonction du rapport Φ ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$) et du cercle de Mohr correspondant, pour les régimes compressifs, décrochants et extensifs (Ritz & Taboada, 1993).* 44
- 2.4 *Photographie d'un plan de faille strié avec enduit de calcite, dans la formation La Quinta, montrant un déplacement en faille normale dextre. Le stéréogramme représente les axes du tenseur des paléocontraintes calculé depuis le site de mesure 06B30 (site 22, figure 2.25), situé sur la route de la Trampa. Les pointillés représentent la direction et le plongement du plan de stratification.* 45
- 2.5 *Carte des dépôts plio-quadernaires du bassin de La González. Les dépôts de la formation Lagunillas (Q_{lag}) affleurent dans l'axe du bassin et les dépôts plus récents proviennent du bord septentrional. Le socle paléozoïque affleure également au cœur du bassin. Localisation des figures 2.6, 2.7, 2.8, 2.9.* 46

2.6	<i>Le niveau basal de la formation Lagunillas (Q_{lag}) est constitué de dépôts de terrasse alluviale granodécroissante.</i>	48
2.7	<i>Affleurement de la formation Q_I dans la quebrada El Barro. Les dépôts, basculés vers la nord sont constitués de terrasses alluviales à la base et de cônes/terrasses dans la partie supérieure. Localisation sur la Figure 2.5.</i>	49
2.8	<i>Panorama des terrasses perchées de la formation La Horcaz près du village de La Horcaz. Trois niveaux sont séparés par des failles normales qui plongent vers le nord. Les différents niveaux de terrasses sont basculés vers le sud et affectés par des failles normales pouvant créer des grabens dans le compartiment le plus haut. Localisation sur la Figure 2.5.</i>	51
2.9	<i>Organisation des dépôts de la formation Q_{II}, observés dans la quebrada La Honda. Les blocs anguleux sont de taille centimétrique à métrique. L'absence d'organisation entre la matrice sableuse et les blocs est caractéristique d'un événement torrentiel remaniant les roches rouges de la formation La Quinta. Localisation sur la Figure 2.5.</i>	53
2.10	<i>Carte des dépôts plio-quaternaires du bassin de La González. Localisation des figures 2.11, 2.12, 2.14, 2.20, 2.21, 2.22, 2.23, 2.27.</i>	54
2.11	<i>Coupe E-W montrant l'emboîtement des dépôts de remplissage du bassin de La González. Localisation sur la Figure 2.10.</i>	55
2.12	<i>Après le dépôt de Q_I les formations sont imbriquées, comme ici Q_{IV} et Q_{II}, et proviennent du bord septentrional du bassin. La formation Q_{II} forme ici une langue vers l'ouest en épousant les reliefs paléozoïques. Au sud, le rio Chamá incise les cônes/terrasses. Localisation sur la Figure 2.10.</i>	56
2.13	<i>Carte du bassin de La González représentant les deux branches de la faille de Boconó et la sismicité dans cette région des Andes de Mérida. La localisation des séismes et des mécanismes au foyer est issue des catalogues du CMT harvard (Centroïd Moment Tensor, http ://www.globalcmt.org/CMTsearch.html), du NEIC (National Earthquake Information Center, http ://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html), de FUNVISIS (Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, http ://www.funvisis.gob.ve/) et de la ULA (Universidad de Los Andes, http ://lgula.ciens.ula.ve/). Localisation des Figures 2.16, 2.17 et 2.15.</i>	58

