HAL
open science

Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur

Alexandra Alvarado Cevallos Alvarado

To cite this version:

Alexandra Alvarado Cevallos Alvarado. Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENU026 . tel-00870332

HAL Id: tel-00870332

https://theses.hal.science/tel-00870332

Submitted on 7 Oct 2013

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

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

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : Sciences de la Terre, l'Univers, et l'Environnement

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Alexandra ALVARADO

Thèse dirigée par **Laurence AUDIN**
et codirigée par **Jean-Mathieu NOCQUET**

Préparée au sein de l'Institut de Sciences de la Terre de **Grenoble (ISTerre)**
dans **l'École Doctorale Terre Univers Environnement**

Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur

Thèse soutenue publiquement le **10 octobre 2012**
devant le jury composé de :

M, Thierry, WINTER
Rapporteur
M, Marc-André, GUTSCHER
Rapporteur
M. Michel, SEBRIER
Examinateur
M. Jean-François, RITZ
Examinateur
M, Etienne, JAILLARD
Examinateur

Université Joseph Fourier / Université Pierre Mendès France / Université Stendhal / Université de Savoie / Grenoble INP

Remerciements

Je voudrais remercier tout d'abord Laurence, d'avoir accepté de m'encadrer, d'être aussi disponible tout le temps pour m'aider à résoudre mes problèmes, pour sa générosité dans le partage de ses connaissances, toujours avec sa bonne humeur, qui a fait que ces trois années furent les plus agréables et réconfortantes de ma vie d'étudiante. Je voudrai aussi remercie a Jean-Mathieu pour m'aide avec la compression de la géodésie.

Je remercie de plus le jury d'avoir accepté de lire mon manuscrit malgré la période de vacances.

L'IRD pour la bourse qui m'a permis de réaliser ce travail et son précédent soutien financier au cours de mon master.

L' l'Instituto Geofísico de m'avoir laissé poursuivre mes études, à savoir notre 'Jefe Hugo ', mais surtout mes collègues qui ont dû assurer mes responsabilités pendant mon absence; tout particulièrement mon amie Monica pour être disponible, m'aider et partager nos découvertes, à Sandro, Lili, Mario et Meche. De même, le groupe de volcanologues, et particulièrement le Dr. Minard Hall de m'encourager et m'aider toujours grâce à ses conseils sans jamais compter son temps. A Daniel Andrade et Pablo Samaniego pour les discussions scientifiques et leur ouverture au travail en équipe. Au groupe informatique, et à Jorge, pour son inestimable soutien avec les logiciels et les MNT. A Sandra, Grace et Margot pour leur soutien pendant ses trois années et leurs conseils administratifs.

ISTerre pour l'accueil dans le laboratoire et à toutes les personnes qui ont rendu mon séjour ici très agréable. Je dois remercier tout spécialement Etienne pour nos très intéressantes discussions sur la géologie de l'Equateur, Peter Van der Beek pour ses conseils sur l'analyse morphologique et Xavier pour son aide à la programmation des codes d'analyses des rivières et pour partager avec moi ses connaissances sur la thermochronologie.

Des remerciements spéciaux à Fabrice Cotton et sa famille ainsi qu'à Céline Beauval, pour son amitié et son aide dans les problèmes logistiques.

A toutes les personnes ici à Grenoble avec lesquelles on a partagé ces dernières années et de très bons souvenirs.

Notre famille en Equateur qui nous aide énormément avec son soutien, en essayant de partager avec nous cette expérience, mes beaux-parents pour leur soutien et confiance, finalement particulièrement à ma maman qui est venue nous aider dans les derniers moments de ce travail.

Finalement, je voudrais remercier énormément Pancho pour sa générosité, qui a tout laissé derrière lui pour venir avec moi, pour être un soutien toujours précieux pendant ces années, et aussi à mes deux filles qui rendent ma vie heureuse et qui ont supporté tous ces changements de vie avec courage.

Abstract

Located in the Northern Andes along the active subduction zone of the Nazca plate beneath the South American continent, Ecuador is highly exposed to seismic risk. Moreover, the upper plate is actively deforming and faults responsible for crustal earthquakes are poorly known, showing the need to take them into account in modern assessments of seismic hazard.

Our first objective is then the study of regional active faults and their kinematics, in Ecuador. Systematic analysis of air photos and satellite imagery, as well as geomorphic evidences gathered at different scales along these structures permitted us to obtain a regional tectonic map. Each observation was taken in account if also confirmed on digital terrain models (DTM) and field data. Finally this first step permitted to establish a first up-to-date and homogeneous catalog of major tectonic structures, active at the Quaternary time scale, consistent over the entire territory. We also determined the sense of motion of these active faults in Ecuador. Additionally, we integrate the seismic (instrumental and historical seismicity together with focal mechanisms for the higher magnitude events) and geodetic data available from national, global networks and field work to derive consistent kinematics models. Finally, the kinematics of each segment is compared to the instantaneous and cumulated Quaternary deformation.

We are thus able to document a major tectonic system in Ecuador: the Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná fault system, showing a relative velocity of 7-8 mm/yr. with respect to South America. The deformation is characterized mainly by a combination of dextral NE-SW transpressive faults and reverse NS faults. This system accommodates the northward tectonic extrusion of the North Andean Block. Our interpretation implies the existence and definition of a new micro block, isolated on the western flank of the CCPP structure, bounded on the west by the thrust fault system of Quito and Latacunga and to the east by the Chingual-Cosanga faults, probably active over the past 3 million years.

In a second step, the analysis of the evolution of the drainage system and its interaction with the active tectonic deformation, together with focused sampling and dating was applied to the study of a particular region of the Andes of Ecuador: the Latacunga and Quito micro-block together with the Quito faults system. The Quito reverse faults system

consists of blind thrust faults that outcrop at the surface as a series of en-echelon folds, dipping west and affecting Quaternary volcanic deposits. This kinematics is further confirmed by the analysis of surface and local seismicity and focal mechanisms provided mainly by the national network RENSIG. Available GPS data show a EW convergence at a rate of 4 mm/yr, which is accommodated on the Quito fault system, and particularly active at a regional level. At depth the Quito fault system is probably connected to the west to the old suture, which marks the limit of oceanic terranes accreted to the continent. The analysis of the drainage system has allowed us to highlight the propagation of Quito fault system eastward and northward during the Quaternary.

To conclude from the new local and regional models of Quaternary deformation in Ecuador, we have characterized and defined new seismic sources for the continental crust. Each source corresponds to a characteristic magnitude value and deformation model. This contribution integrates active tectonics as should be done in future seismic hazard calculations to help better quantity seismic hazard on Ecuadorian territory.

Resumen

En el contexto de una zona de subducción rápida, (velocidad de convergencia de 6-8 cm/a.), el Ecuador esta altamente expuesto al riesgo sísmico. La componente de sismicidad atribuida al proceso de subducción es desde algunos años el objetivo de numerosos estudios multidisciplinarios, pero la sismicidad 'indirecta' debida al proceso de deformación en la placa superior ha sido poco estudiada. Generalmente, se la ha considerado como mas débil en comparación a los sismos generados en la interface de subducción, por lo tanto el estudio de la sismicidad continental ha sido frecuentemente relegada a un segundo plano. Ha pesar de que ella produce sismos de menor magnitud que los de la subducción, su nivel de peligrosidad es alto en razón a que ocurre a poca profundidad y en zonas densamente pobladas, como es el caso de Ecuador, por lo que la población ha sido directamente afectada por ella. Las fallas que producen estos sismos son aun poco estudiadas y algunas incluso no identificas aun. La reciente experiencia con Haití, nos muestra que estas estructuras deben ser tomadas en cuenta dentro de los modelos de peligro sísmico.

Como primer objetivo de esta investigación, esta el estudio de la cinemática regional, dominada por la presencia de un gran sistema de fallas continentales transcurrentes que se extienden desde el margen activo (Golfo de Guayaquil) hasta la frontera con Colombia. Numerosas fallas asociadas con el proceso de expulsión del Bloque Nor Andino, que muestran una traza geomorfológica muy clara pero que sin embargo no han sido cartografiadas, debido a que el poder acceder a ellas es muy difícil, no ha permitido concluir sobre su actividad. El análisis de fotos aéreas, de imágenes satelitales y de modelos digitales de terreno a diferentes escalas nos a permitido establecer primero, un catalogo tectónico de estructuras mayores, homogéneo y sistemático, después determinar la cinemática de la mayoría de estructuras activas en el Ecuador a escala del Cuaternario. Además, hemos integrado la información sismológica (sismicidad y mecanismos focales) y geodésica disponible, a partir de las redes nacionales del Ecuador, las redes globales, así como de campañas de campo, que permitieron obtener modelos cinemáticos consistentes. Finalmente, la cinemática de cada segmento fue comparada con la deformación instantánea y acumulada durante el Cuaternario.

El sistema tectónico mayor del Ecuador es el Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP), que muestra una velocidad relativa de 7-8 mm/año con respecto a Sud América. Las

estructuras que lo definen son principalmente sistemas transpresivos dextrales, con una distribución de la componente transcurrente sobre fallas de dirección NE-SW, et la componente inversa sobre las estructuras de dirección NS. Este sistema tectónico mayor permite la expulsión hacia el norte del Bloque Norandino. Nuestra interpretación implica la existencia y la definición de un nuevo micro bloque, aislado sobre el flanco oeste de la estructura CCPP, que es limitado al oeste por el sistema de cabalgamientos de Quito y Latacunga y al este por las fallas del sistema Chingual-Cosanga, el mismo que probablemente funciona desde hace 3 Ma.

En segundo lugar el análisis de marcadores morfológicos de deformación y de la evolución de la red de drenaje asociado a un trabajo de terreno de detalle y de dataciones nos permitió estudiar esta región particular de los Andes del Ecuador: el micro bloque de Quito-Latacunga y el sistema de fallas de Quito. El sistema de cabalgamientos de Quito esta formado por fallas inversas ciegas que producen en superficie una serie de pliegues en echelon con vergencia oeste, dentro de los depósitos volcánicos cuaternarios. Esta cinemática es confirmada por el análisis de la sismicidad superficial y local así como los mecanismos focales proporcionados principalmente por la red nacional RENSIG. Los datos GPS muestran por su parte una velocidad relativa de 4 mm/año, que se acomoda en esta estructura compresiva particularmente activa a escala regional. En profundidad el sistema de fallas de Quito se va ha conectar hacia el oeste a la antigua sutura, que marca el limite de uno de los terrenos oceánicos acrecionados al continente. El análisis de la red de drenaje ha permitido resaltar la propagación del sistema de fallas de Quito hacia el este, durante el Cuaternario mas reciente.

Finalmente a partir de los nuevos modelos locales y regionales de la deformación Cuaternaria de Ecuador, hemos caracterizado y definido 19 nuevas fuentes sismogénicas para la corteza continental, estas fuentes corresponden a volúmenes que contienen los grandes sistemas de fallas, la profundidad máxima de estos volúmenes es de 40 km. A cada fuente le corresponde un valor de magnitud y una cinemática característica de la deformación de la zona. Este aporte permitirá integrar la tectónica activa dentro de los futuros cálculos de peligro sísmico para ayudar a la definición del riesgo sísmico sobre el territorio Ecuatoriano.

Résumé

Situé dans le contexte d'une subduction rapide, (vitesse de convergence de 6-8 cm/an), l'Equateur est particulièrement exposé au risque sismique. La composante de la sismicité qui est directement attribuée au processus de subduction est depuis quelques années l'objet de nombreuses études, mais la sismicité "indirecte" due aux processus de déformation dans la plaque supérieure reste peu étudiée. Pourtant, les populations sont directement exposées à cette séismicité intracontinentale, qui reste dangereuse en raison de sa faible profondeur et distance aux zones densément peuplées.

Le premier objectif de cette thèse est l'étude de la cinématique régionale, dominée par la présence d'un grand système de failles continentales décrochantes qui s'étend depuis la marge active (Golfe de Guayaquil) jusqu'à la frontière Colombienne. De nombreuses failles associées au processus d'extrusion du Bloc Nord Andin montrent une trace géomorphologique très nette mais ne sont pourtant pas cartées car les accès terrain ne permettent pas de conclure sur leur activité. L'analyse des photos aériennes, d'images satellite et de MNT à différentes échelles nous a permis d'établir tout d'abord un catalogue tectonique des structures majeures, homogène et systématique, puis de déterminer la cinématique de la plupart des structures actives en Equateur à l'échelle Quaternaire. De plus, nous avons intégré l'information sismologique (sismicité et mécanismes au foyer) et géodésique disponible à partir des réseaux nationaux de l'Equateur. Ceci nous a permis d'apporter des contraintes cinématiques sur le fonctionnement de ces structures et comparer les processus de déformation instantanés et cumulés à l'échelle du Quaternaire.

Le système tectonique majeur d'Equateur Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP) montre une vitesse moyenne de 7 à 8 mm/an par rapport à Sud Amérique. Les structures qui le définissent sont principalement transpressives dextres, avec une distribution nette de la composante décrochant sur les failles de direction NE-SW, et de la composante inverse sur les structures plutôt NS. Ce système tectonique majeur permet l'extrusion vers le nord du Bloc Nord-Andin. Notre interprétation implique l'existence et la définition d'un nouveau microbloc, isolé sur le flanc Ouest de la structure CCPP, qui est limité à l'ouest par les systèmes chevauchants de Quito et Latacunga, et à l'est par les failles du système Chingual Cosanga, depuis environ 3 Ma.

Dans un deuxième temps, l'analyse des marqueurs morphologiques de la déformation et de l'évolution des réseaux de drainage associée à un travail de détail sur le terrain et de datations nous ont permis d'étudier cette deuxième région particulière des Andes d'Equateur. Le système de chevauchements de Quito est formé par des failles inverses aveugles qui produisent en surface une série de plis en échelon à vergence Ouest dans les dépôts volcaniques Quaternaire. Cette cinématique est confirmée par l'analyse de la sismicité superficielle et locale, et les mécanismes au foyer issus du réseau national RENSIG. Les données GPS montrent un taux de raccourcissement EW de 4 mm/an, accommodé sur cette structure compressive particulièrement active à l'échelle régionale. En profondeur le système de faille de Quito se connecte probablement vers l'ouest à l'ancienne suture, qui marque la limite des terrains océaniques accrétés au continent. L'analyse du réseau de drainage souligne de plus la propagation du système de failles de Quito vers le nord et vers l'Est, depuis le Quaternaire récent.

Pour finir, à partir de ces nouveaux modèles locaux et régionaux de déformation Quaternaire pour l'Equateur, nous avons caractérisé et défini 19 nouvelles sources sismogéniques pour la croûte continentale. Cet apport permettra d'intégrer la tectonique active dans les futurs calculs d'aléa sismique pour aider à la définition du risque sur le territoire Equatorien.

TABLE DES MATIERES

Chapitre 1 : Introduction générale et objectifs de la thèse……13

Chapitre 1.1 Etat de l'art……14

1.1.1 Pourquoi étudie la tectonique active en Equateur ?……14
1.1.2 Le contexte géodynamique actuel de l'Equateur dans les Andes……14
1.1.3 Topographie et morphologie des Andes Equatoriennes……17
1.1.4 Evolution de la plaque chevauchante dans le contexte de la subduction Equatorienne……18
1.1.5 Modèles géodynamiques antérieurs à notre étude……20
1.1.6 La Néotectonique a l'Equateur……23

Chapitre 1.2 Objectifs de la thèse……26
Chapitre 1.3 Présentation des contextes politique et scientifique de la thèse……29

Chapitre 2 : Techniques utilisées dans ce mémoire: leurs limites et l'importance d'une approche multidisciplinaire……31

Chapitre 2.1. Géomorphologie tectonique……32

2.1.1 Analyse morphotectonique……33
2.1.1.1 Données et outils informatiques pour la cartographie GIS……33
2.1.1.2 Marqueurs morphologiques et cinématiques des failles actives……34
Failles décrochantes……34
Failles inverses……38
Failles normales……40
2.1.1.3 Limites de l'analyse geomorphologique de la deformation active……42
Chapitre 2.2.Paléosismologie……43
Chapitre 2.3. Datations des marqueurs Quaternaires……50

2.3.1 Datation ^{14}C – principes généraux (1-50 ka)……50
2.3.2 Datation k/Ar méthode Cassignol-Gillot – Principes généraux (10 ka-Ma)……53

Chapitre 2.4. Sismologie……54
Chapitre 2.5. Géodésie……57

Chapitre 3 : Evidences morphologiques des déformations actives dans la région de Quito et la Dépression Interandine. Définition de paramètres pour l'aléa sismique……58

Chapitre 3.1 Contexte géographique et morphologique……59

3.1.1 Contexte climatique Quaternaire et précipitations……63

Chapitre 3.2 Géologie de la Dépression Interandine-Quito et Guayllabamba……64

3.2.1 Formation Pisque……65
3.2.2 Formation San Miguel……68
3.2.3 Formation Guayllabamba……69

3.2.4 Formation Chiche……71
3.2.5 Formation Cangahua……73
3.2.6 Géologie du bassin de Quito……73
3.2.7 Analyses du taux de soulèvement d'après les nouveaux marqueurs de la déformation et de leur datation……78

Chapitre 3.3 Analyses morphométries du drainage dans le bassin de Quito……80

3.3.1 Distribution et caractérisation du réseau de drainage pour la région de Quito……81
3.3.2 Analyse hypsométrique……89
3.3.3 Caractérisation du profil de canaux de rivières……94
3.3.3.1 Analyses de donnès……96

Chapitre 3.4 Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity……102

3.4.1 Abstract……102
3.4.2 Introduction……103
3.4.3 Geodynamic and geologic settings……104
3.4.4 Geomorphic study and mapping of the active Quito fault system……107
3.4.5 Local microseismicity……113
3.4.6 Present-day deformation from GPS measurements……118
3.4.7 Seismotectonic hazard estimation……122
3.4.8 Shortenning and uplift estimations for the Interandean Depression……124
3.4.9 Correlation of seismic and GPS data with geological and morphological structures……127
3.4.10 Conclusion……129

Chapitre 4 : First paleoseismic results for the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust……131

4.1 First paleoseismic results for the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust……132

4.1.1 Abstract……132
4.1.2 Introduction……134
4.1.3 Active tectonics and seismotectonics in Central Ecuador……137
4.1.4 Segmentation of the Pallatanga fault……140
4.1.4.1 The Rumipamba-Pallatanga segment……140
4.1.4.2 The Riobamba segment group……143
4.1.5 Trench survey at Rumipamba……145
4.1.5.1 Sedimentological and stratigraphic description of the Rumipamba trenches……145
Sedimentary record……145
4.1.5.2 Stratigraphic and chronological interpretation……147
4.1.5.3 Deformation of Holocene sediments and paleoseismological interpretation……150
Description of deformation features……150
4.1.5.4 Retrodeformation of trench 2 and attempt of earthquake calendar……152
4.1.6 Discussion about the paleoseismic history of the Rumipamba-Pallatanga segment……154

4.1.7 Conclusion……158

Chapitre 5 : Synthèse géodynamique et Bloc Nord Andin.....160

Chapitre 5.1 Introduction……161
Chapitre 5.2 Perspectives……165

Chapitre 5.3 Progressively migrating and narrowing continental plate boundary in Ecuador: present-day localized active faulting delimiting the North Andean Block to the East ……..169

5.3.1 Abstract……169
5.3.2 Introduction……..170
5.3.3 Sutures an inherited tectonic structures……170
5.3.4 Geologic evolution of Ecuador since the latest Cretaceous and paleogeogaphic interpretation……174
5.3.5 Neotectonic data……176
Chingual fault system……..179
The Cosanga fault system……177
The Pallatanga fault system……177
The Puná fault system……179
Mácas fault system (MFS)……179
Napo-Cutucú fault system (Eastern Subandean Belt ESB)……179
Quito-Latacunga fault system QL……180
5.3.6 Seismicity and focal mechanisms……181
5.3.7 GPS results……185
5.3.8 Discussion: Narrowing restraining bend, localized tectonics and uplift timing……..187
5.3.9 Conclusion……190

Chapitre 6 : Seismogenic source definition for the seismic hazard assessment of the Ecuador……..192

Chapitre 6.1 Introduction……..193
Chapitre 6.2 Seismic sources zones in Ecuador……..194

6.2.1 Geodynamic and seismotectonic settings……..194
6.2.1.1 Continental area……195
6.2.1.2 Offshore subduction and coastal area……..197
6.2.2 Estimation of the magnitude for the characteristic earthquake of a seismogenic source and its recurrence rate in each zone……..198
6.2.3 Definition of Subduction Seismogenic sources……199
6.2.3.1 Intraplate Subduction Seismogenic sources along the trench……..199
6.2.3.1.1 Esmeraldas example: best constrained subduction seismogenic source……200
6.2.3.2 Intraslab Deeper Seismogenic sources……202
6.2.4 3 Crustal Seismogenic sources……206
6.2.4.3.1 9C Quito……212
6.2.4.3.2 13C Pallatanga-Pisayambo……214
Chapitre 6.3 Discussion and Conclusions……..215

Chapitre 7 : Conclusions et perspecives……218

Chapitre 7.1 Faille de Quito……219
Chapitre 7.2 Cinématique et modèle de déformation crustale en Equateur……..223
Chapitre 7.3 Perspectives……..228

Références……230

Annexes……..249
Annexe 1 Analyses chimiques……..251
Annexe 2 Datation radiocarbone……...252

Appendix……254

Chapitre 1

Introduction Générale et Objectifs de la thèse

1.1 Etat de l'art

1.1.1 Pourquoi étudier la tectonique active en Equateur?

Depuis le Chili jusqu'en Colombie, la marge occidentale de l'Amérique du Sud est caractérisée par la subduction rapide de la plaque océanique Nazca. Elle est la source de séismes de subduction de grande magnitude comme celui de Maule au Chili (Mw 9, 2010) ou d'Esmeraldas en 1906 (Mw8.8) en Equateur. En Equateur, situé dans les Andes du Nord, la subduction est continue depuis près de 25 Ma (Hey, 1977) et a façonné la structure de la marge actuelle (e.g. Stauder, 1975 ; Collot et al., 2008, etc). Souvent considérée comme plus faible en comparaison aux séismes de subduction, l'étude de la sismicité continentale (la déformation crustale de la plaque chevauchante) est parfois reléguée au second plan, comme c'est le cas en Equateur. Les populations directement exposées à cette déformation active intracontinentale et aux risques associés sont malgré tout plus directement affectées par ces séismes de moindre magnitude mais qui ont lieu à des profondeurs beaucoup plus superficielles. En Equateur, ces failles qui produisent ces séismes restent peu étudiées et même pour certaines encore non identifiées. Pourtant les exemples très récents de l'Italie en 2012 et d'Haïti en 2010 nous montrent qu'elles doivent absolument être prises en compte dans le cadre des études de risques et dans les modèles d'aléa probabiliste.