- 2.14 *Discordances progressives dans les dépôts de cônes/terrasses de la formation Lagunillas (Q_{lag}). Le plongement des sédiments varie progressivement de $18^{\circ}N$ à la base à $10^{\circ}N$ au sommet. La zone hachurée en bas de l'affleurement représente le talus. Localisation sur la Figure 2.10.* 58
- 2.15 *Panorama de la faille de Boconó (trace nord de la branche nord) au nord du bassin de La González. Ici, la faille de Boconó n'est pas verticale mais constituée de deux plans dont la géométrie est celle de failles normales. Localisation sur la (Figure 2.13). 59*
- 2.16 *Image SPOT panchromatique à 5 m de résolution. Elle est utilisée dans la figure suivante (Figure 2.17) pour illustrer le déplacement dextre de la trace sud de la faille de Boconó. Localisation sur la Figure 2.13.* 60
- 2.17 *Mise en évidence du déplacement dextre le long de la trace sud de la branche nord de la faille de Boconó. En haut : Carte géologique photo-interprétative. En bas : L'image a été découpée suivant le tracé de la faille, permettant de rendre compte d'un décalage de 650 m d'après les marqueurs morphologiques. Les flèches blanches montrent les déplacements des cours d'eau utilisés pour la reconstitution. Localisation sur la Figure 2.13.* 61
- 2.18 *En haut : Carte des cours d'eau (en bleu) et des limites des bassins versants (en rouge) dans le secteur du bassin de La González. Les lettres indiquent le début et la fin des profils en long des rivières présentés sur la Figure 2.19. En bas : Profil d'équilibre projeté du rio Chamá depuis Mérida en amont à Estanques en aval. Aucune rupture de pente n'est visible au niveau des confluences entre le fleuve et ses affluents. On remarque cependant les deux bombements lié aux dépôts du cône d'Ejido et de la terrasse de Mérida qui témoignent de dépôts récents.* 63
- 2.19 *Profils d'équilibre projetés des rivières traversant le bassin de La González. On observe une rupture de pente dans le profil d'équilibre des rivières du bord méridional (profils DE, FE et GH) qui correspond à la position de la branche sud de la faille de Boconó. Cette rupture s'efface progressivement dans la zone de relais vers l'est, en amont. Elle n'est pas visible sur le bord septentrional sauf sur les profils PO et QO à la terminaison orientale du bassin.* 64

2.20	<i>Contact entre la formation Q_I et le socle paléozoïque. Le niveau basal de la formation Q_I se retrouve au niveau du ruisseau actuel. Localisation sur la Figure 2.10.</i>	65
2.21	<i>Basculement de la formation Q_I dans la Quebrada El Barro. La zone quadrillée correspond à des éboulements de la formation quaternaire. Localisation sur la Figure 2.10.</i>	66
2.22	<i>Incision du niveau constituant la base de la formation Q_I par la formation Q_{II}. Le bloc de Q_I est effondré par la faille de la figure 2.21. Le trait noir en gras montre le contact entre les deux formations. Localisation sur la Figure 2.10.</i>	67
2.23	<i>Panorama du cône de San Juan et son interprétation. Une faille normale d'un rejet de 100 m longeant la quebrada La Sucia affecte la partie orientale du cône. La coupe située au bas de la figure reprend la partie orientale de la figure 1.9, sans exagération verticale. La ligne rouge en pointillés sur le dessin montre la trace de la coupe du bas. Localisation du panorama sur la Figure 2.10.</i>	68
2.24	<i>Photographie de l'affleurement du site numéro 11 (à gauche) exposant des canelures horizontales le long de la trace de la faille de Boconó. Stéréogramme correspondant (à droite) représentant le tenseur des paléocontraintes. Localisation des trois sites microtectoniques 11, 12 et 13, espacés de quelques kilomètres seulement, sur la carte du bassin de La González (en bas à droite).</i>	69
2.25	<i>Résultats de l'analyse microtectonique le long de plans de faille striés dans la région du bassin de La González. Trois phases tectoniques caractérisées par des régimes de contraintes différents ont été répertoriées : (1) compressif, (2) décrochant, et (3) extensif. Les stéréogrammes et le tableau des mesures sont présentés sur la Figure 2.26 et le Tableau 2.1.</i>	72
2.26	<i>Stéréogrammes représentant les tenseurs des paléocontraintes utilisés dans ce travail (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieure).</i>	73
2.27	<i>Coupe géologique méridienne au travers du bassin de La González. Localisation sur la Figure 2.10.</i>	75

- 2.28 Bloc diagramme représentant la géométrie d'un bassin de type pull-apart, modifié d'après Dooley & McClay (1997). Dans notre cas, la forme du bassin est contrôlée par l'expression en surface de la faille de Boconó constituant l'accident décrochant majeur. 77
- 2.29 Blocs diagrammes représentant de façon schématique l'évolution du bassin de La González. (A) La base de la formation Lagunillas se dépose dans un proto-bassin. (B) L'augmentation de l'ouverture du bassin est responsable du dépôt du niveau supérieur de Q_{lag} . Le basculement est postérieur au dépôt de Q_I et antérieur au dépôt de Q_{II} . (C) L'épisode de dépôt de Q_{II} est responsable de la migration du rio Chamá vers le bord sud du bassin. Les sédiments se retrouvant bloqués au sud par le relief de la faille, se déposent en aval dans le cours du rio Chamá. La forte incision du bord sud témoigne de son soulèvement relatif important. Les reliefs du bord méridional du bassin ont été volontairement omis par souci de clarté. 80
- 4.1 Enveloppe rhéologique d'une lithosphère continentale. La croûte supérieure et la partie supérieure du manteau lithosphérique ont un comportement cassant (fragile) alors que la croûte inférieure et le manteau profond sont ductiles. Le comportement cassant est régi par les lois d'élasticité (parties en gris) jusqu'au seuil de plasticité (droite passant par 0). Le comportement ductile est décrit par des lois de viscoélasticité (Ranalli, 1995). 130
- 4.2 Evolution de la déformation en fonction de la contrainte pour différents types de rhéologie, d'après Dubois (2006). (1) élastique pur avec rupture ; (2) viscoélastique ; (3) élastoplastique idéal (sans écrouissage) ; (4) élastoplastique avec rupture ; (5) élastoplastique avec écrouissage positif ou durcissement (augmentation de la contrainte avec la déformation). 131
- 4.3 Modèle analogique de Saint-Venant représentant la rhéologie élastoplastique non écrouissable. Sous la contrainte σ , le solide se déforme de façon élastique jusqu'à ce que le seuil σ_s soit atteint, marquant le début de la déformation plastique. A droite : évolution de la déformation (ϵ) en fonction de la contrainte (σ). 132