1.1.2 Le contexte géodynamique actuel de l'Equateur dans les Andes

Par rapport aux Andes du Pérou (de direction moyenne N115°) ou aux Andes Colombiennes (N40°, Figure 1.1), les Andes d'Equateur montrent une direction préférentielle N10° et constitue donc une zone clé de cette chaîne de montagne le long du Pacifique. Ces variations de direction sont concordantes avec la forme de la marge continentale et les changements de direction de la fosse le long de la subduction. Les Andes Equatoriennes sont composées par deux cordillères principales (Occidentale et Orientale) parallèles entre elles, de direction plus ou moins NS, topographiquement élevées entre 4000-4400 msnm et séparées par une dépression interandine (2000-2700 msnm Figure 1.1).

La géodésie spatiale permet de quantifier la vitesse de convergence actuelle de la plaque Nazca vers le continent Sud-Américain. Cette convergence a actuellement lieu dans une direction N83°E et à une vitesse de 56 mm/a (Figure 1.1, Kendrick et al., 2003 ; Nocquet et al., 2009). La convergence est donc oblique à la direction de la fosse (~N10°E à N30°E du

nord au sud de l'Equateur). Cette direction de convergence induit pour partie, un raccourcissement EW dans la plaque continentale et pour partie l'échappement du Bloc Nord Andin vers le NE (Trenkamp et al., 2002 ; White et al., 2003). Par ailleurs, entre 0.5°N et 2°S, une caractéristique morphotectonique importante de la plaque de Nazca est la présence de la large ride de Carnegie, un plateau océanique d'environ 2 km plus haut et 10 km plus épais que la plaque océanique Nazca environnante (Graindorge et al., 2004, Sallarès and Charvis, 2003). La ride de Carnegie entre en subduction en face de l'Equateur depuis ~5 Ma (Gutscher et al., 1999 ; Collot et al., 2009). L'échappement du Bloc Nord Andin génère des déformations de la plaque chevauchante (Ego et al., 1996a) , qui se traduisent par différents systèmes de failles actives dans la croûte continentale, qui ont été pour certaines étudiées localement (Winter et al., 1993 ; Lavenu et al., 1995 ; Dumont et al., 2005a and b; Tibaldi et al., 2007).

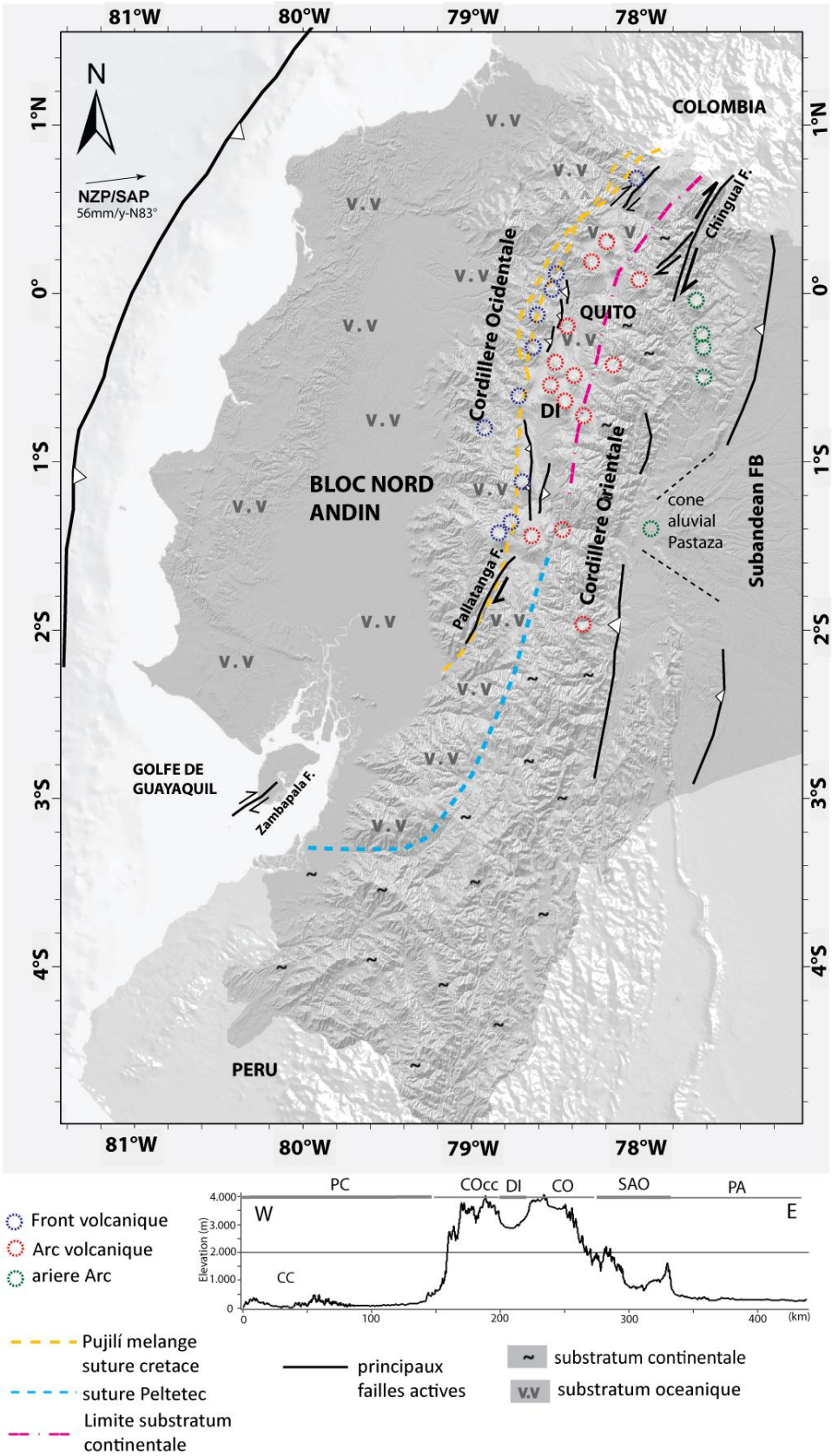


Figure1.1 Cadre Géodynamique de l'Equateur, avant cette étude. Coupe : PC Plaine côtière. CC Cordillère côtière. DI Dépression Interandine. COcc Cordillère Occidentale. CO Cordillère Orientale. PA Plaine amazonienne. SAO subandin oriental. Plaque Nazca par rapport à la plaque Sud-Americaine. Données géologiques d'après : Aspden and Litherland, 1992 ; Zamora and Litherland, 1993 ; Hughes and Pilatasig, 2001 ; Jaillard et al., 2009.

1.1.3 Topographie et morphologie des Andes Equatoriennes

Le domaine subandin oriental présente un relief d'environ 2400 m d'altitude, séparé entre ses parties sud et nord par le cône alluvial géant de la rivière Pastaza (~1.6°S-2°S). Plus loin vers l'Est s'étend la plaine Amazonienne, qui rejoint le craton Brésilien. A l'ouest de la Cordillère Occidentale, la plaine côtière est limitée par une cordillère côtière de basse altitude (~300 msnm, Figure 1.1).

Une autre caractéristique morphologique importante de l'Equateur se traduit par la présence d'un arc volcanique de ~120 km de large, qui se développe au nord de ~2°S. Il est divisé en trois zones : le front volcanique, sur la Cordillère Occidentale, l'arc proprement dit sur la Cordillère Orientale et l'arrière arc au niveau du domaine subandin oriental. Les volcans de l'arc volcanique et du 'back-arc' sont principalement andésitiques mais les volcans qui appartiennent au front volcanique actif sont plutôt de type dacitique (Figure 1.1 ; Robin et al., 2010).

Volcan Cotopaxi

1.1.4 Evolution de la plaque chevauchante dans le contexte de la subduction Equatorienne

Les Andes du Nord (Equateur, Colombie et Venezuela) ont montré une évolution géodynamique différente des Andes du Sud. Elles sont formées par une succession d'accrétions de terrains océaniques, initiées au Crétacé terminal (Hughes and Pilatasig, 2001; Mamberti et al., 2003, Jaillard et al., 2009, Kennan and Pindell, 2009) et qui se sont poursuivies jusqu'au Paléocène. Ces accrétions, sans réelle subduction du matériel, incorporent au continent la croute océanique et les arcs insulaires, qui forment actuellement le substratum de la Dépression Interandine, la Cordillère Occidentale et la plaine Côtière (Hughes and Pilatasig, 2001; Mamberti et al., 2003, Jaillard et al., 2009, Pindell and Kennan, 2009).

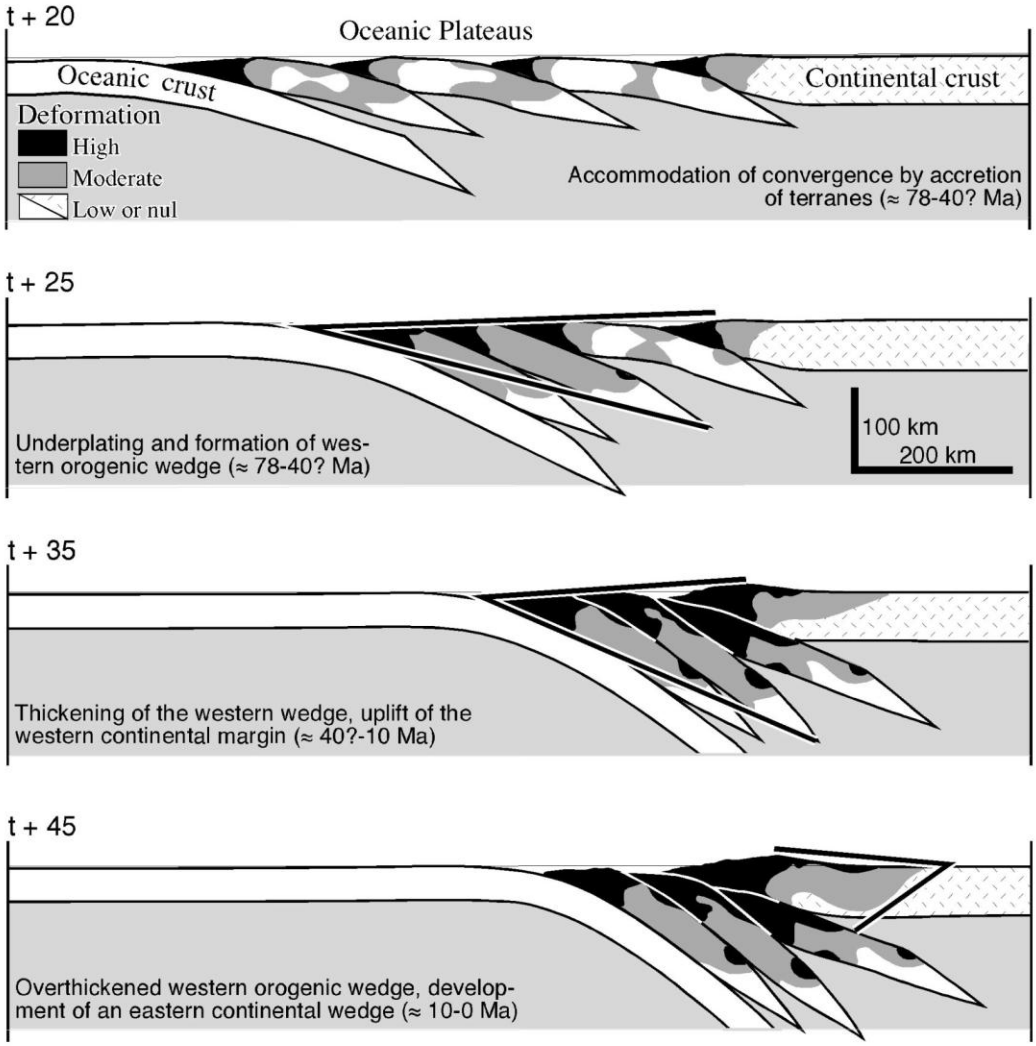


Figure 1.2 Modèles numériques de la construction de l'orogène des Andes d'Equateur, d'après Bonnardot, 2003.

Comme conséquence directe de ces processus, un héritage structural important est présent et décrits par la cartographie de différentes sutures depuis le Crétacé et par les systèmes de failles affectant les limites des blocs accrétés (Hughes and Pilatasig, 2001 ; Jaillard et al, 2009 ; Pindell and Kennan, 2009). En effet, cet héritage structural a enregistré la formation de bassins sédimentaires (Crétacé Supérieur - Eocène) décrits par Toro (2007), qui maintenant ont été repris pour partie, soulevés et déformés pour constituer la cordillère Occidentale (Jaillard et al., 2009). La formation et la structure de la croûte actuelle a pu être modélisée comme le résultat de la succession de sous placages de ces plateaux océaniques qui résistent à la subduction et se sont « accumulés » sur le flanc Ouest des Andes Equatoriennes (Bonnardot, 2003) (Figure 1.2).

A partir du Miocène, des bassins sédimentaires d'avant-arc se développent, en face du nouvel arc volcanique. Ils sont de nature océanique et ont commencé à se soulever à la fin du Pliocène, continuant leur surrection jusqu'au Pléistocène (Benítez, 1995 ; Deniaud, 2000). Au sud de l'Equateur, des bassins sédimentaires se sont développés pendant le Néogène (Steinmann et al., 1999). Ils se caractérisent par la présence de faciès marins pendant le Miocène Moyen (Steinmann et al., 1999). Le processus d'exhumation de ces bassins à la fin du Miocène Supérieur est attribué au soulèvement régional des Andes dans cette région (Steinmann et al., 1999). En effet, depuis les 10 dernières années, de nouvelles données thermochronologiques obtenues en Equateur ont contribué à établir quelques évènements d'exhumations, qui d'une part sont associés aux épisodes d'accrétions Crétacé - Paléocènes, mais aussi à des processus d'exhumations plus récents (8-9 Ma, 3 Ma) (e.g. Steinmann et al., 1999 ; Spikings et al., 2000, 2001, 2005, 2010, Spikings and Crowhurst 2004 ; Winkler et al., 2005).

A l'opposé, dans le Golfe de Guayaquil, la sédimentation commence nettement plus tard, à partir du Pliocène et devient très importante pendant le Pléistocène (1 Ma), avec un taux de sédimentation extrêmement élevé (700 et 8600 m/Ma ; Benítez, 1995 ; Deniaud et al., 1999). Le début du remplissage de ce bassin semble traduire l'effet de l'expulsion du Bloc Nord Andin vers le NE le long de l'actuel système décrochant Puná-Pallatanga (Deniaud et al, 1999 ; voir chapitre 3 et 4 de ce manuscrit).

De même, des campagnes océanographiques le long de la zone de subduction (e.g. Lonsdale and Klitgord, 1978 ; Collot et al., 2004 ; 2008 ; 2009 ; 2011 ; Marcaillou et al, 2008 ;

Calahorano et al., 2008 ; Gailler et al., 2007 ; Manchuel et al., 2011) ont permis définir la structure sous marine de la marge active de l'Equateur. Mais paradoxalement, les processus de déformation crustale restent mal connus.

1.1.5 Modèles géodynamiques antérieurs à notre étude

A l'échelle de l'Equateur et en général et pour la plupart, les travaux tectoniques précédents ont été développés dans des zones spécifiques et plusieurs modèles incompatibles co-existent en montrant de notables différences en terme de modes de déformation de la plaque chevauchante (Figure 1.3, Soulas et al., 1991 ; Lavenu et al., 1995 ; Ego et al., 1996a, Tibaldi and Ferrari., 1992 ; Dumont et al, 2005a ; Winkler et al., 2005 ; Witt and Bourgois, 2010).

La plupart des auteurs considèrent, logiquement, que les anciennes sutures jouent un rôle fondamental dans la déformation actuelle de la plaque chevauchante (Soulas et al., 1991 ; Tibaldi and Ferrari, 1992 ; Lavenu et al., 1995 ; Ego et al., 1996a ; Dumont et al., 2005a ; Winkler et al., 2005 ; Witt and Bourgois, 2010). La suture du Crétacé terminal (Dolores Guayaquil Megashear) a été jusqu'à maintenant considérée par la plupart des auteurs, comme la structure majeure accommodant le mouvement du Bloc Nord-Andin. Dans la littérature, on la retrouve connectée au Golfe de Guayaquil à travers le système de failles de Pallatanga (Tibaldi and Ferrari, 1992 ; Lavenu et al., 1995 ; Ego et al., 1996a ; Dumont et al., 2005a, Winkler et al., 2005). Sa connexion vers le nord en Colombie n'est pas bien contrainte (Tibaldi and Ferrari, 1992 ; Ego et al., 1996a ; Winkler et al., 2005) ou n'apparaît pas cartée spécifiquement ou associée à des failles actives (Figure 1.3c, Dumont et al., 2005a).

L'autre suture référencée dans la littérature est celle de Peltetec, décrite au sud par Aspden and Litherland (1992), et que les auteurs prolongent vers le nord, le long de la bordure ouest de la cordillère Orientale, même si il n'y a pas beaucoup d'évidences de sa présence en terme d'activité sismique ou d'affleurements géologiques (Tibaldi and Ferrari, 1992 ; Ego and Sébrier, 1996 ; Lavenu et al., 1995 ; Winkler et al., 2005).

La définition d'un modèle de 'restraining bend' propose par Ego et al. (1996a) (Figure 1.3b), montre une structure principale sur le flanc est, l'« East Andean Front Fault

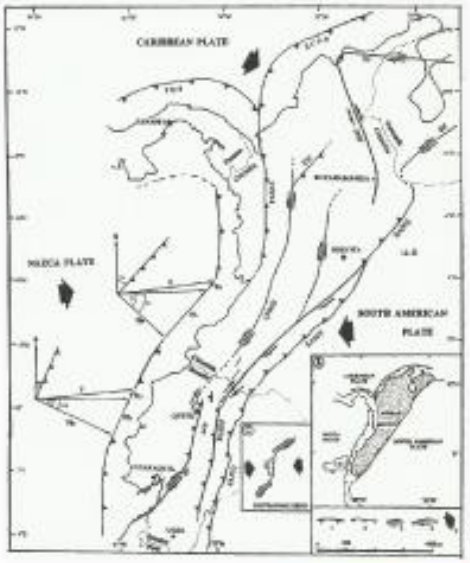
Zone », principalement inverse qui se connecte au Golfe de Guayaquil, par l'intermédiaire de la faille de Pallatanga. Cependant, les structures qui permettront ce transfert ne sont pas indiquées (Ego et al., 1996a). Récemment, le modèle de restraining bend proposé par Winkler et al. (2005) (Figure 1.3d) utilise par contre la suture Peltetec, qui dans le modèle d'Ego et al. (1996a), montrait un rôle secondaire.

D'autres interprétations prennent en compte le système de failles de Chingual, et proposent qu'il joue un rôle important en localisant la déformation depuis le Nord Est Equatorien. Sa connexion vers le Golfe du Guayaquil se ferait par l'intermédiaire de la faille Pallatanga (Soulas et al., 1991) ou à partir du système de failles Giron (Witt and Bourgois, 2010 ; Figure 1.3e).

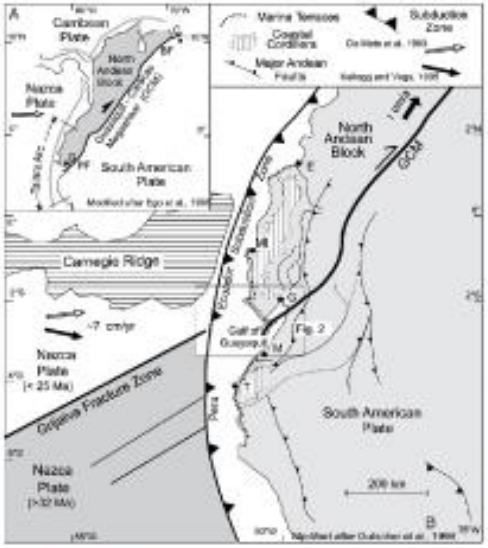
Figure 1.3. Modèles géodynamiques de l'Equateur. (a) Lavenu et al., 1995 ; (b) Ego et al., 1996a ; (c) Dumont et al., 2005a ; (d) Winkler et al., 2005 ; (e) Witt and Bourgois, 2010.

PACIFIC OCEAN
COLOMBIA
ECUADOR
PERU
COLOMBIA
ECUADOR
PERU

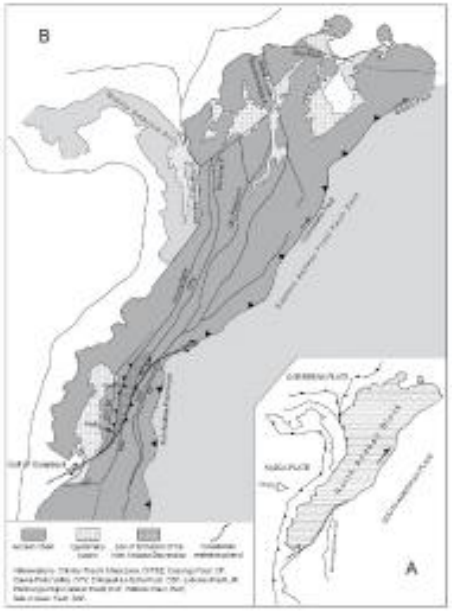
(a)


CARIBBEAN PLATE
NAZCA PLATE
SOUTH AMERICAN PLATE

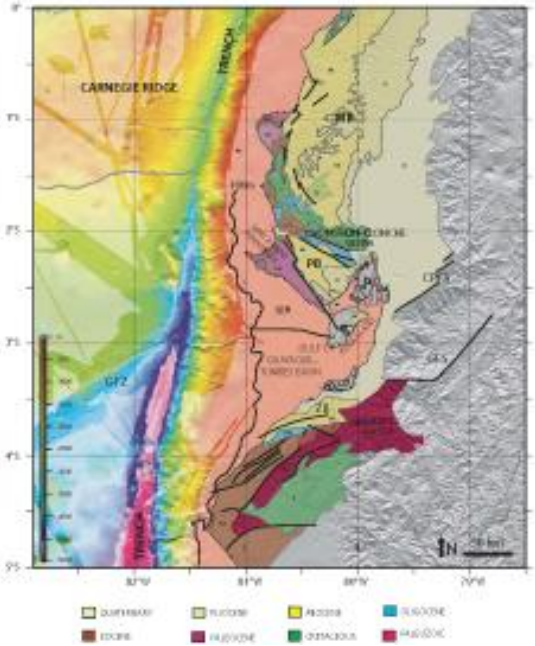
(b)


Caribbean Plate
Nazca Plate
South American Plate
Carnegie Ridge
North Andean Block
Nazca Plate
Grijalva Fracture Zone
South American Plate

(c)


B
A

(d)


CARNEGIE RIDGE
TRENCH
GFZ

(e)

1.1.6 La Néotectonique en Equateur

Les études néotectoniques en Equateur ont commencé dans les années 80 dans le cadre du 'Preparedness Project', qui a été finance par UNDRO-USAID /OFDA (Hall et al., 1990). Dans le cadre de ce projet a été organisé à l'Equateur un atelier de terrain pour la recherche néotectonique, mené par le Dr. Soulas. A l'issue de ce travail, il a été proposé une première cartographie de la partie nord des Andes de l'Equateur, publiée dans différentes documents et rapports (Soulas et al., 1987, 1991; Soulas, 1988).

Les études postérieures ont été menées principalement dans le cadre des conventions entre la Facultad de Geología, l'Instituto Geofísico de l'Escuela Politécnica Nacional et l'ORSTOM (actuelle IRD), et l'IFEA.

De ces travaux sont issus la cartographie de détail de certains segments, type faille de Pallatanga (Figure 1.1) (Winter, 1990 ; Winter et al., 1993) et la cartographie de la zone entre Latacunga et Salcedo (Dávila, 1990; Lavenu et al., 1995). Quelques âges K/Ar ont été extrapolés à certaines formations de la même zone de la Dépression Interandine (Figure 1.3a ; Lavenu et al., 1992 ; 1995).

Par la suite, la thèse doctorale d'Ego (1995) traite de la tectonique en Equateur et apporte une cartographie générale des structures pour finalement propose un état de contraintes pour la région de Quito à partir de l'inversion de données microtructurales ainsi qu'un un état de contraintes de l'Equateur basé sur l'inversion de quelques mécanismes au foyer. Il étudie un segment du système de faille de Chingual; des failles de Billecocha et Romeral au sud de la Colombie (Ego, 1995 ; Ego et al., 1995 ; Ego et al., 1996b ;). Pour conclure, ce travail propose un modèle de 'restraining bend' pour les Andes de l'Equateur et sud de la Colombie (Figure 1.3 a ; Ego et al., 1996a ; Ego and Sébrier, 1996).

En parallèle, le travail de Tibaldi and Ferrari (1992) se base sur des analyses structurales et propose pour cette partie des Andes un modèle en transtension, défini par les systèmes Chingual à l'est et à l'ouest par l'ancienne suture crétacé.

Dans les années 90, le projet World Map of Major Active Faults, soutenu par l'International Lithosphere program et par l' USGS's National Earthquake Hazards Reduction Program, a permis la publication de la première carte néotectonique de l'Equateur, qui a été compilée des publications et de travaux ou rapports non publiés menés par les auteurs (Figures 1.4) (Egüez et al, 2003). Cette carte est aussi accompagnée d'une base de données rassemblant les paramètres de chaque structure (comme le type et caractéristiques généraux de la structure, vitesse de faille, qualité de l'information, entre autres).

Tibaldi et al,. (2007) cartographient la faille de Chingual dans son ensemble et proposent un nouveau taux de déformation en corrélant les âges des marqueurs identifiés à de possibles variations climatiques en Amérique du Sud pendant le Quaternaire.

De nouveau, en 2009, j'ai pu effectuer une compilation des structures néotectoniques en Equateur dans le cadre du projet Multinational Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, soutenu par le Service Géologique du Canada dans le but de proposer une carte néotectonique à jour de l'Amérique du Sud. Dans cette nouvelle carte, apparaît une révision de la cartographie d'Egüez et al 2003, incluant les nouvelles publications et la corrélation de système de failles transfrontalières mal connus (Alvarado, 2009)a.

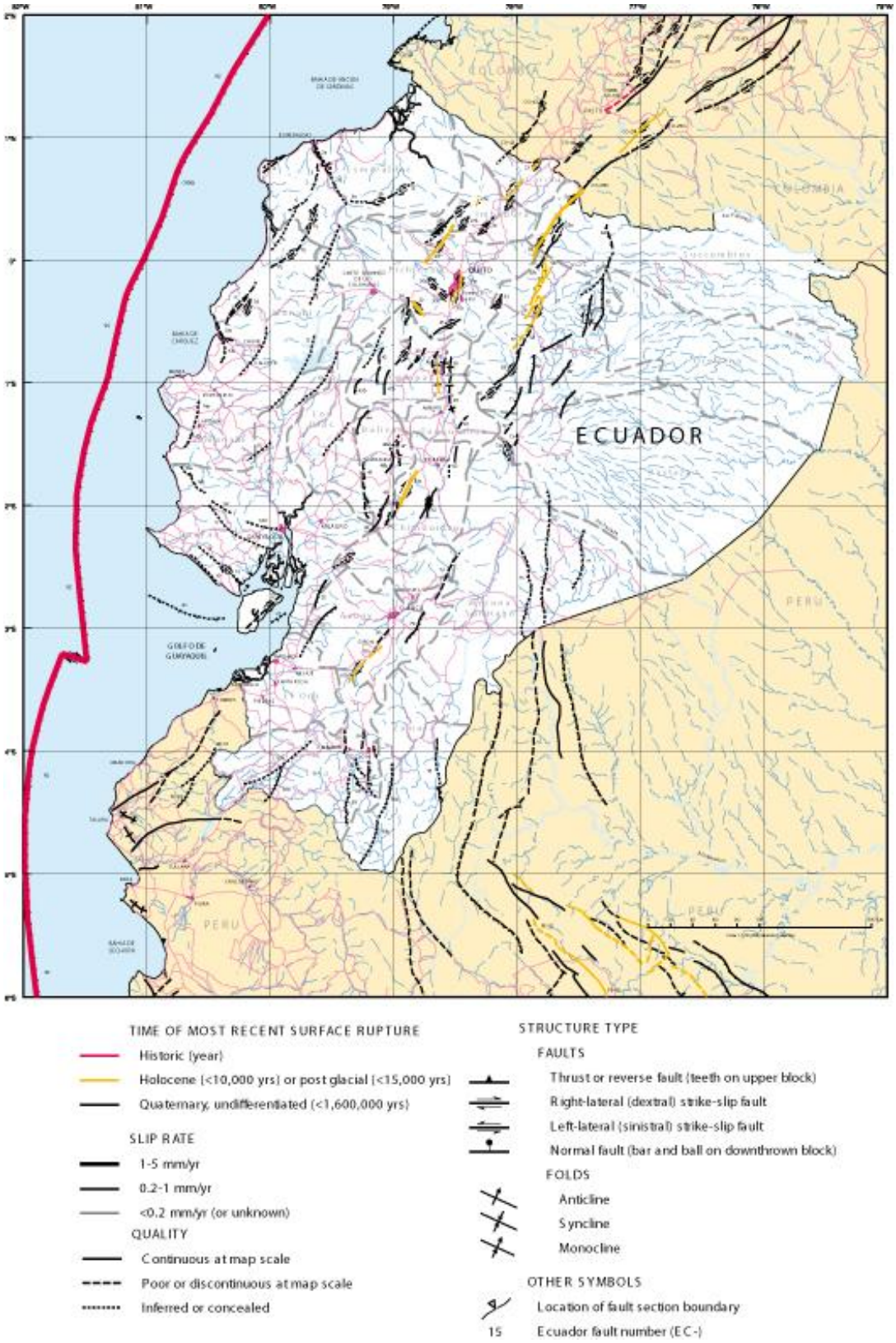


Figure 1.4 Carte de failles et plis Quaternaire de l'Equateur (Egüez et al, 2003)

1.2 Objectifs de la thèse

Les recherches que l'on a choisi de mener portent sur les systèmes de failles actifs, soit néoformés ou réactivés de structures tectoniques plus anciennes. A terme, l'objectif est de pouvoir produire une cartographie homogène des failles actives à utiliser dans le cadre des modèles et calculs d'aléa sismique. Le pays a connu déjà à plusieurs reprisses les effets désastreux des plusieurs séismes historiques et instrumentaux (Egred, 2009). Les récits historiques recensent en effet plusieurs évènements crustaux de magnitude très importante comme le séisme de Riobamba du 1797 (Mw 7.6 ; le plus gros séisme crustal historique d'Amérique du Sud). Ce séisme a produit plus de 12000 morts et la destruction de la ville qui a été déplacée et reconstruite dans une autre région (Egred, 2000). Plus récemment, le séisme Salado-Reventador 1987 (Mw 7.1,) a été à l'origine de moins de victimes, mais a par contre rompu l'oléoduc transportant le pétrole extrait en Amazonie vers le port d'Esmeraldas. Les effets économiques ont été importants car l'exportation du pétrole (principale ressource d'exportation du pays ; Bolton, 1991) a été stoppée pendant 6 mois. Paradoxalement, aucun de ces séismes n'a été associé de façon robuste à une faille crustale identifiée.

Pour toutes ces raisons, notre travail a pour objectifs:

1. De définir et caractériser la déformation actuelle en Equateur en testant le potentiel des études mutidisciplinaires dans la définition et la cartographie des structures tectoniques actives dans ce pays ou le couvert végétal et la topographie sont par endroit des obstacles majeurs à l'étude de la déformation active.
2. D'étudier en détail le système de failles de la zone de Quito pour évaluer l'aléa sismique associé à cette région de la capitale Equatorienne.
3. De tester pour la première fois en Equateur les méthodes de paléosismologie sur le système de faille de Pallatanga, à la poursuite du séisme crustal MW7.5 de 1797
4. De proposer une synthèse géodynamique ainsi qu'un modèle cinématique et tectonique á grande échelle, mais cohérent à la fois d'un point de vue morphotectonique, sismique et géodésique
5. De proposer un zonage sismogénique des sources crustales et de subduction en préparation des calculs d'aléas probabilistes à plus grande échelle dans tout le pays.

La sélection de la zone de Quito pour effectuer un travail plus détaillé répond aux considérations suivantes :

- Au jour d'aujourd'hui, Quito concentre à peu près 3 millions d'habitants (http://www.inec.gob.ec)

- Quito est la capitale du pays, dans laquelle se situe l'administration et le centre politique du pays comme : la résidence présidentielle, les ministères, les centres d'émission monétaire, l'Assemblée Nationale, la Cour Suprême de Justice etc.

- La vulnérabilité physique est élevée, comme montré par le projet Earthquake Risk Management (EPN et al, 1994). (Figure 1.4)

- La ville est localisée sur un système de failles actives, peu ou mal décrit jusqu'à présent en terme de structures et d'aléa (Soulas et al., 1991 ; Lavenu et al., 1995, Ego, 1995, Ego and Sébrier, 1996).

Figure 1.4 Différents observations de la ville de Quito, localisé sur le système de failles actives. Voir aussi la taille des plis (collines) et les fortes incisions qui caractérisent la partie nord – est de la ville, comme dans la quebrada El Batán. (Photos www.skyscrapercity.com et IGEPN)

1.3 Présentation des contextes politique et scientifique de la thèse

Ce travail a été proposé dans le cadre du projet ANR Blanc Andes du Nord (2008-2011) et de la coopération scientifique de l'IRD avec l'Instituto Geofisico de Quito sur les thématiques de la tectonique active en Equateur. La bourse de thèse a été financée par l'Institut de Recherche pour le Développement pour une durée de 3 ans à partir de Septembre 2009. Une partie des travaux de terrain ont été financés par l'ANR (ANR-07-BLAN-143) et le projet INSU SECUADOR. Les échantillons C14 ont été financés dans le cadre des projets IRD à l'UMS 2572 LMC14 (CNRS-CEA-IRD-IRSN-Min. Culture et Comm.)

J'ai passé la première année de ma thèse à ISterre pour suivre les modules exigés par l'école doctorale et m'intégrer dans le laboratoire. Par la suite, je suis retournée un an en Equateur pour effectuer mon terrain de thèse et prélever les échantillons nécessaires à la datation des évènements tectoniques du bassin de Quito. J'ai pu ainsi garder contact avec mon institution d'origine dans laquelle je retourne prendre mes fonctions de professeur dans l'Ecole Polytechnique Nationale à Quito. Puis pour la dernière année de thèse, la finalisation et la rédaction, je suis revenue à Isterre à Grenoble.

Les autres projets dans lequel j'ai pu m'impliquer pendant ma thèse et qui y sont reliés sont :

- Etudes géologiques et néotectoniques pour la construction de la ligne de METRO à Quito (2011-2013). Ce projet, que je porte á Quito, a permis de financer les datations K/Ar et les analyses chimies, ainsi que une thèse d'ingénieur que j'ai encadrée pendant mon année de thèse en Equateur.

- Le Projet National Equatorien ''Actualisation du calcul d'alea sismique pour l'Equateur ', qui s'est appuyé sur le modèle géodynamique proposée ici, pour définir les sources sismiques, porté par l'Instituto Geofísico de Quito.

- Deux sujets de recherche ont aussi été proposés et avancés en parallèle de cette étude :

1. Un Master 2R (Sandra LAGREULET) dans l'Université Paris XI, avec la collaboration du Dr. Xavier Quidelleur, pour appliquer la méthode K/Ar d'après Cassignol-Gillot (1982) sur mes échantillons d'origine volcanique de la région du bassin de Quito, très jeunes et difficiles à dater avec suffisamment de précision autrement.

2. Une thèse d'ingénieur (Daniel PACHECO) de l'Escuela Politécnica Nacional. Pour améliorer la connaissance de la stratigraphie volcanique du bassin de San Antonio au nord de Quito ; intitulée ' Estudio geológico del Pléistoceno – Holoceno en la zona de San Antonio de Pichincha- Pomasqui, que j'ai co-encadré avec le Dr. Daniel Andrade. En effet, ces travaux sont complémentaires de mon étude de la stratigraphie volcanique des bassins de Quito, que je développais en parallèle.

Chapitre 2

Techniques utilisées dans ce mémoire: leurs limites et l'importance d'une approche multidisciplinaire

2.1. Géomorphologie tectonique

L'étude de la déformation active à grande échelle par à partir des indices morphotectoniques consiste à intégrer les données géologiques, hydrologiques et morphologiques, pour identifier des marqueurs reflétant l'activité récente des failles, avec pour objectif final de quantifier la déformation (Burbank and Anderson, 2001 ; Tapponnier et al., 2001). Cette approche, appliquée à grande échelle permet de carter avec précision les failles actives et les formations Quaternaires qu'elles affectent, et de comparer les processus de déformation observés dans différentes régions à l'échelle de tout le territoire de façon homogène. Ainsi, nous avons choisi de travailler sur la base d'images satellites optiques de précision comparable. L'identification des marqueurs morphologiques apporte de plus des informations sur la cinématique de la structure, cumulée à l'échelle de plusieurs cycles sismiques. L'application de ce protocole nous a permis passer d'une échelle régionale (Equateur, quelques centaines de km) à une échelle locale (Quito sur dizaines de km et a Pallatanga sur dizaines de m), et de travailler à plusieurs échelles de temps imbriquées depuis le Quaternaire (Ma) jusqu'à l'instantané (seconde, e.g. failles de Chisinche et Pastocalle).

J'ai choisi de plus d'utiliser l'analyse morphométrique du réseau du drainage. Depuis une dizaine d'années, il a été démontré que l'analyse morphometrique constitue un outil puissant pour la caractérisation de l'évolution du relief dans des régions où les affleurements sont rares et où les systèmes de failles montrent une taille et une extension trop importantes pour être étudié localement. Dans une première partie, j'ai travaillé sur le calcul de la valeur de l'intégrale hypsométrique pour les bassins versant de la zone de Quito, qui a montré des résultats intéressants décrits dans le chapitre 3. D'autre part, j'ai aussi travaillé sur le réseau du drainage et sa hiérarchie, la caractérisation de la forme du chenal des riviéres. Ces paramètres sont en effet contrôlés par les processus d'érosion et dépendent de leur interaction avec la tectonique (Delcaillau et al, 1998 ; Montgomery, 2003 ; Montgomery and Stolar, 2006 ; Whipple, 2004 ; Schoenbohm et al, 2004 ; Wobus et al, 2006). Ce type d'analyse a été concentré sur la zone de Quito et ce travail est présenté dans le chapitre 3.

2.1.1 Analyse morphotectonique

Nous pouvons cités comme exemples de marqueurs morphologiques classiquement utilisés dans ce type de travail, les terrasses alluviales et marines, les cônes alluviaux, les coulées de lave, les surfaces d'érosion, les moraines glaciaires, les rivières temporaires, et les chenaux fossiles. Par la suite, après identification et cartographie, l'analyse consiste à déterminer comment chaque marqueur a été affecté par la déformation qui la recoupe, par exeñple de savoir si le marqueur a été déplacé dans son ensemble, recoupé, plié, surélevé, etc.

2.1.1.1 Données et outils informatiques pour la cartographie GIS

Par rapport aux travaux publies antérieurement, j'ai l'avantage d'avoir eu accès à des images satellites de différentes sources et échelles, ainsi qu'à une couverture d'images homogène dans tout le pays:

- Images Landsat de 15 et 30 m de résolution, mises à disposition par le Proyecto Multinacional Andino : Geociencias para las Comunidades Andinas, Canada –Equateur.

- Modèles numériques de terrain, DEM de 30 et 20 m, générés dans l'Instituto Geofisico à partir des courbes de niveaux digitalisées par Souris – IRD en 2005.

- DEM Shuttle Radar Topography Mission, SRTM 30 et 90 m.

- Modèles numériques de terrain de 4 m, générés par le projet 'Sistema de alerta temprana y gestion del riesgo natural' –Instituto Geofisico BID.

- SPOT images 5 m, projet Andes du Nord (ADN), ANR-07-BLAN-143.

- Photos aériennes 1m, échelle 1:60000 (Instituto Geografico Militar).

Toutes ces données ont été intègres sur la plateforme ArcGIS – ArcMap, ce qui a de plus permis d'obtenir une information cartographique géoréférencée ainsi qu'un tableau recensant les paramètres de chaque structure sous forme de base de données. D'autre

part, j'ai extrait de cette plateforme GIS les coupes topographiques, cartes de pente présentées dans la suite de manuscrit. De même, après le test de différentes méthodes, nous avons choisi la palette d'outils hydrologiques plus complètes de Wipple et al., 2007 , que j'ai ajoutée sous ArcGIS et Matlab pour le travail de détail sur le réseau du drainage (Wipple et al., 2007). En complément de ce logiciel, j'ai eu recours à River Tools, pour des analyses complémentaires.

2.1.1.2 Marqueurs morphologiques et cinématiques des failles actives

Failles décrochantes

Entre les failles décrochantes les plus etudiées sont celles de San Andreas, du Tibet et la faille Nord Anatolienne (Molnar and Dayem, 2010). En Amérique du Sud et plus particulièrement en Equateur, la faille décrochante la plus connue est celle de Pallatanga (Winter et al., 1993). Dans la littérature, le long de ce type de structure, quand elles sont actives, on peut observer des caractéristiques morphologiques typiques comme des rivières et collines déplacées latéralement, des escarpements très rectilignes, sag pond, bench etc. (Costa and Baker, 1981 ; Keller, 1986 ; Keller and Printer, 2001 ; Hubert-Ferrari et al, 2002 ; Audemar et al, 2010, Walker and Allen, 2012).

Sur la figure 2.1, je montre un modèle schématique de ce type de structures, ainsi que quelques exemples d'indices morphologiques typiques de systèmes décrochants en Equateur, sur les failles de Pallatanga.

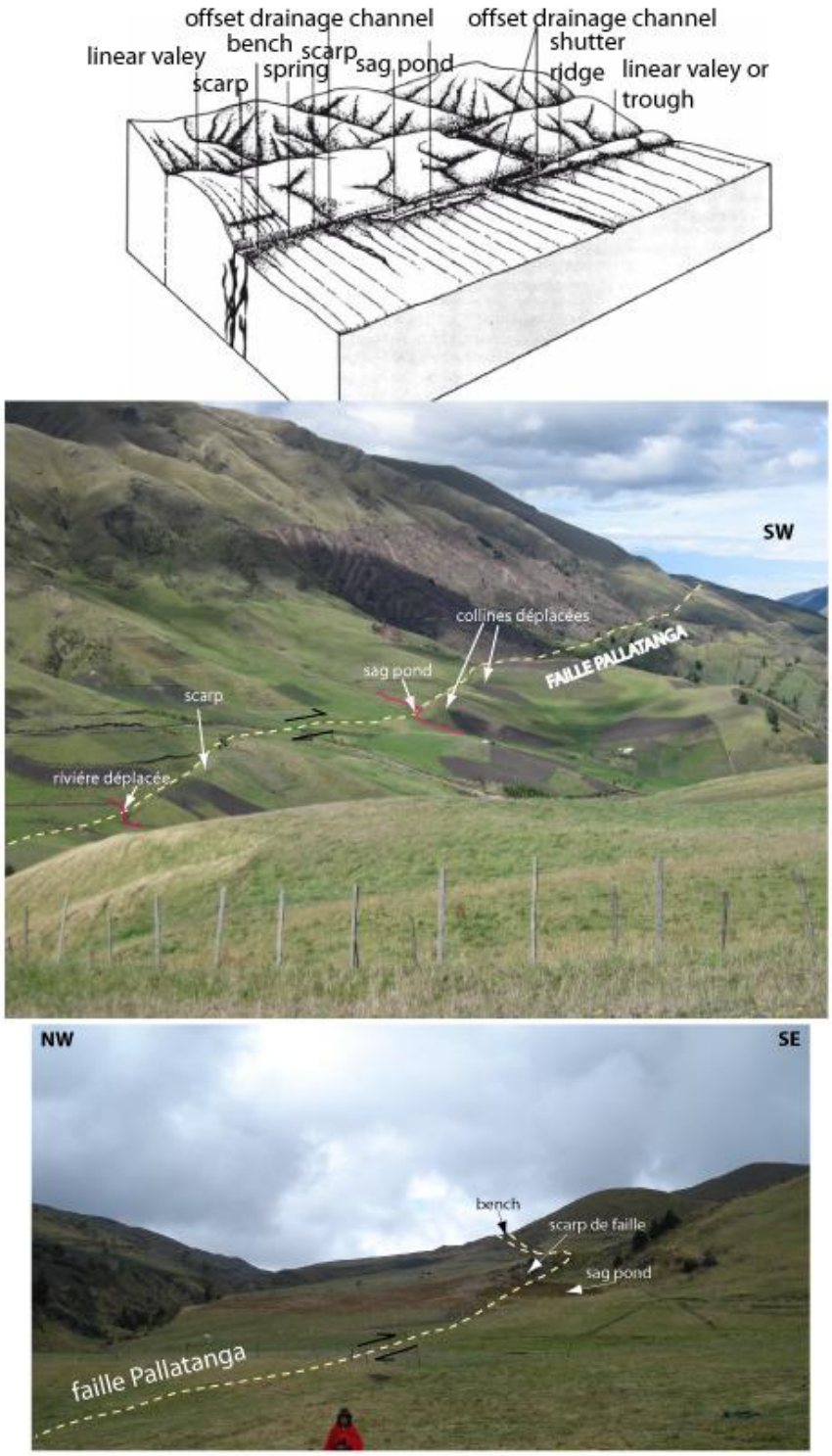


Figure 2.1 Schéma illustrant les caractéristiques morphologiques des failles décrochant d'après Costa and Baker, 1981. Les photos indiquent des exemples morphologiques pris sur la zone de faille de Pallatanga.