4.4	<i>Modèle de rupture de Mohr-Coulomb. Tout point du cercle représente l'état des contraintes sur un plan dont la normale forme un angle θ avec la direction de la contrainte principale maximale. La droite représente la ligne de rupture. Le vecteur S est la contrainte cisailante maximale. σ_m est la moyenne des contraintes maximale et minimale, donc le centre du cercle. ϕ : angle de friction interne caractérisant la rupture ; c : cohésion du matériau.</i>	133
4.5	<i>Schéma illustrant le principe de la méthode des éléments finis, d'après Dhatt & Touzot (1984).</i>	135
4.6	<i>Géométrie du modèle numérique 2D représentant les Andes de Mérida (zone en pointillés), le bloc de Maracaïbo et le bouclier Guyanais. La chaîne est elle-même divisée en trois blocs (bloc de Trujillo, flanc NW et flanc SE) séparés par les failles majeures.</i>	137
4.7	<i>La contrainte est exercée dans le modèle par l'application d'une vitesse de déplacement de 5,64 mm/an sur bloc de Maracaïbo (moyenne des stations VDUP et ELBA de Trenkamp et al., 2002). Le bouclier Guyanais est supposé fixe le long de ses bordures orientales et septentrionales (carrés noirs). Les bordures nord des blocs de Maracaïbo et de Trujillo sont laissées libres. La bordure sud du modèle autorise uniquement les déplacements selon l'axe X (triangles noirs).</i>	139
4.8	<i>Les différents blocs du modèle sont maillés indépendamment pour permettre aux blocs de se déplacer librement les uns par rapport aux autres. Dans cette représentation, les blocs ont été séparés pour faire apparaître en blanc les zones de failles.</i>	140
4.9	<i>Modélisation élastique de la déformation dans les Andes de Mérida, après 3,4 Ma de convergence entre le bloc de Maracaïbo et le bouclier Guyanais, suivant le modèle de référence. Le déplacement des blocs est exprimé en mètre. Aucune friction n'est prise en compte le long des plans de failles, ni le long du bord sud du modèle. Le bloc de Maracaïbo (à gauche) est le bloc mobile et montre donc le maximum de déplacement, par rapport au bloc Guyanais (à droite) qui reste fixe. La figure présente également le maillage dans sa géométrie déformée. Pour des raisons de clarté les figures seront dorénavant présentées sans maillage.</i>	141