Autre exemple de faille décrochant, le système Chingual-La Sofía se développe dans un contexte plus humide et est pris dans une végétation tropicale, qui rend son accès très

difficile. Malgré tout, il reste possible d'identifier les structures decrochantes sur des images aériennes ou satellites par le contrôle important sur la trace des rivières (Figure 2.2), les escarpements très rectilignes et les thalwegs déplacés.

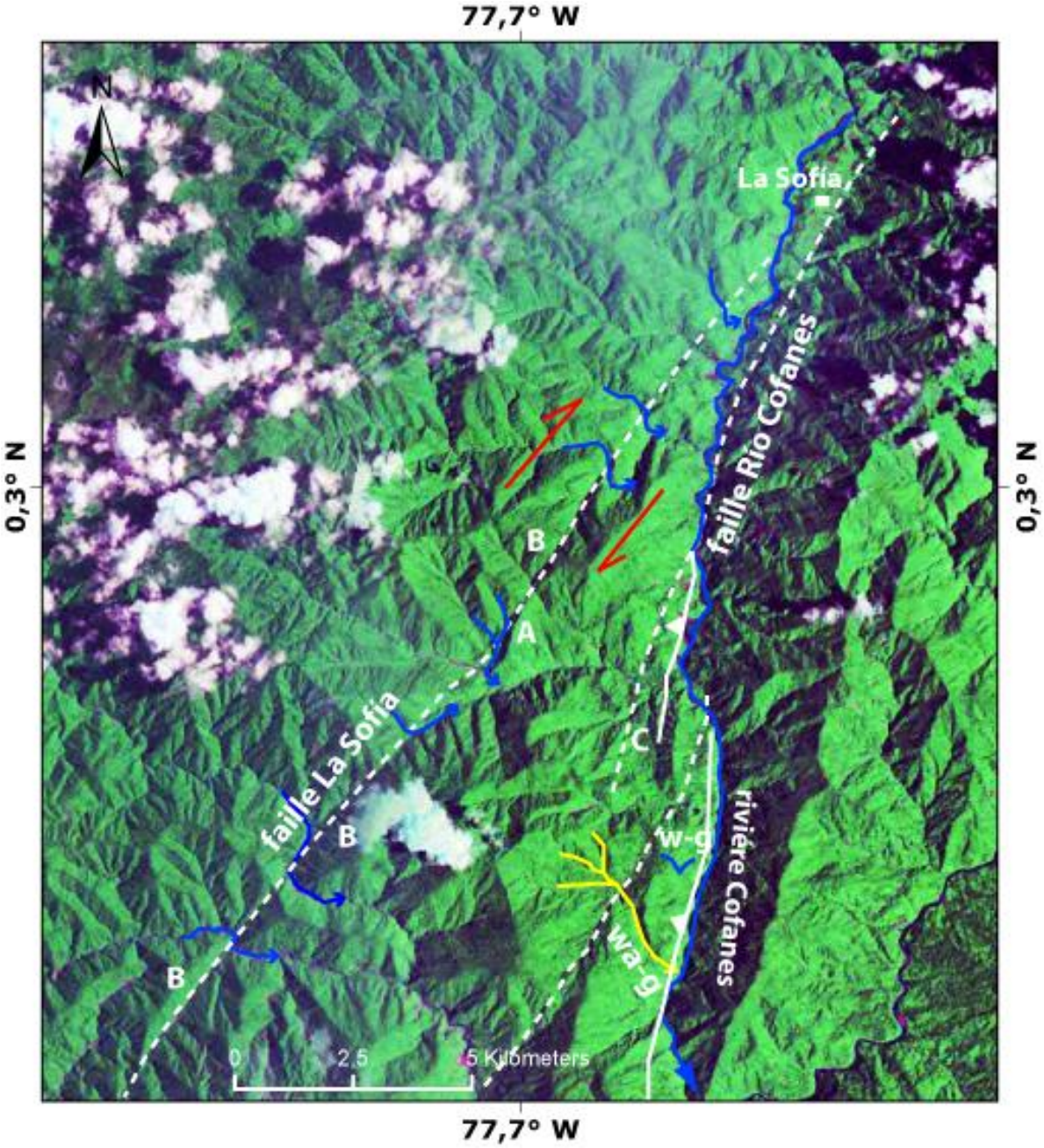


Figure 2.2 Exemple de marqueurs géomorphologiques pour les failles La Sofía et Río Cofanes. Un pointille failles decrochantes et ligne continue failles inverses.
Sur la faille La Sofía : changements systématiques de direction des rivières produits par le mouvement de la faille La Sofía, en dextre. Point A, captures de rivières, points B : vallées rectilignes. Pour la faille du Río Cofanes, le drainage est contrôlé par collines parallèles à la rivière, à l'ouest de ce relief la vallée est perché, point C. C´est marque un wind-gap (w-g) et un water gap (wa-g). Image Landsat 15 m.

D'autres zones montrent encore plus de complexités associées à cette cinématique décrochante en Equateur:

- la faille de Pallatanga, quand elle traverse la plaine côtière au Sud du segment étudié par Winter et al., 1993, dans la zone de General Elizalde et dans la cordillère de Zambapala. Dans le premier cas, la faille principale change de direction, en produisant la formation d'une zone de transpression (push up) et forme une colline en amande, nommée Cutuguay (Figure 2.3a).

- dans la région de Zambapala, on peut distinguer une dépression topographique à l'intérieur d'un relief fermé, qui correspond cette fois ci à un pull-apart. Ici la structure a probablement ré-utilisée une déformation pré-éxistante plus complexe. En effet, sur les flancs Est et Ouest de la cordillère de Zampabala, on observe aussi des failles inverses, qui ont permis le soulèvement de cette topographie. Ces structures ont été interprétées comme une structure en fleur positive par Lions (1995).

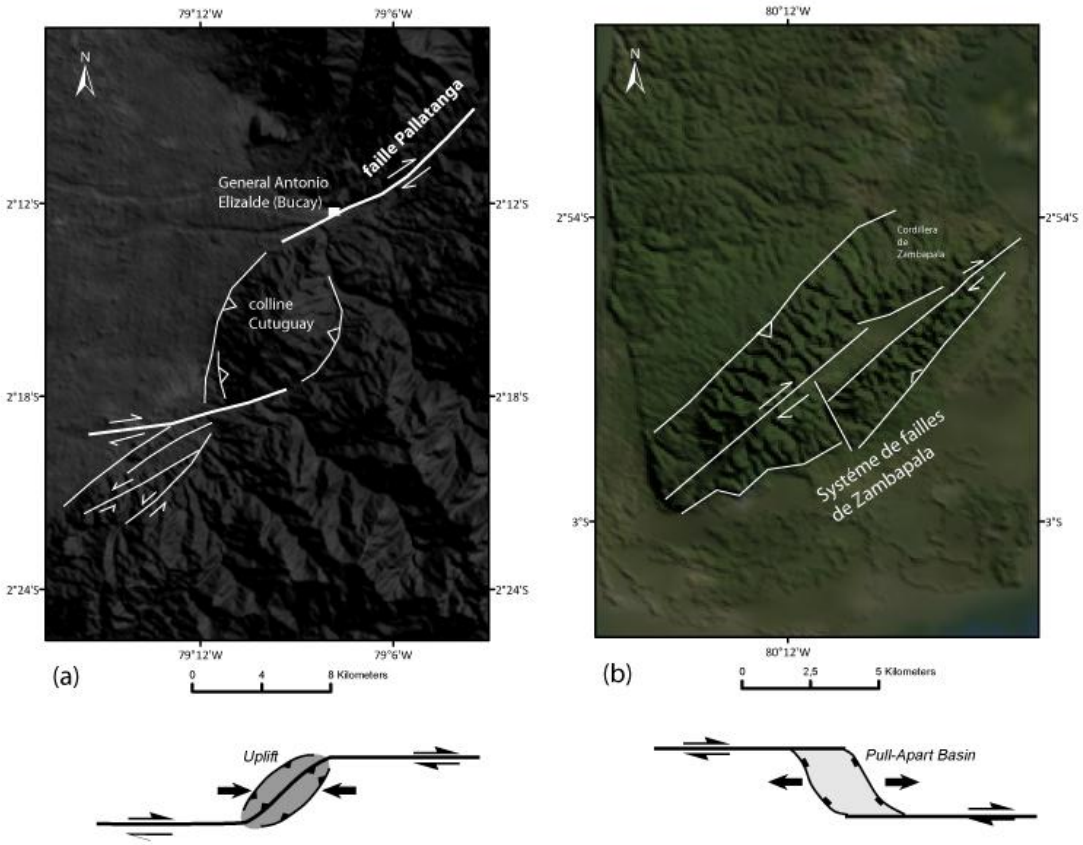


Figure 2.3 a) zone en transpression (push up) formée par la faille de Pallatanga : colline de Cutunguay b) Cordillère de Zambapala extrême sud de l'Ile Puna, structure en fleur positive et pull-apart, McClay and Bonora (2001). DEM: Global Terrain Map Version 2 - 3.0 arc-second, version October 2010 (rev 8/2011) Copyright (c) Matt Fox, Google Earth Library.

Failles inverses

Les failles inverses actives se caractérisent en général par la formation de reliefs plus importants localement. Les types les plus communs de failles inverses (thurst faults) se prolongent vers la surface en produisant des structures complexes (McCalpin and Carver, 2009). Les angles de pendage classiques pour des failles inverses néotectoniques (néoformées dans un volume de roche non déformé) sont inférieurs ou égaux à 45°, les failles inverses les moins pentées sont appelées chevauchements. Ces structures sont souvent associées en surface à des plis, selon différents modèles de formation comme : pli en propagation, 'folds bends fault', 'trishear fault' etc. (Suppe, 1983 ; Suppe and Medwedeff, 1990 ; Chester and Chester, 1990 ; Allmendinger 1998).

Morphologiquement, les failles inverses s'expriment comme une série d'escarpements, de formes courbes, parfois associés à différents types de déformations secondaires, comme cela a été observé pendant les séismes d' El Asnam et de Chi-Chi (Figure 2.4) (Philipe and Meghroui 1983 ; Kelson et al, 2001).

Un autre indicateur morphologique de ce type de déformation est la perturbation des réseaux de drainage, lequel est très sensible aux variations du relief (Keller and Pinter, 2001 ; Wipple, 2004). Dans ce cas, le cours de la rivière peut évoluer, voire être abandonné et perché. Les conditions pour sa formation sont contrôlées par le débit et la charge de sédiments. Quand les rivières traversent une zone nouvellement affectée par la tectonique en soulèvement, l'érosion peut être suffisante pour maintenir le cours principal sur place mais l'influence du soulèvement se notera dans la quantité de sédiments transportée ou évacuée, ou bien dans l'évolution de son cours principal pour passer d'un type méandre à tresse le long de la zone déformée (Keller and Printer, 2002).

De nombreux effets de la tectonique inverses sur les réseaux de drainage ont été définis dans d'autres régions du monde : par exemple a) la rivière peut être déviée au fur et à mesure que le système de faille croit b) les gorges en cas d'incision localisée et 'water gaps' c) en cas de déviation du cours principal, la rivière n'est peut pas passer et doit trouver une autre route, en abandonnant son cours antérieur 'wind gaps' (Figure 2.5 a)(Keller and Printer, 2002). Dans certains cas, les rivières sont capturées par le réseau voisin et se rejoignent pour gagner suffisamment de puissance d'incision et traverser la zone déformation, dans ce cas le drainage forme une structure similaire à une coupe de vin.

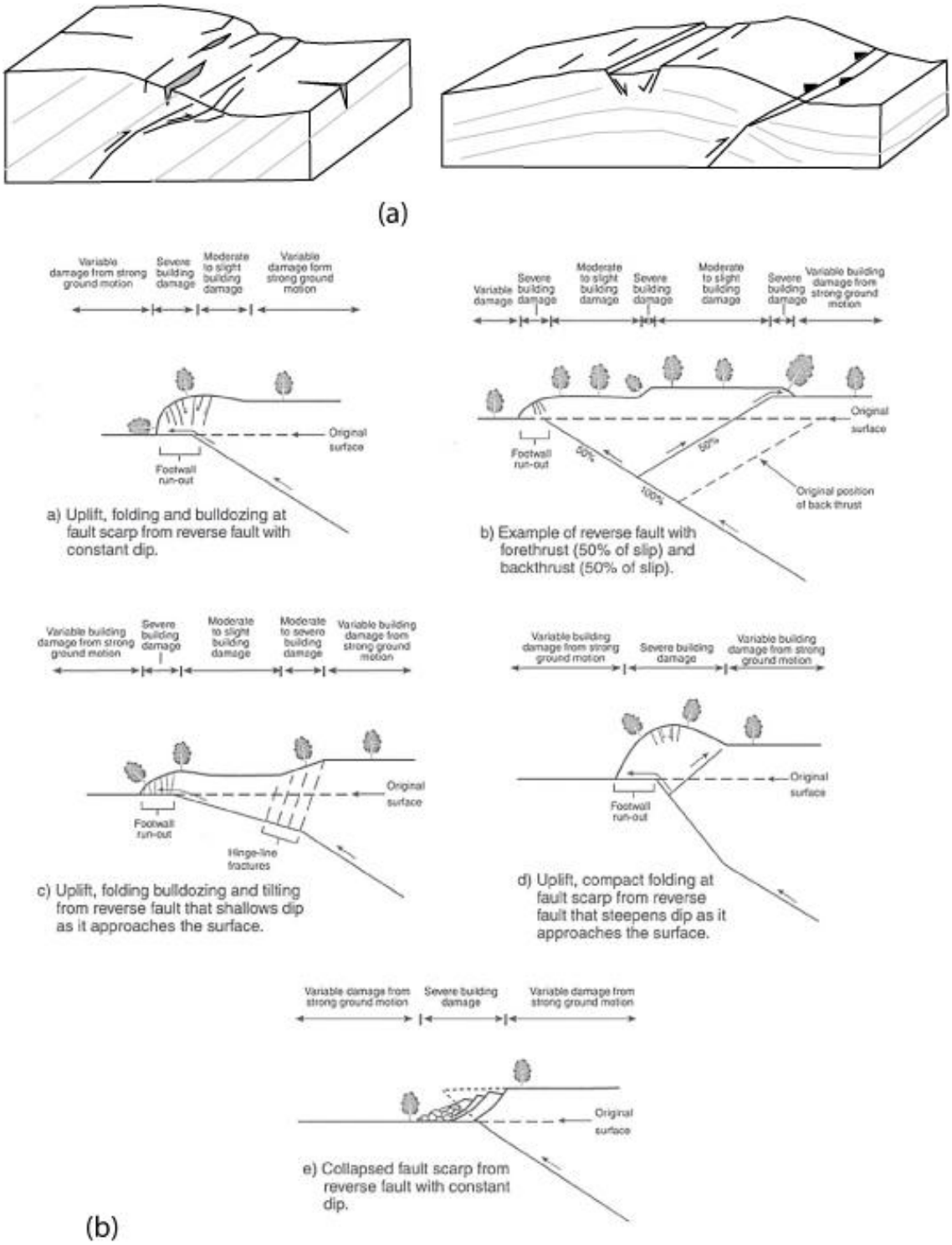


Figure 2.4 a) montre deux exemples d'escarpements produits lors du séisme d'El Asnam en octobre 1980, ils montrent une série de fractures et failles secondaires qui se forment sur les toits de la faille (Philip et Meghroui, 1983) b) La figure présent un résumé des formes des escarpements produits lors du séisme de Chi-Chi à Taiwan en 1999 (Kelson et al, 2001).

En Equateur, l'analyse des rivières est très utile et complémentaire de l'analyse de la déformation, dans les zones de couvert végétal dense ou dans les zones peuplées et anthropisées par exemple. Voici quelques exemples de ce contrôle morphotectonique du réseau de drainage dans les zones déformées : ces contrôles sont observables pour le système de failles de Quito (Chapitre 3 de ce document), dans la zone de Latacunga, au nord dans la région d'El Angel entre autres. Sur la Figure 2.5 b est représentée la zone de Latacunga et les différentes ré-organisations du drainage provoqué par la présence de ces plis en croissance. Ces plis sont le résultat de failles inverses aveugles (Lavenu et al., 1995). Le résultat de ces analyses morphologiques est détaillé dans le chapitre 5 de ce document.

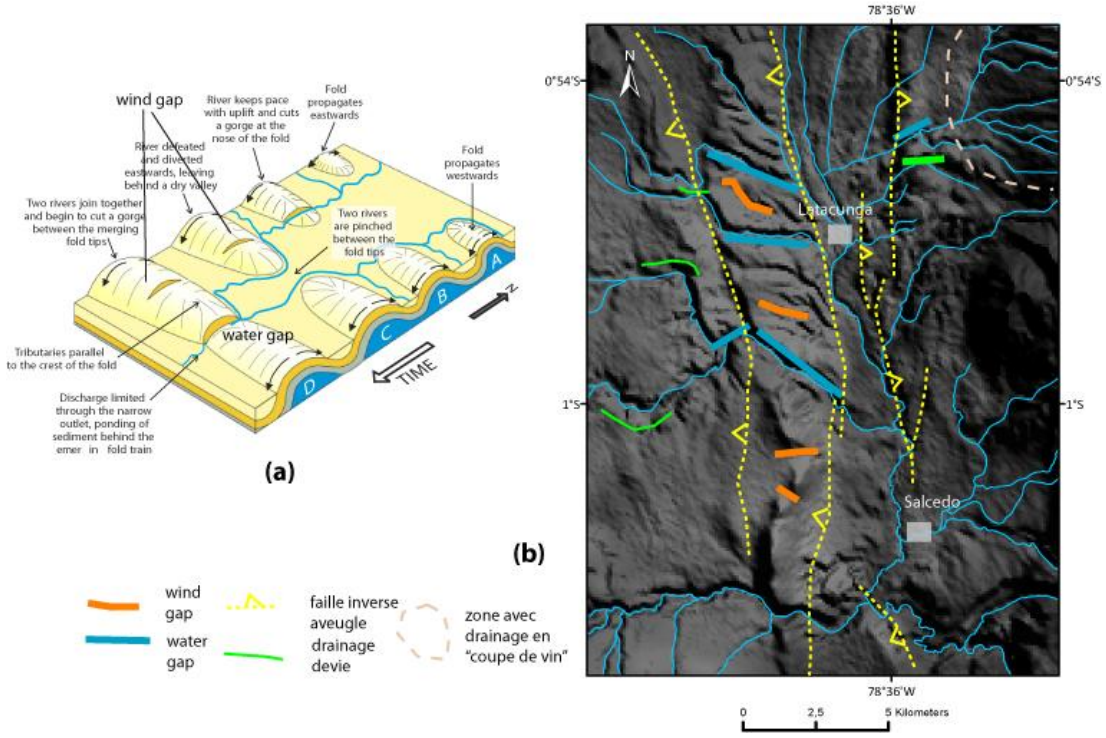


Figure 2.5 a) Schéma qui montre la formation des différentes morphologies associées à la croissance des plis dans le Zagros (modifié de Ramsey et al., 2008). b) Exemples des différents types de réorganisation de drainage produites par les plis en croissance dans la zone de Latacunga. DEM: Global Terrain Map Version 2 - 3.0 arc-second version October 2010 (rev 8/2011) Copyright (c) Matt Fox, Google Earth Library.

Failles normales

Ce type de failles ce caractérise aussi par la présence d'un escarpement, formé quand bloc bas descend, le long d'une trace linéaire. Ces failles peuvent apparaitre en séries de failles parallèles synthétiques or antithétiques. Les failles normales peuvent aussi former des horsts ou grabens, ou des blocs basculés (McCalpin, 2009).

Leur impact sur la morphologie régionale se caractérise par des vallées en forme de V ou U. Leur front topographique peut aussi montrer des escarpements triangulaires, qui se préservent bien dans les zones ou affleurent des roches ignées au métamorphiques.

En Equateur, on rencontre peu de failles normales, parce que la région est soumise à la compression due à la convergence de plaque Nazca. Une des rares failles identifiée avec une cinématique normale a été décrite par Ego et al. (1996)b, et correspond à la faille de Billecocha au nord- ouest de Quito, dans la Cordillère Occidentale. Sa prolongation au sud pourrait être la faille de Huayrapungo, qui présente des facettes triangulaires le long de la vallée de la rivière Huayrapungo, mais qui n 'a pas été étudiée en détail (Figure 2.6).

Figure 2.6 Faille de Huayrapungo,et ses facettes triangulaires, probablement associées à une faille normale. (Photo : A. Eguez)

2.1.1.3 Limites de l'analyse géomorphologique de la déformation active :

Comme souligné précédemment, l'approche par analyse geomorphologique permet d'obtenir une cartographie homogène de la déformation active à l'échelle du pays mais elle comporte aussi certaines limites, que je vais lister ici.

- La cartographie des extrémités des segments peut avoir un manque de précision, due à que les expressions morphologiques ils ne sont pas encore visibles ou trop subtile pour aurait observe.

- Si le tracé de faille est très rectiligne, on peut avec attention conclure à la présence d'une structure très verticale, mais le pendage des structures reste difficile à déterminer sur des critères seulement morphologiques Cela implique donc un doute sur la cinématique associée. D'autre part, le processus d'érosion des scarps, peut aussi masquer la cinématique.

- de même, la qualité de la cartographie dépend fortement de la résolution de l'imagerie, pour notre part nous avons limité cette incertitude par la comparaison de nos traces à différentes échelles, selon différents types d'images et de capteurs, ainsi qu'en intégrant l'information topographique issue des MNT.

- Naturellement, une des limites fortes de cette méthode concerne l'absence d'information sur la continuité du système de failles en profondeur, comme dans la zone ou Nord de Riobamba, pour la continuité du système Pallatanga. D'ou les besoins et l'usage de données géophysiques, complémentaires de cette première approche.

- Malgré l'exemple saisissant de Chingual sur la figure 2.2, nous pouvons constater une perte de l'information cartographique dans les zones humides, végétalisées et nuageuses, surtout à l'est de l'Equateur, que n´est permettent pas observere et characteriser la deformation. Dans les régions de cet type l'identification stratigraphique est aussi complique, pour les importants altérations que les matériaux suivent.

- Dans plusieurs régions dans le monde, peu d'informations sont disponibles sur la nature géologique des marqueurs géomorphologiques Quaternaire. Ce problème

existe aussi en Equateur ou le Quaternaire n'est pas ou très peu cartographié à l'échelle du pays. Donc il n'existe pas d'âge des objets identifiés à l'échelle satellitaire, ce qui implique qu'il faut compléter nécessairement ce type d'analyse grande échelle par du travail de terrain ciblé.

2.2. Paléosismologie

Pour l'aléa sismique, afin de compléter l'analyse d'une zone de déformation crustale précédemment identifiée par les méthodes de cartographies géomorphologiques (long terme, 1Ma-100ka), on cherche à caractériser son histoire sismique à moyen terme, (10ka-1ka) sur une fenêtre d'observation plus large que la sismicité instrumentale ou historique (Mc Calpin and Nelson., 2009). En effet, l'analyse paléo-sismique d'une faille active permet de travailler à une échelle plus locale sur l'un de ses segments, et a comme objectif de localiser puis d'étudier d'éventuels indicateurs de séismes anciens, si possibles individuellement datables directement pour quantifier les taux de déformation enregistrés très localement et dans un passé « récent » (<10ka). Ces résultats permettent d'attribuer un catalogue historique à un ou plusieurs segments de faille, de pouvoir en tirer des informations sur la magnitude des évènements et d'établir la récurrence des séismes générés sur cette structure (Audemard, 1997).

Dans le cas de l'Equateur, l'approche paleo-sismologique est particulièrement utile parce que le catalogue de sismicité historique ne commence qu'à l'arrivée des espagnols (~1520 AC), une durée insuffisante pour contraindre la récurrence de séismes crustaux qui pressentent souvent des périodes de retour de plusieurs centaines d'années.

Notre intérêt s'est naturellement porté sur la région de la faille de Pallatanga dans le segment de Bellavista car même si l'activité Quaternaire de la faille a pu être démontrée par Winter et al., (1993), des questions majeures se posent encore, en particulier: a) identifier si c'est ce segment qui a rompu et fut la source du grand séisme de février 1797, le plus fort séisme crustal d'Amérique du Sud jamais reporté et qui a détruit la ville de Riobamba, (Figure 2.6 Beauval et al, 2010) ; b) trouver d'autres évènements similaires, pour définir la récurrence des séismes de magnitude Mw7.5.

Nous avons choisi de trancher sur un segment de faille de Pallatanga dans la zone de

Bellavista. Cette méthode d'investigation paléosismique est parfois délicate à mettre en œuvre pour diverses raisons et contraintes liées à la fois à la logistique ou aux hypothèses scientifiques:

-le choix du site : un séisme de Mw7 produit des déplacements supérieurs au mètre, la capture de plusieurs évènements suppose des tranchées très longues ou profondes qui induisent des risques d'effondrements des parois. Il faut donc trouver un site qui montre peu de déformation en surface mais suffisamment pour que l'on soit « sûr » de recouper la trace active du segment de faille.

-les autorisations préfectorales et la mise à disposition d'un tractopelle, d'un chauffeur, ainsi que d'une plateforme de transport de ce matériel sur le site des tranchées.

-l'accès a par ailleurs été négocié durant de longues semaines avec la communauté qui travaille ces terres agricoles.

- le fait que l'on souhaite recouper l'escarpement de faille principal, là où se localise la majeure partie de la déformation ; en effet il s'agit de trouver la faille et non des branches secondaires.

- l'occupation humaine et les processus érosifs climatiques doivent être minimaux pour conserver la trace du dernier séisme.

- l'incertitude sur le nombre d'événements que l'on va pouvoir identifier

- les inconnues géologiques, en effet la nature des sols est très mal connue dans cette région qui montre une stratigraphie superficielle très particulière liée à l'altitude élevée et au climat humide qui favorise une pédogénèse rapide d'andisol très sombres à partir des dépôts de cendres volcaniques (Buytaert et al., 2005).

- le test de différentes méthodes de datation (^{14}C, OSL, Stratigraphie des cendres intercalées entre les sols et coins colluviaux…)

- le fait que le mouvement soit principalement décrochant, impliquant une composante latérale de déplacement difficile à quantifier sur une tranchée verticale

La technique de tranchées adaptée à ce type de failles décrochântes consiste d'abord à identifier des sites de sédimentation continue, faible mais régulière et piégée pour préservation du signal de déformation. Ainsi on peut espérer mettre en évidence des

discordances dans la séquence sédimentaire rompue, qui pourraient être associées au mouvement de la faille vertical ou latéral. En général, les sag ponds répondent à tous ces critères (Mc Calpin, 2009).

Une variante à cette approche est de chercher de petits cours d'eau temporaires déplacés plusieurs fois et de dater chaque étape de mouvement. Pourtant, ces rivières doivent également transporter suffisamment de matériel, par ailleurs datable pour que l'on puisse suivre cette évolution et confirmer qu'ils correspondent au même chenal (Mc Calpin, 2009).

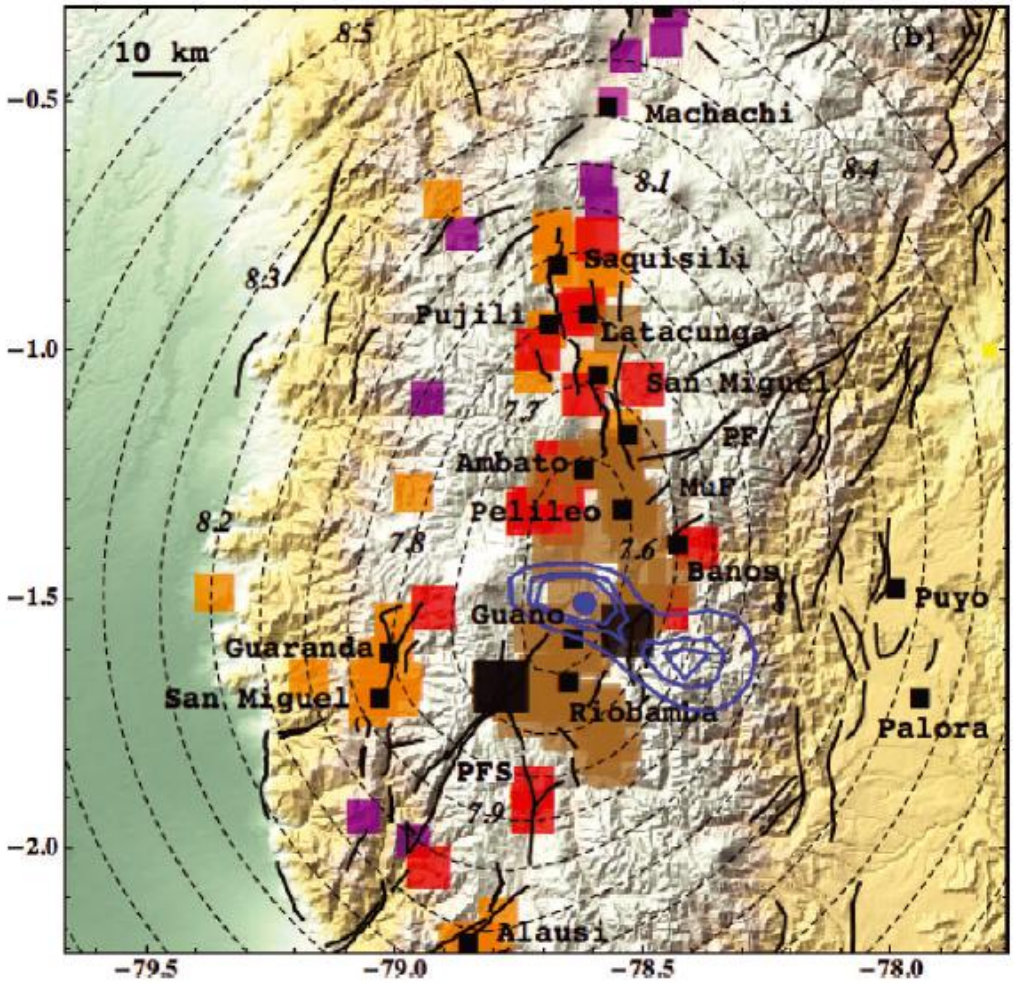


Figure 2.6 Estimation de la localisation et magnitude les plus probables du séisme de Riobamba 1797 avec des intensités supérieures à XI. Beauval et al (2010).

La figure 2.7 montre un exemple théorique de sédiments affectés par le mouvement de la faille. La technique pour identifier les paléoséismes sur des tranchées de failles

décrochântes, exige généralement faire de multiples tranchées « en carré » pour pouvoir estimer les caractéristiques des mouvements latéraux et verticaux impliqués dans le déplacement des marqueurs le long de la structure. En général, on tranche parallèlement à la direction de l'escarpement principal en recoupant les chenaux de rivières déplacés puis on tranche aussi perpendiculairement pour recouper les sag ponds (McCalpin et al, 2009).

Dans notre cas, la faille montre aussi une composante inverse, à contre pente, de mouvement vertical ce qui nous a permis chercher des sites avec escarpements. Sur ce type d'escarpements, très instables, la théorie suppose que leur érosion immédiatement ou juste après leur formation se traduit par des coins colluviaux indiquant chacun un événement au moins (Figure 2.7 b). Dès que les tranchées sont faites, il faut réaliser un travail de détail avec quadrillage et cartographie des murs de la tranchée pour obtenir un dessin le plus fidèle possible, de tous les éléments que contient la tranchée. Ce quadrillage ou maillage d'environ 50 cm ou 1m, permet une interprétation sommaire sur site, type archéologique, et la localisation de tous les indices observés, des échantillons prélevés et constitue un témoin des observations après que la tranchée ait été refermée (quelques jours après son excavation généralement).

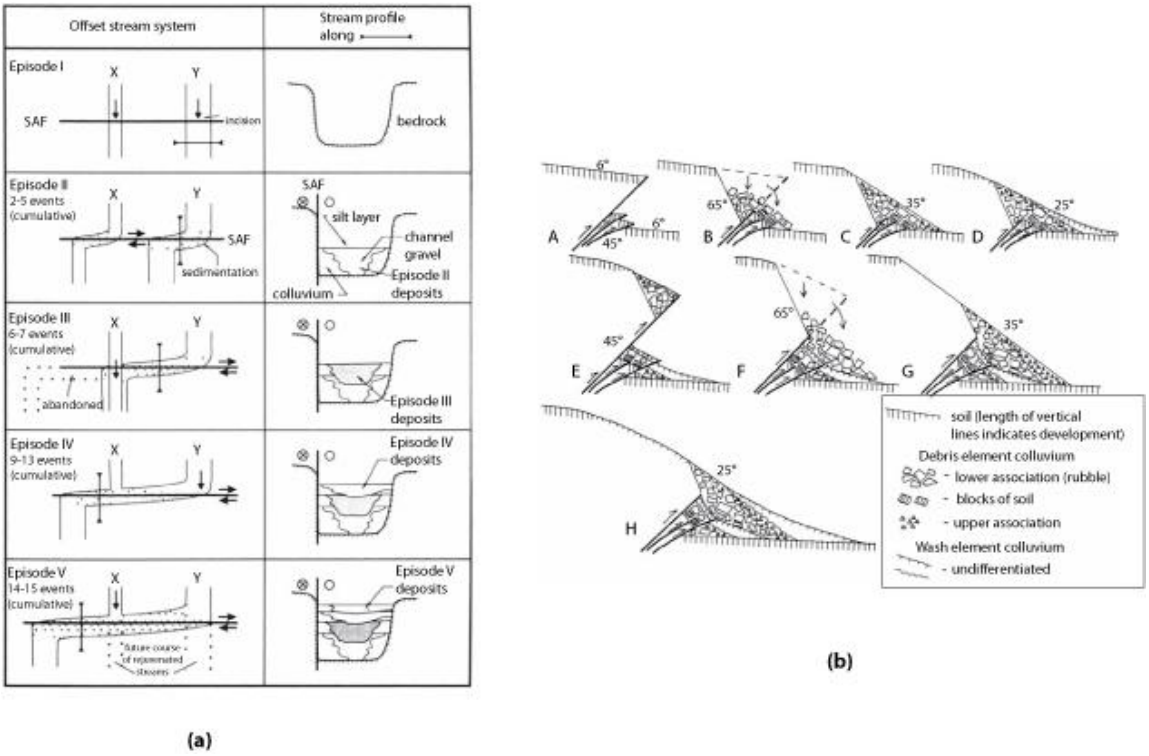


Figure 2.7 a) Schéma qui montre l'évolution d'un chenal affecté par une faille décrochante , en plan et en coupe et le type de sédimentation que on peut espérer observer (McCalpin et al, 2009) b) Schèma qui montre la formation d'un colluvial-wedge pendant le mouvement d'une faille inverse (McCalpin and Carver, 2009).

Sur la zone de Bellavista nous avons creusé trois tranchées. Deux des tranchées figurent sur la Figure 2.8. Une 4ème a été aussi excavée mais sans résultats. Nous poursuivions le déplacement latéral d'un petit chenal d'incision. Malheureusement le ruisseau n'a pas suffisant sédimenté ou incisé pour être identifiable dans la tranchée n°4. Sur la Figure 2.9, je montre aussi les détails du dessin de la tranchée 2. Pour ces tranchées, notre maillage de travail a été trace de un mètre par un mètre. Les résultats sont présentés sous forme d'article soumis à un volume spécial de Geomorphology dans le chapitre 6 de ce document. Dans le cadre de cette même étude, nous avons cartographié en détail la continuation de la faille vers le Nord. Nous avons aussi appliqué les techniques de Géomorphologie Tectonique, que j'ai décrite dans la section 2.1. La Figure 2.10 montre la nouvelle cartographie que j'ai proposée.

5

Figure 2.8 : Segment Rumipamba (système de faille Pallatanga). Les flèches rouges montrent la trace de la faille et indiquent la localisation de deux des trois tranchées réalisées sur la faille.

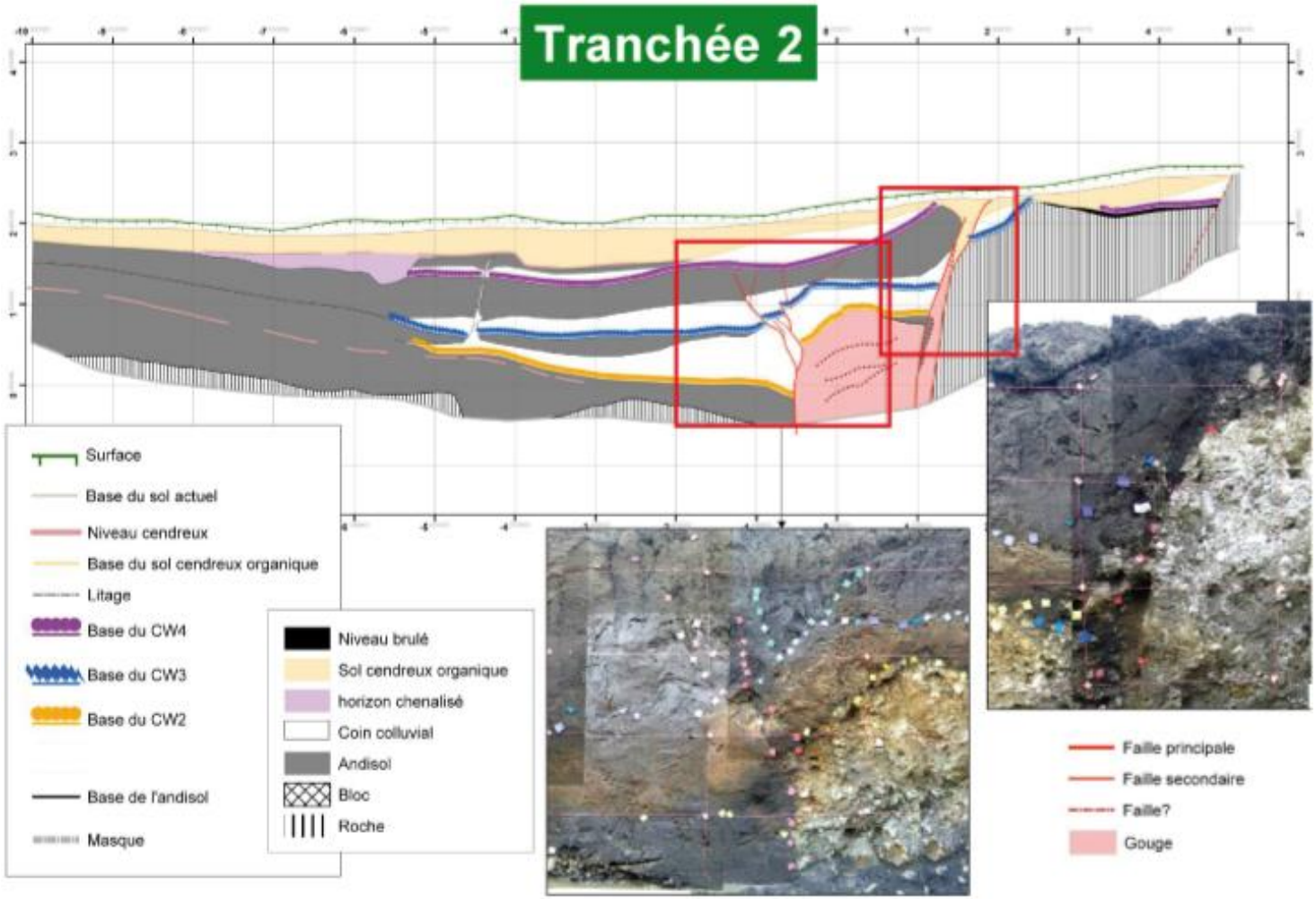


Figure 2.9 : Interprétation de la tranchée 2 dans la zone de Rumipamba.

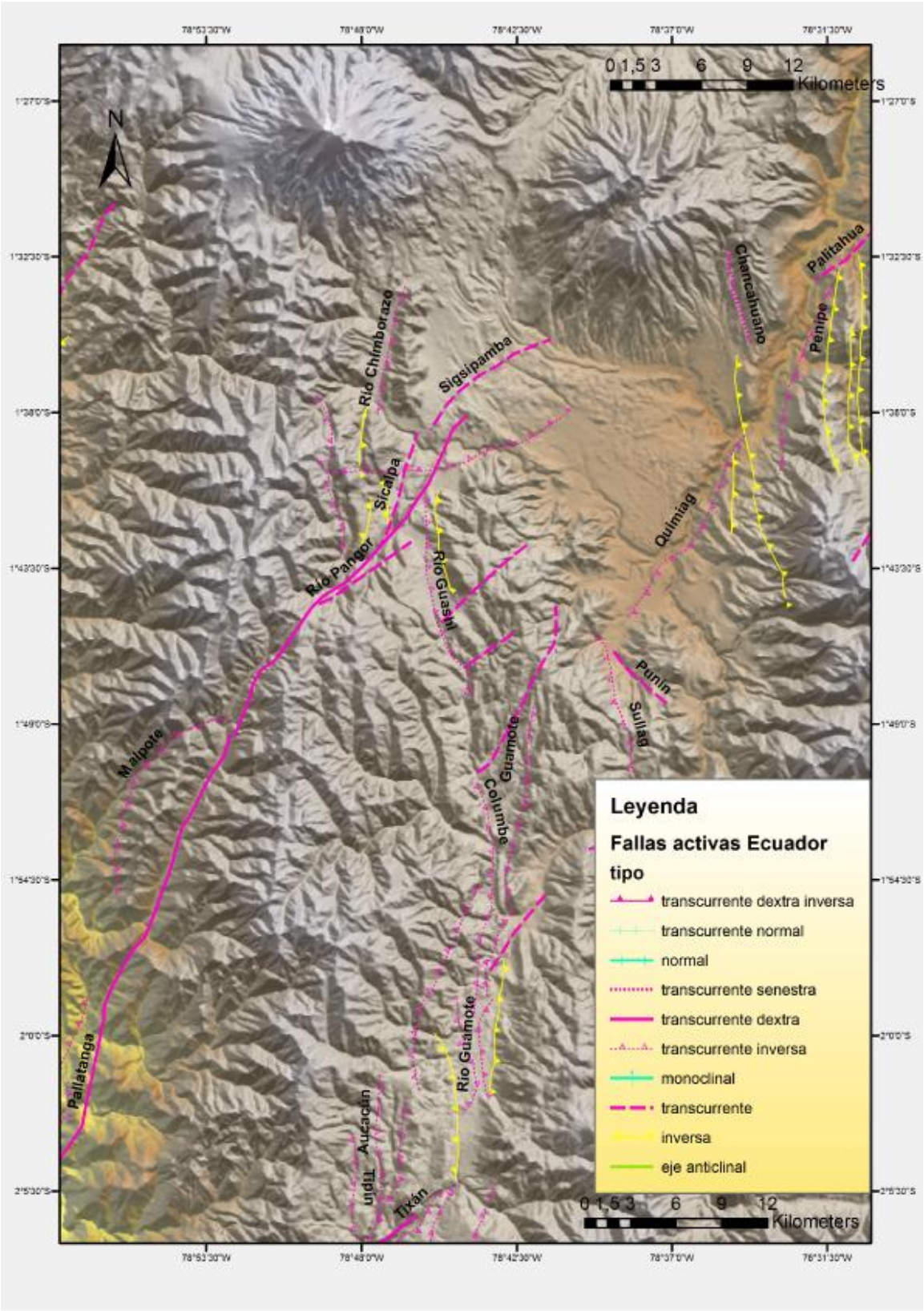


Figure 2.10 : Détail de la cartographie de la prolongation Nord du système de failles Pallatanga cette étude.