- 4.10 *Représentation de la contrainte horizontale maximale dans les Andes de Mérida, après 3,4 Ma. La contrainte compressive correspond aux valeurs négatives (couleurs du noir au jaune), la contrainte extensive correspond aux valeurs positives (couleurs du gris au orange). La zone hachurée est perturbée par les effets de bord du contact sud.* 142
- 4.11 *Représentation des axes des contraintes horizontales maximale et minimale, au bout de 3,4 Ma. La contrainte compressive (en jaune) s'oriente au NW-SE dans les Andes de Mérida, la contrainte extensive (en rouge) lui est perpendiculaire. La contrainte est multi-directionnelle au niveau des connexions (1) du chevauchement NW avec la faille de Valera et (2) de la faille de Valera avec la faille de Boconó.* 143
- 4.12 *Représentation de la déformation horizontale maximale sur l'ensemble du modèle, après 3,4 Ma. Les valeurs positives (de gris à bleu turquoise) correspondent à une déformation extensive. Les valeurs négatives (bleu et noir) montrent une déformation compressive. Le bleu clair représente le minimum de la déformation puisqu'il représente les valeurs où elle change de signe. La zone hachurée est perturbée par les effets de bord du contact sud. La zone grise à l'ouest est lié au déplacement de la partie ouest du bloc de Maracaïbo. Nous représenterons uniquement la zone située à l'intérieur du cadre noir dans les parties suivantes.* 144
- 4.13 *Représentation du tenseur de déformation finie dans le plan horizontal, sur l'ensemble du modèle, après 3,4 Ma. Le tenseur est allongé dans la direction de déformation minimale lorsque la compression domine, alors qu'il est allongé dans la direction de déformation maximale lorsque l'extension domine le régime de déformation. . . .* 145
- 4.14 *Représentation de la déformation horizontale maximale sur l'ensemble du modèle en fonction du temps. La déformation se concentre sur les régions des futurs maximums dès les premiers stades de raccourcissement. L'influence des effets de bord liés au contact sud est très nette.* 146
- 4.15 *Modèle de déformation (E0) considérant une friction forte de 0,9 sur l'ensemble des failles. En haut : représentation des déplacements en mètres. Le bloc de Trujillo ne s'échappe pas. En bas : la carte de déformation ne présente pas de maximum en compression ni en extension au niveau du bloc de Trujillo.* 147

- 4.16 *Forme du tenseur de déformation lorsque la friction des failles est forte ($O,9$). Le tenseur est allongé selon la direction minimale de la déformation caractérisant un régime en compression. L'axe de déformation compressive conserve une orientation WNW-ESE au passage des failles principales. 148*
- 4.17 *Comparaison de l'influence de la friction des failles sur la distribution de la déformation. La déformation horizontale maximale est représentée après 3,4 Ma. Les valeurs positives (de gris à bleu turquoise) correspondent à une déformation extensive. Les valeurs négatives (bleu et noir) montrent une déformation compressive. A : modèle E2; B : modèle E4; C : modèle E6; D : modèle E8 (voir le Tableau 4.2 pour la valeur des différents paramètres). 151*
- 4.18 *Comparaison de l'influence de la friction des failles sur la forme du tenseur de déformation finie. A : modèle E2; B : modèle E4; C : modèle E6; D : modèle E8 (voir le Tableau 4.2 pour la valeur des différents paramètres). 152*
- 4.19 *Représentation de la déformation horizontale maximale plastique et élastique dans les Andes de Mérida, après 60 000 ans. Les valeurs positives (de gris à bleu turquoise) correspondent à une déformation extensive. Les valeurs négatives (bleu foncé) montrent une déformation compressive. La déformation élastique (bleu clair) est superposée à la déformation plastique. 154*
- 4.20 *Modèle de déformation optimal de la partie centrale des Andes de Mérida. L'extension se concentre à la pointe sud du bloc de Trujillo et immédiatement au sud de celle-ci dans les deux flancs de la chaîne, ainsi qu'au changement de direction de la faille de Valera dans le bloc de Trujillo et dans le flanc NW. Le modèle témoigne d'une compression forte au sud du bloc de Trujillo sur la faille de Boconó et relativement plus faible sur les chevauchements d'avant-pays. Le cadre noir indique la zone sélectionnée pour la figure 4.22. 156*

- 4.21 *Forme du tenseur de déformation finie pour le modèle de déformation optimal de la figure 4.20. Le tenseur est allongé dans la direction de déformation maximale aux endroits où la déformation extensive se concentre. Le tenseur est allongé dans la direction de déformation minimale là où le régime de déformation extensive domine. La direction de l'axe de déformation maximale est parallèle aux failles principales, sauf dans le flanc SE, à cause des conditions de bord (voir texte).* 157
- 4.22 *Comparaison entre la carte de la déformation du modèle optimal (haut) et la carte des failles récentes et actives représentées sur un MNT SRTM (bas), d'après les cartes néotectoniques de Beltrán (1993) et Audemard et al. (2005), ainsi que les travaux de Dhont et al. (2005) et Backé et al. (2006). Les abréviations sont répertoriées dans la légende de la figure suivante.* 159
- 4.23 *Carte de la distribution des déformations du modèle optimal adaptée à la géométrie des failles récentes et actives cartographiées. L'ensemble est superposé sur un MNT SRTM. CH NW : chevauchement NW; VF : faille de Valera; MmF : Failles de Momboy-Motatan; TF : Faille de Tuñame; BF : Faille de Boconó; CH SE : Chevauchement SE; MiF : Faille de Mifafi; CA : Cerro Azul; BuF : Faille de Burbusay. Les cercles blanc symbolisent les localités, dont le village de Monay qui donne son nom au bassin.* 161