2.3. Datations des marqueurs Quaternaires

Une des objetifs de l'identification de marqueurs morphologiques déformés par une faille est de pouvoir dater sa formation, indépendante théoriquement des mouvements tectoniques qui l'affectent. Ceci principalement afin de quantifier la déformation. Mais cet objectif est parfois compliqué, de par la nature du matériel, son environnement de dépôt, par les processus qui ont mené à sa formation, leur durée ; sans compter les limitations des méthodes de datations.

Dans notre cas, nous avons utilisé deux méthodes pour estimer l'âge, en fonction du type de matériel disponible dans la zone d'étude et du gamma d'âges estimée : radiocarbone et K/Ar selon Cassignol et Gillot, (1982).

2.3.1 Datation ^{14}C – principes généraux (1-50ka)

Cette technique permet la mesure du contenu en radiocarbone de la matière organique, qui décroit après que l'organisme soit mort. Cette méthode a été développée dans les années 40 et 50's par W.F. Libby (Kusumgar et al., 1963).

Dans la nature se trouvent trois types d'isotopes du carbone : ^{12}C, ^{13}C et ^{14}C. L'isotope qui est le plus présent est le ^{12}C (99%) et le moins présent est le ^{14}C (1 ppm de la concentration totale du carbone), mais cet isotope ce caractérise par son instabilité et une décroissance radioactive. Il est produit dans l'atmosphère supérieure et partie des nucléides cosmogéniques. Rapidement après sa formation, il se combine avec l'oxygène pour former le dioxyde de carbone, qui est absorbé par les organismes vivants, au cours du cycle du carbone. Il est aussi incorporé dans la biomasse marine. Si le taux de production de ^{14}C et sa désintégration sont à l'équilibre, la concentration de ^{14}C reste donc constante dans l'atmosphère et dans les organismes (Kusumgar et al., 1963 ; Bowman, 1990).

Lorsque l'organisme meurt, il n'absorbe plus de ^{14}C et celui ci commence à décroitre d'une manière exponentielle avec le temps. Cela est décrit par l'équation :

$$N=No\ e^{-\lambda t}$$

No : nombre d'atomes de 14C à t=0 (après la mort de l'organisme). N est le nombre d'atomes qui restent depuis le temps t et λ est la constante de désintégration radioactive.

Pour déterminer l'âge de la mort de l'organisme (et donc l'âge de la formation qui le préserve ou le fossilise), l'équation antérieure peut être écrite comme :

$T= -8033 \ln (N/No)$

Dans laquelle la valeur de 8033 correspond au temps de demi-vie du ^{14}C.

Une des limites méthodologiques de la datation est liée au fait que l'application de cette technique requiert une concentration importante de ^{14}C dans l'échantillon. Mais actuellement avec l'utilisation de 'Accelerator Masse Spectrometry' AMS, les datations peuvent être effectuées sur des échantillons de très faibles concentrations en carbone (1mg), type sols.

La méthode de datation au radiocarbone présente d'autres limites car elle repose en effet sur deux hypothèses fortes:

- la teneur en ^{14}C des matières carbonées actuelles doit être très proche de celle des matières carbonées qui vivaient autrefois. Ce n'est pas le cas, on sait maintenant qu'il existe des fluctuations de teneur en ^{14}C dans l'atmosphère au cours du temps. Il faut donc apporter un certain nombre de corrections aux résultats.

-la répartition du ^{14}C serait homogène dans l'atmosphère. Ainsi, l'organisme doit montrer de son vivant la même radioactivité que le gaz carbonique atmosphérique. A sa mort, les échanges gazeux cessent et le ^{14}C n'est plus renouvelé et commence sa décroissance radioactive, à raison de la moitié toutes les demi vies. Pourtant les concentrations océanique et atmosphérique en carbone radioactif ne sont pas homogènes. C'est l'effet réservoir.

Finalement, la précision de la datation dépend de la mesure de la période radioactive, des variations des taux de carbone-14 atmosphérique et le temps de demi-vie du radiocarbone sont régulièrement ré examiné car comme pour tout isotope cosmogénique, la quantité de carbone14 produite en haute atmosphère avait subi des variations liées aux variations du champ magnétique terrestre au cours du temps.

L'échelle de temps du radiocarbone présente d'autres inconvénients car selon la nature des échantillons, des infiltrations d'eaux dans les sols peuvent causer une pollution de l'échantillon, par

l'incorporation de carbone plus ancien ou plus récent. Ainsi, les datations au carbone sont donc difficiles à établir avec précision.

Les âges obtenus sont donnés en années BP (before present en anglais), depuis la mort de l'organisme jusqu'à 1950, qui correspond à la valeur de ^{14}C calibrée et mesurée en 1950, cette date étant choisie par convention. Cette valeur nécessite une calibration car la concentration de ^{14}C dans l'atmosphère n'est pas constante et clairement affectées par des processus naturels et anthropiques. Les courbes de calibrations sont fournies par les laboratoires de datations pour le résultat en âges corrigés. Cette méthode permet avec les corrections et calibrations d'obtenir des âges fiables jusqu'à 50000 années (Linick et al., 1989), même si l'incertitude sur la mesure augmente avec l'âge de l'échantillon.

Les échantillons que nous avons datés avec cette méthode correspondent à des sols très organiques, développés sur des cendres d'origine volcanique (andisols), prélevés dans la zone de Pallatanga (chapitre 4), à Quito (chapitre 3) et dans les zones de Pastocalle et Chisinche (chapitre 4). Une incertitude existait sur la pollution en profondeur par lessivage et la possibilité de dater différents horizons pour les sols les plus profonds. En effet, il était possible qu'une contamination influence les âges obtenus dans les couches inférieures. Malgré tout, l'âge ^{14}C du dernier événement sismique enregistré par les coins colluviaux correspond bien au séisme de 1797, et les coins colluviaux montrent des âges échelonnés entre ceux des différents sols, ce qui nous a permis de vérifier la qualité de nos datations pour la région de Pallatanga. De même, les cendres volcaniques identifiées par nos collègues volcanologues dans la région des autres sites de prélèvement montrent la même gamme d'âge, validant de ce fait nos résultats de datation par radiocarbone.

2.3.2 Datation K/Ar méthode Cassignol-Gillot - Principes généraux (10ka-Ma).

Cette technique a été choisie pour les faibles incertitudes obtenues dans le cadre de la datation de dépôts volcaniques récents. Ce méthode permet de détecter jusqu'à 0.12% de l'Ar radiogénique par rapport à l'Ar total extrait d'un échantillon (avec une confiance de 95%). Les incertitudes obtenues varient entre 1000 années, pour les roches riches en potassium et quelques milliers d'années pour les basaltes. Cela permet de dater des évènements volcaniques de moins de 2000 ans avec une incertitude de quelques siècles (Gillot et Cornette., 1986).

L'objectif est de mesurer des concentrations relatives d'isotopes ^{40}K / ^{40}Ar, dans une roche après la solidification d'un magma, qui théoriquement ne contenait pas d'argon au moment de sa formation. On considère que la roche contient une certaine quantité de K et que le minéral piègera la totalité de l'argon formé lors de la désintégration du ^{40}K. Mais il y a une certaine quantité d'argon qui n'est pas associée à ce processus et qui est inclus dans le minéral au début, argon atmosphérique piégé au moment de l'éruption ou contaminé lors de la mesure au laboratoire (Cassignol et Gillot., 1982 ; Gillot et Cornette., 1986). Au final, en termes de résultat, la concentration d'Ar change et l'âge de la roche obtenu lors de la mesure est incorrect. Le problème est d'autant plus fort quand les roches sont plus jeunes, parce que la concentration d'Ar produite par désintégration est plus faible puisque proportionnelle au temps. Ainsi la détermination de la contamination en Ar est très importante et la méthode Cassignol-Gillot (1982) permet de réduire notablement les incertitudes sur les âges jeunes.

Les contraintes pour l'échantillonnage sont les suivantes :

La méthode s'applique à des roches volcaniques les plus saines possibles donc peu altérées, ce qui est d'autant plus aisé dans notre cas pour des échantillons de formation très récentes.

Il est important de procéder à une sélection des échantillons en sélectionnant les phases minérales adaptées au chronomètre K/Ar et dont le réseau cristallin sera capable de retenir l'argon.

Le matériel à dater doit être homogène et on sélectionnera la matrice: la mésostase. En effet, dans une roche volcanique, la dernière phase à cristalliser contient donc le potassium restant. La mésostase est la phase qui a cristallisé en dernier lors de la mise en place de la coulée. Ou les ponces dans le cas d'un flux pyroclastique.

2.4. Sismologie

Pour l'aléa sismique ou la description d'une faille active en général, afin de compléter l'analyse d'une zone de déformation crustale précédemment identifiée par les méthodes de cartographies géomorphologiques (long terme, 1Ma-100ka), on cherche à caractériser son histoire sismique à court terme, (500a-1s) sur une fenêtre d'observation plus courte encore que la paléosismologie. De plus, ces données géophysiques apportent des informations en profondeur ainsi que sur la cinématique instantanée de la déformation observée.

Les données sismologiques proviennent de la Red Nacional de Sismógrafos –IG (RENSIG). Il est en fonctionnement depuis les années 80, et a démarré avec des instruments implantés dans la région de la capitale à Quito pour surveiller l'activité volcanique et sismique de la zone. Au début des années 90 ont été installés les premiers instruments permanents dans la région côtière en parallèle de l'implémentation du réseau dans la zone andine. Les choix de la localisation des stations consistaient à la fois à surveiller les volcans et l'activité tectonique dans la croûte et le long de la zone de subduction. L'intérêt majeur de ce type de données est l'enregistrement de magnitude faible (Mw <5), jamais enregistrée par les réseaux mondiaux ; plus fréquent et qui permettent donc de mettre en évidence les failles régionales par leur activité microsismique.

Dans les années 1990, au moment les volcans Guagua Pichincha et Tungurahua sont rentrés en éruption, le réseau séismique a été rapidement densifié dans cette zone et d'autres volcans considérés comme actifs systématiquement instrumentés : Cotopaxi, Reventador y Cayambe. Ils furent complétés par des observatoires volcanologiques, composés non seulement de réseaux sismiques mais aussi géodésiques et géochimiques pour permettre la surveillance des processus volcaniques.

Le RENSIG couvre à peu près 70% du territoire, auquel s'additionne un réseau de 10 stations du projet ADN installés dans la zone côtière dans les 5 dernières années. A partir de cette dernière année a installé un réseau de stations sismiques qui nous permettra d'avoir un territoire couvre 100%.

Le réseau sismique actuelle est composé principalement de capteurs de 1 Hz et large bande, localisés sur les volcans Tungurahua, Cotopaxi et dans la zone côtière. Le nouvel réseau est composé uniquement de stations large bande.

Les données que génère la RENSIG sont enregistrées et transmises en temps réel et sont de deux formes : automatique pour les alertes sismiques et manuel pour récupérer les phases sismiques et localiser les évènements avec plus de précision postérieurement. Ce traitement permet notamment de séparer les séismes volcaniques des évènements tectoniques. Les paramètres calculés pour les séismes d'origine tectonique sont : localisation (latitude et longitude), profondeur, temps d'origine et magnitude.

Pour l'acquisition de données de routine, nous utilisons le système Pickev développé par J. Frechet et F. Thouvenot à Grenoble. Plus récemment a été utilise le système Earthworm, qui a été développé par l'USGS et actuellement SeisComP (développé en GFZ Postdam). Le traitement de données a été fait principalement avec SISMALP.

Font et al (submitted), ont récemment proposé un modèle de relocalisation d'événement en 3D (Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., Theunissen, T., Lallemand, S., Gautier.S, 2012. 3D geo-realistic velocity model and MAXI technique to improve earthquake location in subduction zone (Ecuador). Submitted to J.Geophys.Int.) En comparant les résultats sur une zone telle que Quito ou la densité de stations permet ce travail, on observe que les localisations initiales des évènements sismiques montrent d'importantes dispersions, dues à la méthode de localisation et surtout à l'imprécision du modèle de vitesse. Pour cette raison, dans ce travail j'ai choisi d'utiliser la nouvelle base de données générée à partir de cette nouvelle méthodologie qui montre des localisations mieux contraintes pour Quito, notre zone d 'étude (Lamarque, 2009).

Avec les données sismologiques du RENSIG, nous avons produit en parallèle une base de données de mécanismes focaux pour l'Equateur, non disponibles précédemment. Il faut savoir que la sismicité crustale est généralement très mal contrainte par les réseaux internationaux type USGS car l'incidence des ondes sismiques n'est pas favorable à une précision de calcul de la profondeur (toujours par défaut proposée à 30km). Ceci met donc en valeur le besoin de travailler sur ce problème de la sismicité de faible magnitude et de faible profondeur avec les réseaux nationaux plus à même de s'affranchir de ces problèmes. La période d'échantillonnage a été définie entre 1996 et 2005 pour des raisons d'homogénéité du réseau et de la qualité des données (Segovia and Alvarado, 2009). Les mécanismes focaux que nous avons obtenu correspondent aux premières arrivées des ondes P. Pour cela nous avons sélectionné les séismes de magnitude supérieure a 4 et avec un nombre de phases (P+S) supérieur à 25. Toutes ces évènements ont été repiqués manuellement, pour corriger la polarité aux stations et relocalisés (à peu près 6000). Nous n'avons au final sélectionné que les séismes qui montraient la meilleure couverture en termes d'azimut. Nous

obtenons finalement 323 mécanismes focaux dans tout l'Equateur et à différents profondeurs, crustales et dans la région côtière.

En complément de ces données, nous avons inclus les mécanismes focaux obtenus plus ponctuellement d'après Calahorrano (2001), Alvarez (2003) et Manchuel et al, (2011).

Notez que les réseaux locaux, en general, permettent un meilleur localization que les réseaux mondiaux, principalement en raison de sa distribution, sont plus proches de la zone de l'hypocentre. A titre d'exemple nous avons le séisme de Pomasqui 1990 (Mw 5.0). Cet événement a été localisé par les réseaux mondiaux à 30 km à l'Est du système de failles de Quito, ce système est à l'origine de cet événement. L'estimation de la profondeur aussi est amélioré avec ces nouvelles méthodes de calcul, mais cette paramètre reste encore plus dépendent de la distribution du réseau, on le voit bien sur les séismes de la zone de subduction, que pour l'instant même avec notre réseau ils ne sont pas contraintes par rapport à son profondeur et que ne permet pas encore différentie la croute continentale et la croute océanique, comme on le vois dans le chapitre 6.

2.5. Géodésie

Les données GPS constituent de nos jours un élément essentiel des études géodynamiques. Cependant, la densité des points de mesures ou la précision est souvent insuffisante pour démontrer la validité d'un modele. Pour cette raison, notre choix a été d'intercomparer les résultats de la géodésie avec la tectonique active.

Dans cette partie de notre travail, nous avons comme données en entrée, les mesures de campagnes GPS effectuées entre 1994 et 1996 par l'IGN Equatorien, ainsi que les données internationales publiées (Trenkamp et al., 2002; White et al.,2003). Depuis 2007 l'Instituto Geofisico, en collaboration avec Geoazur a démarré l'installation de GPS permanent dans la zone côtière, pour contrôler la déformation active lors de la période intersismique le long du megathrust de subduction. Ces instruments correspondent à différents projets en cours dans la région, notamment pour certains localisés sur les volcans.

La construction des séries temporelles est en partie automatisée. Les données sont traitées avec le logiciel GAMIT/GLOBK (Herring et al, 2010), à l'IG Quito et Géoazur, Nice. Le champ de vitesse utilise dans ce travail a été réalisé par J.-M. Nocquet a Nice. Les données traitées et les modèles obtenus sont présentés dans les papiers des chapitres 3 et 5. Au cours du déroulement de ma thèse, il y a eu convergence entre les solutions GPS successives qui ont permis de mettre en évidence la cinématique du bloc nord-andin et l'analyse de la tectonique active.

Chapitre 3

Evidences morphologiques de déformation active dans la région de Quito et la Dépression Interandine. Définition de paramètres pour l'aléa sismique.

3.1 Contexte géographique et morphologique

La zone de notre étude est localisée dans la Dépression Interandine, entre les latitudes ~0.2°Nord et 0.6° Sud. Cette zone est caractérisée par un bassin de forme rectangulaire, allongé dans une direction N20°E (Figure 3.1 et 3.2). Il est bordé à l'ouest, par la Cordillère Occidentale (COcc), et à l'est par la Cordillère Orientale (CO), parallèles entre elles. Au nord et nor-est, il est limité par le complexe volcanique Mojanda-Fuya Fuya et le volcan Cusin ; et au sud par les volcans Iliniza Nord, Tres Marías, Rumiñahui et Cotopaxi (Figure 3.2).

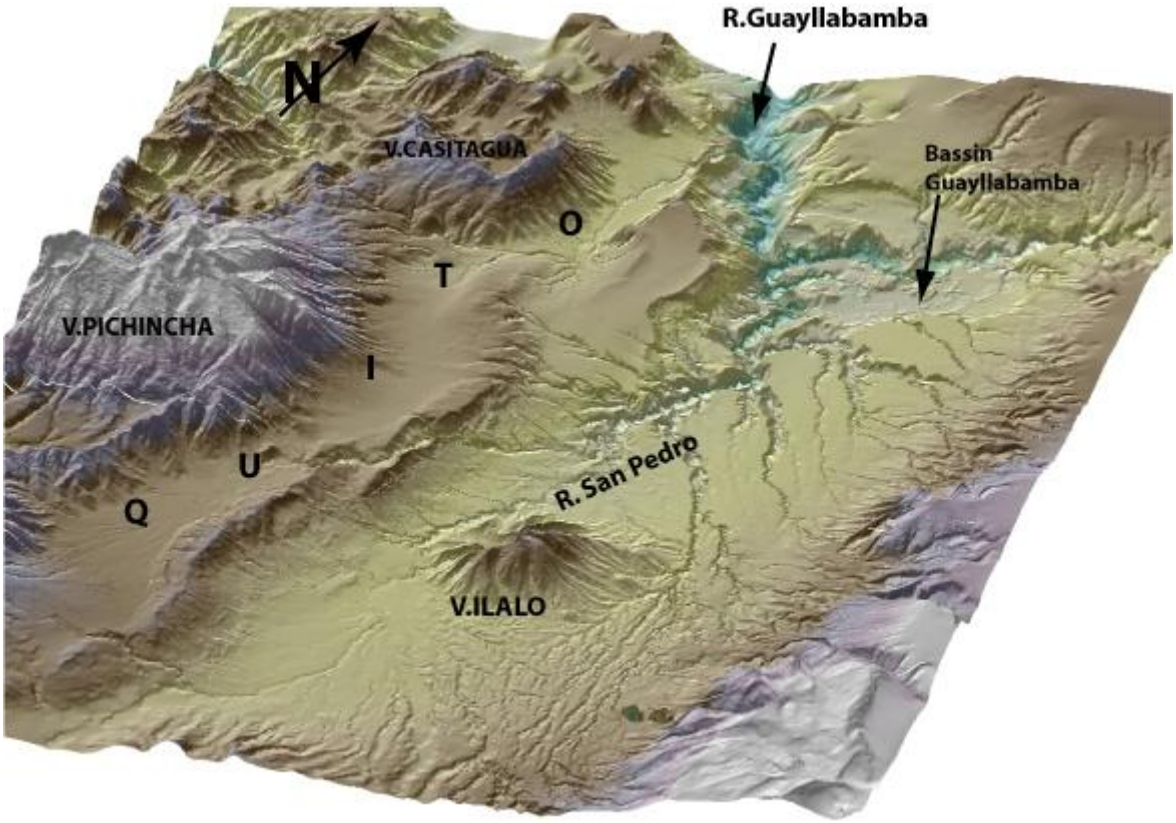


Figure 3.1 : Vue 3D vers le NE de la région de Quito, notez les incisions du drainage principal, les édifices volcaniques actifs et la ligne de collines qui serpentent vers le Nord, qui borde le « gradin » de Quito.

L'altitude moyenne de la Cordillère Occidentale dans cette région est de ~3000 msnm, et la Cordillère Orientale de ~4000 msnm. Les deux cordillères sont couronnées par plusieurs sommets volcaniques. Les plus élevés sont pour la Cordillère Occidentale, l'Iliniza sud 5248 msnm et le Cayambe (5987 msnm), pour la Cordillère Orientale. Cette région présente 18 centres volcaniques (Figure 3.2 et 3.1). Sa morphologie est marquée par les remplissages volcaniques et leur interaction

avec les glaciers ou dépôts Quaternaire à Holocène récent. Le dernier édifice à être entré en éruption a été le volcan Guagua Pichincha, entre 1999 et 2001. Ses produits éruptifs ont été principalement dirigés vers l'ouest, son cratère étant ouvert vers cette direction. Hormis cette éruption, le volcan Cotopaxi est considéré comme le plus actif. Depuis 1532, il a montré 5 cycles éruptifs de plusieurs années (1532-1534, 1742-1744, 1766-1768, 1854-1855 et 1877-1880). La dernière éruption importante a eu lieu le 26 de juin 1877 (Andrade et al., 2005). En lien direct avec la présence d'un glacier, ces éruptions ont provoquées des lahars, guidés par trois rivières : Cutuchi (sud), Tambo (est) et Pita (nord), jusque dans la rivière principale, le río San Pedro. Le plus important de ces dépôts est le lahar « Chillos Valley » (Mothes et al., 1998), qui a été formé par un effondrement du flanc des secteurs N et NO du volcan (Mothes et al., 1998), dont une grande quantité de matériaux a été évacuée par les rivières Pita et San Pedro, jusqu'à l'océan Pacifique. L'âge estimé pour cet effondrement est de 4500 ans, et le volume du lahar est ~3.8 km^3 (Mothes et al., 1998). Dans la morphologie actuelle, on peut encore voir de nombreuses évidences de ces dépôts sur le terrain (Hall and Mothes, 2007).

L'altitude de la Dépression Interandine varie entre 3000 msnm (sud) et 2400 msnm (centre). Dans cette dépression au sens topographique du terme, on trouve aussi des centres volcaniques : au sud-est les volcans Rumiñahui, Pasochoa, Sincholagua et Cotopaxi. Ces édifices ont participé à l'évolution morphologique du fond du bassin pour former une plateforme, qui montre en moyenne une altitude de ~3800 msnm. La Figure 3.3 montre la distribution de pentes dans toute la région. On note le pourcentage de surfaces à pente faible qui correspond à la plupart de la Dépression Interandine, mais cette 'plateforme volcanique' ressort aussi très nettement de la morphologie générale. Vers le Nord-ouest, la région de Quito (Figure 3.1 et 3.2) est aussi soulevée, avec une altitude de ~2800 msnm, et est aussi marquée par une augmentation moyenne de 400% des pentes sur la Figure 3.3.

Enfin, au nord, au pied du complexe volcanique Mojanda-Fuya Fuya, on peut remarquer le bassin de forme arrondie de Guayllabamba (Figure 3.1, 3.2 et 3.3) : sa profondeur varie entre 2100-2200 msnm. Cette région est caractérisée par des cicatrices de glissements de terrains localisées au nord-ouest et au sud-est de la rivière.

Dans sa partie Nord, qui nous intéresse ici , la Dépression Interandine est drainée par la rivière San Pedro, qui va se connecter vers le Nord à la rivière Uravia pour former le fleuve Guayllabamba (Figure 3.1 et 3.2). Ce drainage coule du sud vers le nord. A l'extrémité nord-ouest du bassin, la rivière Guayllabamba tourne brutalement de 90° vers l'ouest pour traverser la cordillère

Occidentale et se diriger vers la plaine côtière sous le nom de Río Esmeraldas qui débouche sur le Pacifique. Les autres drainages importants sont: le Machángara et Río de las Monjas qui descendent de la Cordillère Occidentale ; la rivière Pita qui draine les volcans Cotopaxi, Rumiñahui; les rivières Chiche, Uravia qui descendent de la Cordillère Orientale et la rivière Písque, qui draine le bassin au pied du volcan Cayambe et une partie du bassin de Guayllabamba (Figure 3.2).

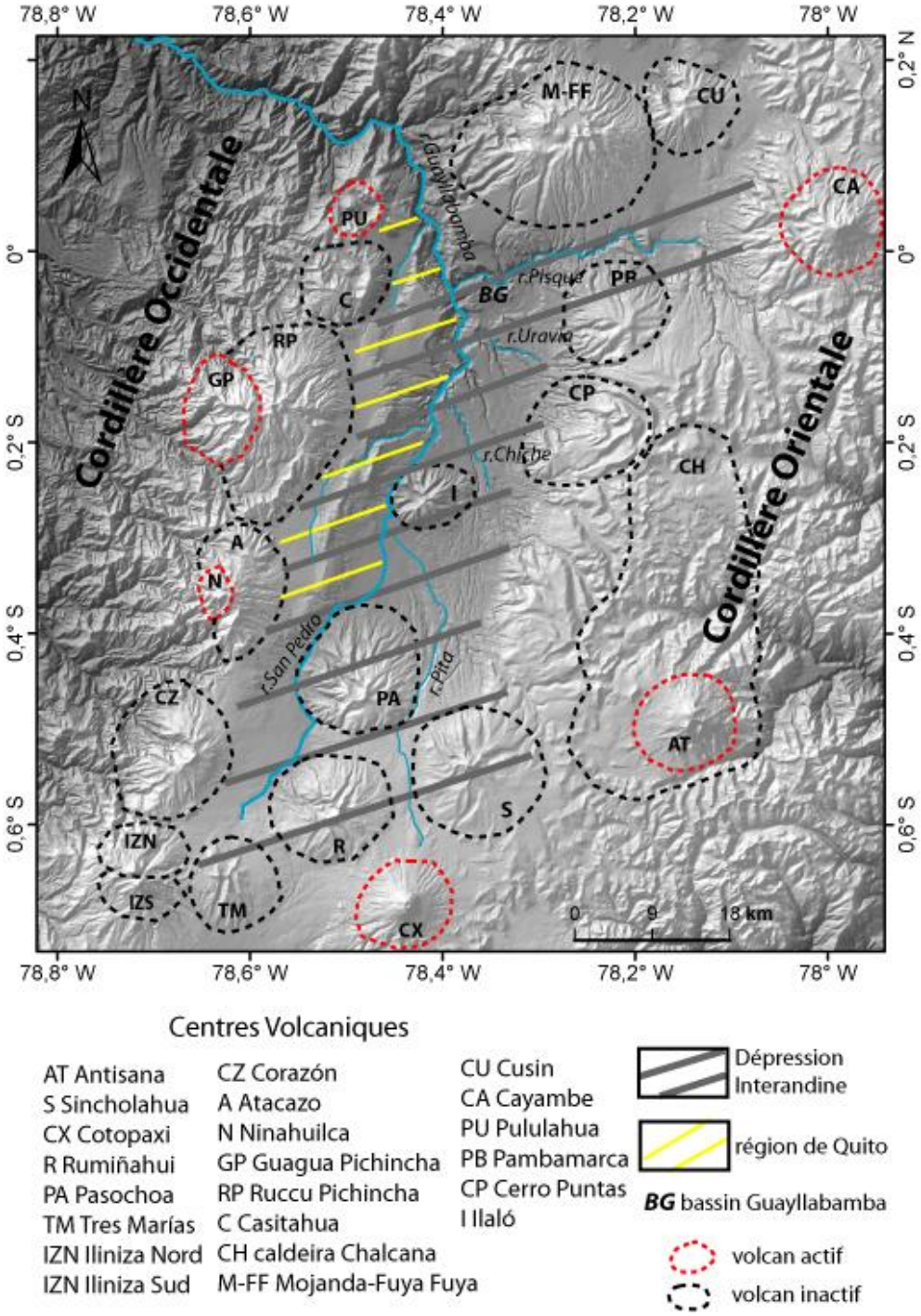


Figure 3.2 Caractéristiques géographiques de la zone d'étude. DEM 20 m. Nomenclature volcanique et limites des edificies volcaniques d'après Andrade, 2009.

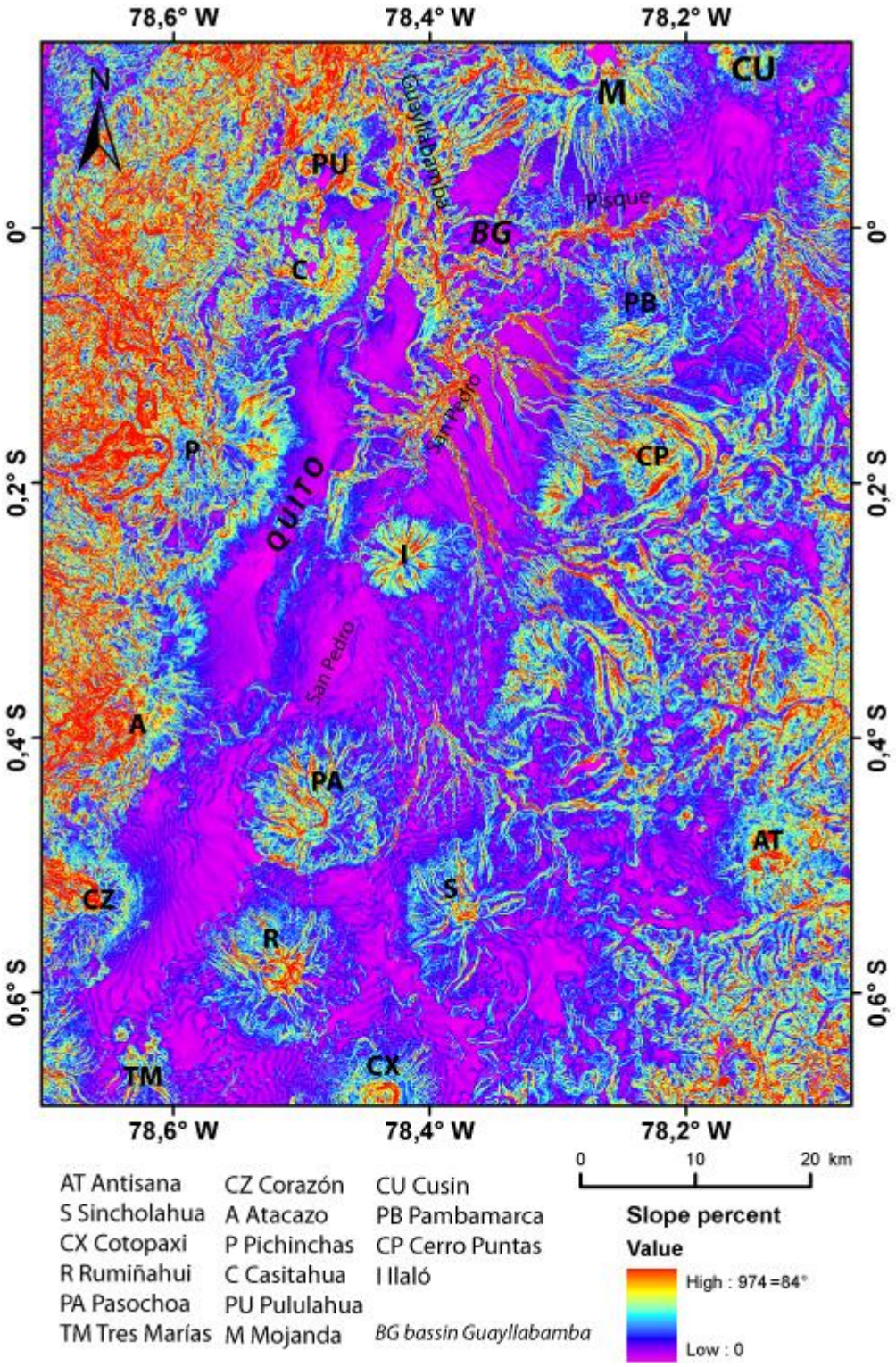


Figure 3.3 Distribution de pentes, décrite par le pourcentage de pente (slope percent). Un angle d'élévation de 45°, exprimé en pourcentage, correspond à 100%, la valeur 974 corresponde à 84°. Ce type de représentation montre mieux les variations de pente. Calculs effectués sur le DEM 20 m avec le logiciel ArcMap.

3.1.1 Contexte climatique Quaternaire et précipitations

Les études sur le climat Quaternaire de l'Equateur ont été focalisées sur les régions des cordillères ainsi qu'aux altitudes les plus élevées (Smith et al., 2008). Dans la région de Quito, les travaux paléoclimatiques précédents concernent l'ancien volcan Ruccu Pichincha (Figure 3.1 et 3.2) (Smith et al., 2008) à l'ouest et le secteur de Potrerillos, dans la cordillère Orientale (Clapperton et al., 1997). Pour le volcan Ruccu Pichincha, les moraines les plus basses atteignent 3600 msnm pour un âge minimal de 0.9 Ma (Smith et al., 2008). D'après Heine and Heine (1996), il y n'a pas d'évidences d'avancées du glacier pendant le Younger Dryas (~12800 – 11500 années) dans cette région.

Sur le plateau de Potrerillos par contre, les glaciers sont descendus jusqu'à 3000 msnm à l'ouest et 2700 msnm à l'est (Clapperton et al., 1997). L'âge de ceux-ci peut être supérieur à 130 Ka, d'après Smith et al (2008). Les glaciers plus récents pourraient être contemporains du Younger Dryas (Clapperton et al., 1997).

Entre 13 000 et 10 000 années BP, Van der Hammer and Hooghiemstra (2000) suggèrent que les Andes du Nord ont subi une période plus sèche, avec une diminution de la pluie d'environ 30-50%. A la suite de cette période, Iriondo (1999) propose des alternances entre périodes humides et sèches, dans toutes les Andes du Nord pendant les derniers 10 000 ans.

Les variations d'altitude entre les glaciers des flancs est et ouest, sont aussi une caractéristique du climat actuel, puisque la principale source de précipitations provient de l'est, de l'océan Atlantique et de l'Amazonie. Les vents sont orientés majoritairement vers l'ouest. Ce régime produit plus de pluies sur les flancs est, avec un niveau d'humidité à plus basse altitude, par rapport au flanc ouest des Andes (Smith et al., 2008). Dans les Andes d'Equateur, bien que les précipitations soient distribuées tout le long de l'année, la quantité de pluie permet de distinguer deux saisons. Sur le flanc Ouest Andin, l'influence des courants marins de l'océan Pacifique rajoute à ce régime une importante quantité d'humidité, qui s'accentue lors des anomalies liées aux épisodes d'El Nino (Vuille et al., 1999).

La Dépression Interandine actuellement, subit l'influence des masses d'air de l'océan (ouest) et du continent (est), produisant des saisons des pluies, une entre Février à Mai et l'autre entre Octobre et Novembre, avec deux périodes sèches, une plus longue entre Juin et Septembre, et l'autre en Décembre (Vuille et al., 1999 ; Bouvier et al., 1999). D'autre part, puisque l'humidité se

dépose de part et d'autre des Andes sur les flancs des cordillères, la Dépression Interandine reçoit une quantité de précipitation plus faible que les flancs des cordillères (800-1500 mm/a. Vuille et al., 1999). Le réseau de drainage principal du bassin de Quito est donc alimenté par les deux sources de précipitations qui drainent les cordillères Occidentale et Orientale. On dénombre plus de 80 quebradas (canyon) entre le Pichincha et la vallée du río San Pedro. Elles incisent les couches de cendres volcaniques Holocène mais leur origine est inconnue. Certaines sont intermittentes, d'autres sèches et coupées d'une quelconque alimentation (voir suite).

3.2 Géologie de la Dépression Interandine – entre Quito et Guayllabamba

Les études géologiques ont été faites principalement par la Direction Générale de Geología y Minas (DGGM, 1982 a,b,c,d) mais portent surtout sur les formation Pré Quaternaire. Par la suite, de nouvelles études ponctuelles ont permis d'avoir plus de détails sur certaines zones du bassins de Quito pour les dépôts Quaternaire (Lavenu et al., 1996; Villagómez 2003; Jaya, 2009). Ici nous ferons un résumé de ces publications, en incorporant nos propres travaux.

Notre but dans le cadre de cette thèse a été de trouver des marqueurs de la déformation active, malgré la stratigraphie Quaternaire très mal contrainte de la région de Quito. En effet, nous avons découvert en faisant la bibliographie qu'il n'y a pas de datations dans la zone. Tous les travaux précédents (Lavenu et al., 1996 ; Villagómez, 2003 ; Winkler et al., 2005) sont basés sur des corrélations stratigraphiques entre dépôts volcaniques . Pour quelques-uns, ces dépôts ont été datés par Barberi et al, (1988), mais on ne dispose malheureusement pas de localisations précises des échantillons. D'autre part, les corrélations entre les produits volcaniques et leurs potentiels centres volcaniques d'origine n'étaient pas encore basées sur l'analyse de la pétrologie des échantillons. Nous avons décidé pour notre part d'effectuer des descriptions macroscopiques et microscopiques sur lames minces, mais aussi des analyses chimiques pour établir avec plus de précision l'origine de ses dépôts. Il faut indiquer que toute cette partie géochimique et pétrologique s'est appuyée sur l'expérience de l'équipe de volcanologie de l'Instituto Geofísico.

La stratigraphie proposée par les différents auteurs a été compilée et étendue à partir des observations effectuées dans le bassin sédimentaire de Guayllabamba (Figure 3.1, 3.2 et 3.3). Les affleurements disponibles pour cette région sont rares, particulièrement dans la partie sud, en raison de la couverture de dépôts volcaniques extrêmement récents (quelques milliers d'années). Cependant, certains affleurements présentés dans la suite de ce chapitre ont pu être aussi observés

à la faveur de canyons et d'incisions des rivières de la Dépression Interandine. Pour la zone de Quito, nos travaux de terrain se sont concentrés à l'Est de la ville.

La plupart des descriptions géologiques montrent la présence du soubassement Crétacé (DGGM, 1982 a, b; Lavenu et al, 1996; Villagómez, 2003), localisé dans le nord du canyon de la rivière Guayllabamba (BG lat : 0.0051N, long : 78.4077W, H : 1755msnm, Figure 3.4). Ses roches ont été décrites comme andésitiques de couleur verte (DGGM, 1982b), ou comme gabbro et microgabbro en colonnes (Lavenu et al, 1996 ; Villagómez, 2003), avec des intercalations de sédiments plus fins. Pour le DGGM (1982b), ces roches appartiennent à la formation Macuchi. Pour Winkler et al. (2005) ils appartiennent à l'unité Pallatanga, c'est à dire au socle Crétacé.

Dans le cadre de notre travail, ces roches ont été échantillonnées au niveau de la rivière Guayllabamba (Figure 3.4 point BG lat : 0.00764 Nord ; long : -78.40708 W). L'analyse de la lame mince montre que cet affleurement est constitué d'un basalte incluant des phénocristaux de plagioclase (Pacheco com.pers). Chimiquement, cette roche correspond à un basalte calco-alcalin et peut donc être associée à un arc volcanique continental (Pilatasig com.pers Annexe 1 analyses chimiques). Son âge, déterminé à partir de la méthode K/Ar (Cassignol and Gillot, 1982) donne une valeur préliminaire * de 1.129 ± 0.026 Ma, extrèmement récente.

Avec ces nouvelles données, nous apportons la preuve que ces roches correspondent à un événement volcanique très jeune, plutôt Quaternaire que nous associons à la Formation Pisque. Cet affleurement est beaucoup plus récent que ce qui était proposé précédemment et ces roches n'appartiennent pas au socle Crétacé. Cela change les interprétations sur l'âge de la déformation que l'on observe, qui est donc beaucoup plus jeune que ce qui était proposé par Winkler et al. 2005 (6-5 Ma).

3.2.1 Formation Pisque

Les roches plus anciennes de la série Quaternaire correspondent à la Formation Pisque, qui est composée d'unités volcaniques (coulées de laves, cendres, coulées pyroclastiques et tufs), et de dépôts fluviatiles à lacustres (DGGM, 1982ab, Lavenu et al., 1996 ; Villagómez, 2003). Les sources volcaniques de cette formation seraient localisées principalement dans la région des volcans de la cordillère Orientale. Leur épaisseur varie entre 150 et 400 m, mais pourrait atteindre 1000m (Lavenu et al., 1996 ; Villagómez, 2003).

***à peu près 10% plus o moins, manque une dernière détermination de concentration de Ar.**

Lavenu et al. (1996) proposent que l'âge de la formation Pisque puisse être corrélé aux coulées de laves identifiées dans la région, datées par K/Ar à 1.32±0.13 Ma. et 1.17 ±0.10 Ma (Barberi et al., 1988). Cela inclut les laves du volcan Ilaló d'âge de 1.62± 0.16 Ma, aussi datées par Barberi et al. (1988). Villagómez (2003) suggère finalement que les centres volcaniques Cubiliche, Chilcaloma et Casitagua, d'âges respectifs 2.6±0.06, 2.6±0.06 Ma 2.25±0.25 Ma (OLADE-INECEL, 1980) appartiennent à cette formation. Si ces corrélations sont correctes, cette formation serait donc Pléistocène Inferieure.

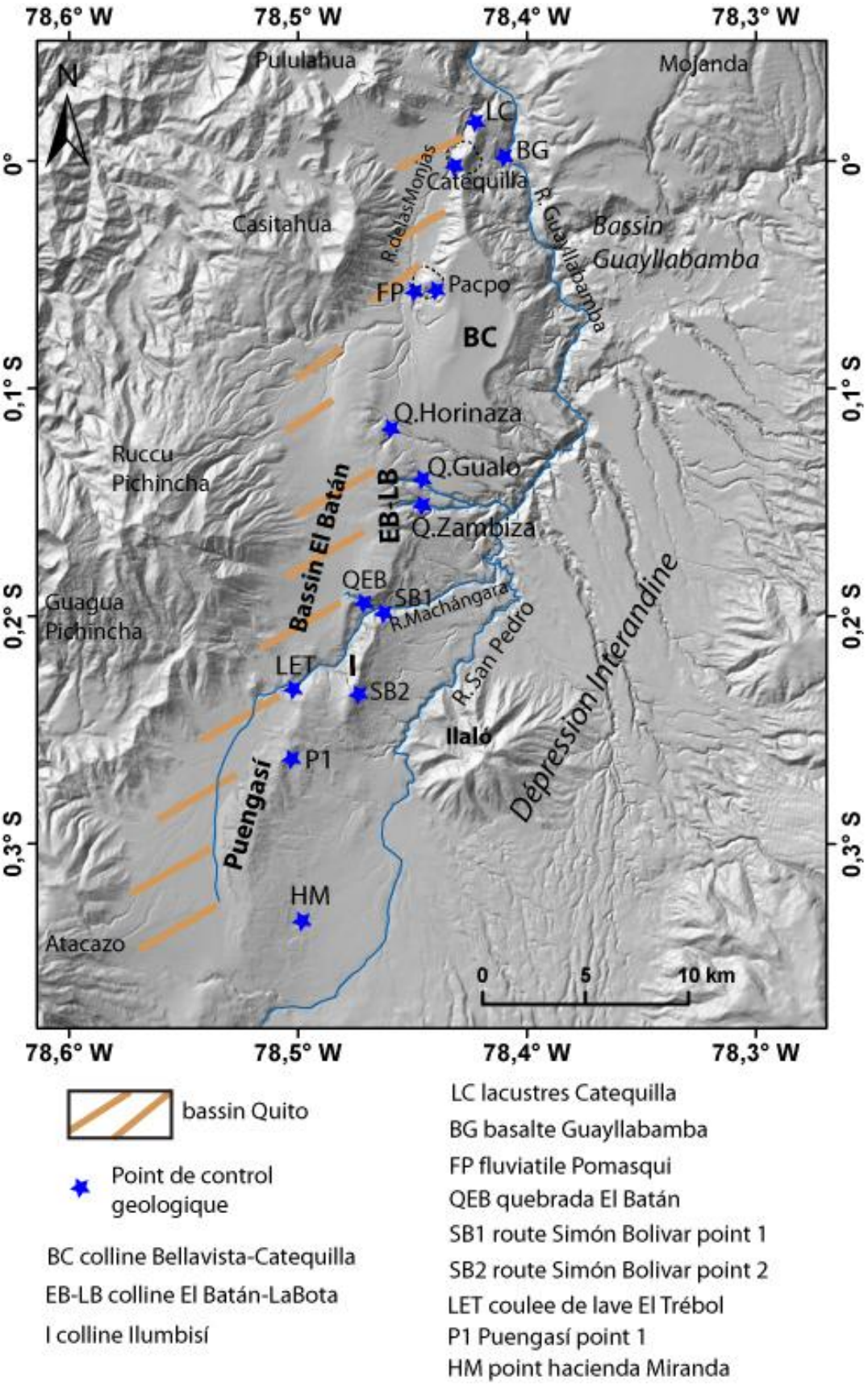


Figure 3.4 Localisation de nos points de contrôle géologique et d'échantillonnage dans la zone de Quito-Guayllabamba. DEM 20 m.

3.2.2 Formation San Miguel

La formation San Miguel repose en discordance locale sur la Formation Pisque. La série commence avec des dépôts fluviaux (grès, similaires aux sédiments du sommet de la formation Pisque), mais passe progressivement à une série lacustre. L'origine de tous les matériaux érodés est volcanique (DGGM, 1980a,b; Lavenu et al., 1996 ; Villagómez, 2003). Cette formation se trouve dans le bassin de Guayllabamba, dont l'épaisseur varie entre 200 et 80 m, entre le centre et les bords du bassin (Villagómez., 2003).

Une caractéristique de cette formation, est une déformation très importante qui implique sa partie supérieure (DGGM, 1980a,b; Villagómez, 2003). Villagómez (2003) a interprété cette déformation comme d'origine gravitaire, associée à l'arrivée de dépôts volcaniques de la formation Guayllabamba. Lavenu et al (1996) suggèrent que la déformation aussi est induite par le mouvement des bords du bassin. L'âge de cette formation est estimé du Pléistocène Inférieur (Villagómez, 2003).

Dans le cadre de cette thèse, nous avons échantillonné des ponces localisées à la base d'une série lacustre d'origine volcanique, à l'extrême nord de la colline de Catequilla (LC lat: 0.0163N, long : 78.4217W H : 2422msnm Figure 3.4, 3.5a et 3.5b). Cette série est nettement basculée vers l'ouest avec un pendage moyen de 30°, alors qu'elle s'est naturellement mise en place à l'horizontale. Dans la Figure 3.5 a, on observe que les sédiments au sommet de la colline, de couleur blanche dans la partie basse de la séquence, présentent une série de dépôts volcaniques (lahars principalement), de couleur grise, de même basculés vers l'ouest. Ces dépôts lacustres ont été cartographiés par Villagómez (2003) comme partie de la formation San Miguel. Les résultats de l'analyse chimique des ponces sont fournis dans l'annexe 1.

La datation des dépôts lacustres par la méthode K/Ar (Cassignol and Gillot, 1982) donne un âge préliminaire de 820±24 Ka sur plagioclase. Cette datation correspond à la base de la formation San Miguel et si les corrélations sont correctes, elles confirment la séquence chronologique proposée par Villagómez (2003).

Cette unité est recouverte en discordance par un sol que nous avons pu dater par la méthode C^{14} à 19.050 ± 100 BP (échantillon CAT-SUP2 annexe 2) (Figure 3.5 b).

Plus au nord, près de la ville de Pomasqui, on observe aussi des séquences sédimentaires fluviatiles, déformées, et des couches inclinées, de pendage d'environ 70° vers l'ouest. Des failles

subhorizontales affectent cette série (FP fluviatile Pomasqui lat : 0.0575 S long : 78.4495 W Figure 3.6 a et b). Cette série est de même associée à la formation San Miguel.

3.2.3 Formation Guayllabamba

Sur les cartes géologiques, la formation Guayllabamba correspond aux groupes des volcans Guayllabamba (DGGM, 1980 a,b), mais Villagómez (2003) la définit comme une formation individuelle de par son extension et ses caractéristiques génétiques.

Elle est composée de dépôts de série de lahars qui viennent reposer en discordance sur la formation San Miguel. Les dômes volcaniques de Pacpo y Catequilla ont été associés à cette formation ainsi que les coulées de laves, dépôts pyroclastiques et avalanches (Villagómez, 2003). L'origine de ces dépôts volcaniques est inconnue, mais Villagómez (2003) propose les volcans Ilaló et Ruccu Pichincha. Cet auteur suggère un âge Pléistocène moyen.

Nous avons aussi échantillonné les dômes de Catequilla et Pacpo (Catequilla lat : 0.0029 S, long : 78.4317W H : 2400msnm Pacpo lat : -0.0566, long : 78.4431W Figure 3.4). L'analyse chimique est reportée dans l'annexe 1.

Les roches du dôme Catequilla correspondent à une andésite et les roches du dôme Pacpo à une dacite (Pacheco com.pers). Dans les roches issues de ce dôme, on peut voir aussi de xénolites dont l'analyse est aussi présentée dans l'annexe 1. La comparaison avec les volcans de la zone montre que les deux dômes sont chimiquement finalement associés au volcan Casitagua, localisé à l'ouest dans la Cordillère Occidentale (Figure 3.1 et 3.2, Andrade Daniel et Pacheco Daniel com. pers).

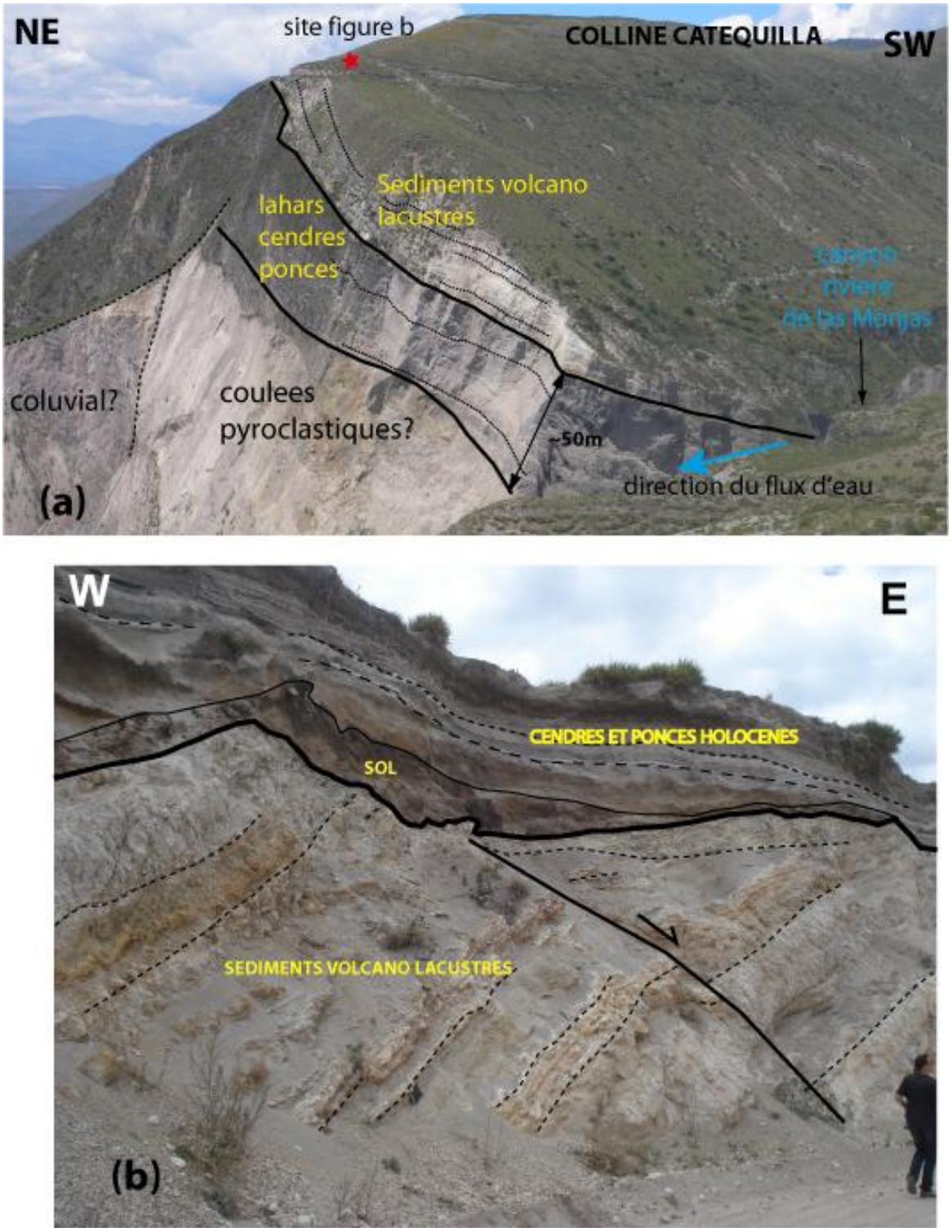


Figure 3.5 Affleurements à l'extrême nord de la colline de Catequilla. a) séquence stratifiée et basculée vers l'ouest, composée probablement de coulés pyroclastiques, sur laquelle il y a des dépôts de lahars intercalés de retombées de ponces et cendres et finalement recouvertes par une série volcano-lacustre. b) sédiments volcano lacustres intercalées avec des retombées de ponces et cendres inclinées vers l'ouest. Au sommet, on observe un sol en discordance, qui est lui même recouvert par des ponces et cendres probablement Holocène. (Route San Antonio de Pichincha – Central électrique Guayllabamba 0.0137°N-784075°W).

Les âges préliminaires* obtenus dans le cadre de ce travail sont de 903 ±14 Ka et 836 ±24 Ka pour le Pacpo et Catequilla respectivement (K/Ar méthode Cassignol and Gillot, 1982). Grâce à ses résultats, on peut donc écarter l'hypothèse précédente : ces dômes n'appartiennent donc pas à la Formation Guayllabamba.

Par ailleurs, nous observons que les sédiments lacustres décrits antérieurement à l'extrême nord de la colline de Catequilla, entourent partiellement le dôme et qu'ils n'ont pas souffert de réchauffement (Andrade Daniel Com. Pers.). Ces sédiments lacustres sont donc postérieurs à sa mise en place. Cette observation suggère que les dômes ont probablement eu un rôle important dans l'évolution morphologique de la zone. En effet, ils correspondent à la limite de la sédimentation lacustre, pouvant indiquer qu'ils ont participé par leur mise en place à un barrage de la rivière principale et la formation d'un lac en arrière de celui-ci. De plus, le basculement des sédiments lacustres n'est pas associé à la croissance ou à la mise en place de l'intrusion et du dôme volcanique, mais traduit plus sûrement un soulèvement tectonique, postérieur à 800 ka.

3.2.4 Formation Chiche

Dans plusieurs régions, la formation Chiche repose en discordance angulaire sur la Formation San Miguel (DGGM 1982 a,b,c,d; Lavenu et al., 1996) et en discordance érosive sur la Formation Guayllabamba (Villagómez, 2003). Elle est composée par des dépôts subhorizontaux essentiellement volcaniques. Elle commence avec des dépôts lacustres et fluviatiles, où s'intercalent des tufs (DGGM 1982d ; Villagómez, 2003). Au-dessus de ce matériel, les séries fluviatiles sont conglomératiques, puis intercalées de lahars et de tufs. Au sommet se trouvent deux couches de cendres reconnues comme "Pifo ash-fall layer" corrélées avec les coulées d'obsidiennes ' Yanangala' issues du volcanisme actif de la cordillère Orientale. Ces couches ont un âge probablement compris entre 165-180 ka (Hall and Mothes, 2008). L'âge de la Formation Chiche serait donc Pléistocène moyen à supérieur (Villagómez, 2003).

Figure 3.6. Sédiments fluviatiles intercalés de cendres près de la ville de Pomasqui (lat : 0.0575 S long : 78.4495 W). Les sédiments sont composés d'un grès moyen non consolidé. Ils montrent un pendage d'environ 70° vers l'ouest. a) correspond au bord nord d'un petit ruisseau de direction ouest - est, sur les sédiments une discordance sur laquelle a été déposé un débris flow qui provient de l'est. Des failles décrochantes horizontales recoupent les sédiments. b) bord sud du même ruisseau : on observe mieux les failles de pendage très faible qui recoupent les sédiments fluviatiles.

3.2.5 Formation Cangahua

Cette formation est composée de tufs de couleur jaune et marron, intercalés de cendres et ponces (DGGM, 1982 a,b,c,d ; Villagómez, 2003). La Cangahua a une origine clairement volcanique. La plupart de la Cangahua primaire est formée par des 'retombées' de cendres (Vera and López, 1986).

Elle couvre uniformément toutes les surfaces de la Dépression Interandine. Dans les vallées, elle est parfois retravaillée et intercalée de différents types de dépôts. Ce processus de météorisation et diagenèse rend son identification, les corrélations latérales ou sa classification plus difficile. Les analyses montrent que sa composition lithologique est intermédiaire, entre dacite et andésite (Vera and López, 1986). L'âge de la formation Cangahua est estimé à partir de l'âge du 'Pifo ash-fall layer', et donc est plus récent que 165-180 Ka.

3.2.6 Géologie du bassin de Quito

La géologie du bassin de Quito présentée dans ce travail a été proposée à partir des affleurements localisés dans les incisions à l'Est de la ville et les puits de forage pour l'eau (Figure 3.1 et 3.2). Une séquence qui montre une stratigraphie relativement représentative a été observée dans la Quebrada El Batán (Figure 3.4). A la base du ruisseau, sur des tufs de couleur blanche on a pu identifier un dépôt correspondant à une avalanche d'origine volcanique, probablement associée au volcan Ruccu Pichincha (Figure 3.7a, Jaya, 2009). Ce dépôt était auparavant identifié comme partie des Volcánicos Indiferenciados Machángara (DGGM, 1982c) ou Formation Machángara (Villagómez, 2003), sans aucune interprétation claire sur son origine : pour la suite on l'appellera 'avalanche Ruccu Pichincha'.

Au-dessous de cet affleurement, dans la même zone, on peut trouver une série de sédiments stratifiés, composés par des lahars distaux, des dépôts lacustres et alluviaux, inclinés vers l'ouest entre 12° et 15° (Figure 3.7a). Au sommet de cette série, on trouve une coulée de lave, nommée El Batán, qui est aussi tiltée vers l'ouest. L'origine de cette lave est sûrement le volcan Ruccu Pichincha, si l'on en croit les comparaisons des chimies réalisées par Jaya (2009) ; Figure 3.7b).

Encore au-dessus de cette lave, en concordance, on trouve une série de coulées pyroclastiques (Figure 3.7b ; Jaya, 2009). J'ai définie toute la série comme l'unité fluviale Quito, associée à la Formation Chiche (Alvarado, 1996).

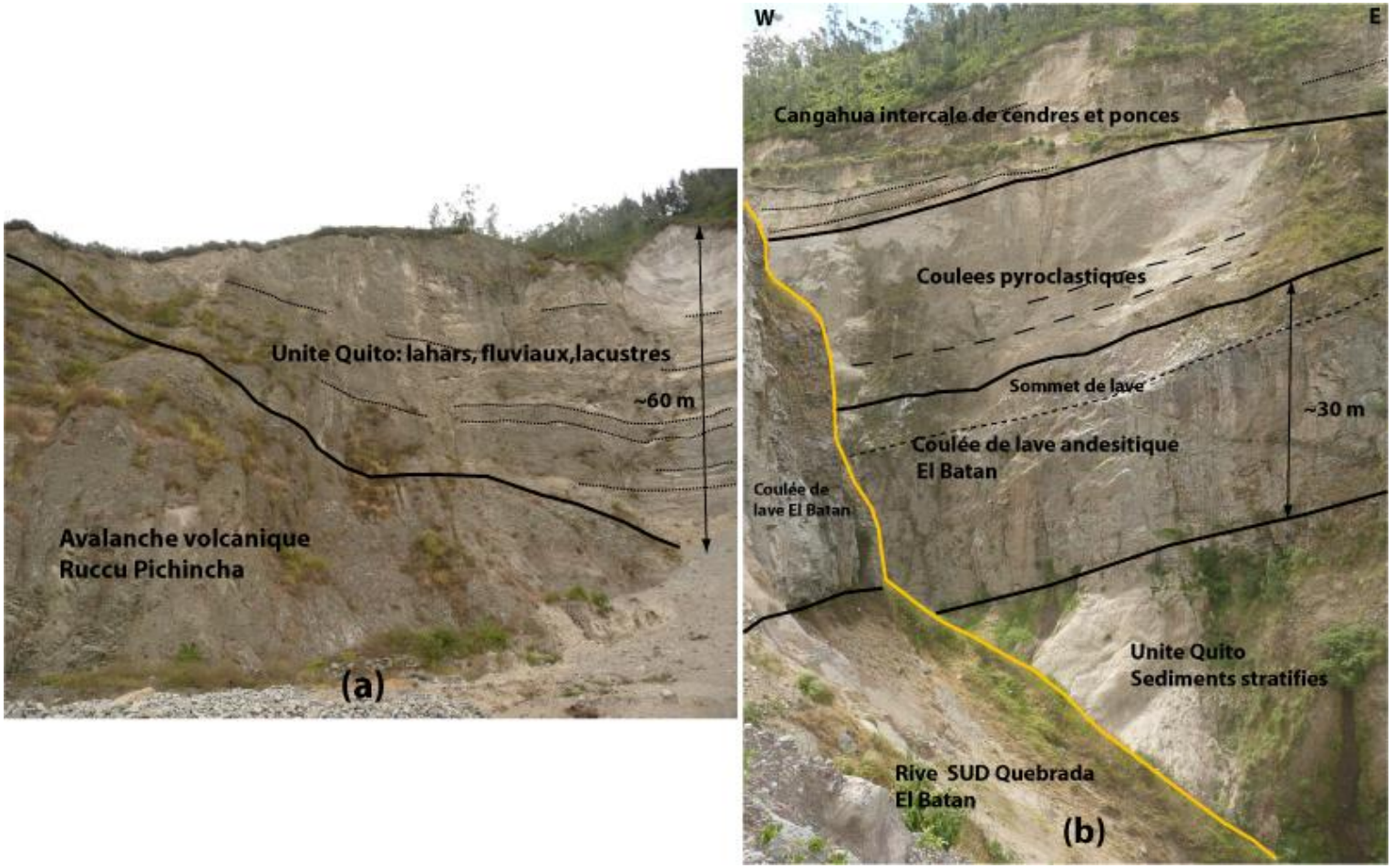


Figure 3.7. a) chantier abandonné à cote du péage du tunnel Guayasamín. On observe les dépôts de l'avalanche Ruccu Pichincha; au-dessus sont déposés une série de lahars et dépôts fluviatiles et lacustres intercalées de cendres et ponces : l' Unité Quito (lat : 0.1905 S long : -78.4605).
b) coupe dans la Quebrada El Batán : on observe principalement la coulée de lave andésitique El Batán, qui est associée au volcan Ruccu Pichincha. Par-dessus, sont déposés les séries pyroclastiques et finalement la Cangahua. Les couches sont basculées vers l'ouest d'à peu près 13°.

Pour finir, la Cangahua recouvre tous ces dépôts, elle s'intercale de couches de ponces et cendres, inclinées vers l'ouest d'environ 10°±5 (Figure 3.7b).

Nous avons échantillonné la lave El Batán (lat : 0.1938 S long : 78.468 H : 2700msnm) pour la dater, avec la méthode K/Ar (Cassigno-l Gillot, 1982) qui nous donne un âge préliminaire * de 667 ± 15 Ka.

Les sédiments qui sont observés sous la lave sont plus anciens, et donc plus probablement associées à la Formation San Miguel qu'à la Formation Chiche. Dans ce travail, nous choisissons d'attribuer ce groupe de sédiments à l'unité Quito.

Lâge de l'avalanche Ruccu Pichincha suggère qu'elle est probablement en relation avec la partie volcanique de la Formation Pisque.

Vers le nord, les sédiments fluviaux et lahars de l'unité Quito sont moins épais, et on trouve des séries pyroclastiques (Quebrada Zámbiza, Gualo et Horinaza Figure 3.4). De même dans le secteur des quebradas Zámbiza et Gualo, les ponces de Pifo sont plus développées qu'au Sud et peuvent montrer jusqu'à 2 m d'épaisseur. Dans cette même région, Jaya (2009) a effectué des analyses chimiques plus détaillées des couches de ponces. Elles correspondent principalement aux éruptions du volcan Guagua Pichincha, avec un âge de 60 ka (Robin et al, 2010).

Vers le sud, l'avalanche de la rivière Machángara est partie du centre de la colline d'Ilumbisí (SB1 Figure 2.4). Par contre, les séries sédimentaires fluviatiles et lacustres ne sont pas développées sur la colline. Par endroit, on retrouve des lahars, postérieurs à l'avalanche. Au sommet, ces dépôts sont couverts par la Cangahua. Ces séquences sont observables le long de la route Simón Bolívar, sur la colline d'Ilumbisí (SB2 Figure 3.4).

Plus au sud sur la colline de Puengasí, les affleurements sont rares, mais à l'extrême nord sur la route menant à la Valle de los Chillos, on observe une coulée de lave dont l'origine est le volcan Ruccu Pichincha (Jaya, 2009, point LET Figure 3.4). Vers l'est, dans la cicatrice d'un glissement de terrain (P1 lat : 0.2598 S long : 78.500 W Figure 3.4), on observe aussi un dépôt volcanique qui a été interprété comme une avalanche (Bernard Benjamin com.pers), mais qui semble plus ancien que l'avalanche de la rivière Machángara. Au sud, on voit seulement la formation Cangahua affleurer à quelques endroits où son épaisseur peut atteindre plus de 30 m d'épaisseur, et s'intercaler de cendres et de ponces.

Dans le secteur de l'Hacienda Miranda (point HM Figure 3.4), nous avons observé un chenal fluvial abandonné, qui morphologiquement est associé à des déformations récentes qui progradent vers l'est (voir section 3.4). Cet affleurement est localisé à la base de la colline de Puengasí. Nous avons un échantillon de sol pour datation C14 qui donne un âge de 13.480 ± 60 BP. (lat : 0.3291S, long : 78.4957W H : 2603msnm point HM Figure 3.4).

Les remplissages les plus récents du bassin de Quito sont interprétés comme des séries associées aux cônes alluviaux, qui descendent des volcans Atacazo y Pichincha. Notre interprétation se base sur les données de puits d'eau potable (Alvarado, 1996). Ses séries s'intercalent de cendres et ponces. Les sédiments plus récents, d'âge inférieur à 3000 ans, sont mieux étudiés dans le bassin d'El Batán (Figure 3.4). Ils sont composés principalement par des séries lacustres, intercalés par des cendres et ponces. Ils se terminent par des dépôts fluviaux et des sols.

Le long du le front de déformation principal produit par les systèmes de failles inverses de Quito, en particulier entre la partie nord d'Ilumbisí et la Quebrada Gualo (Figure 3.4), les sédiments Chiche (à l'est) viennent se 'coller' en discordance sur l'avalanche de la rivière Machángara (à l'ouest). Dans cette région, les sédiments sont inclinés vers l'est avec différents pendages, et on a pu trouver de zones de cisaillement composés par des mouvements inverses et décrochants. Dans la quebrada Gualo (Figure 3.4), on observe des failles qui reprennent les plans de la stratigraphie, du type 'flexural slip' (Keller and Pinter, 2002).

Sur la Figure 3.8, nous présentons un résumé de la stratigraphie des bassins Guayllabamba et Quito avec les nouveaux apports de ce travail.

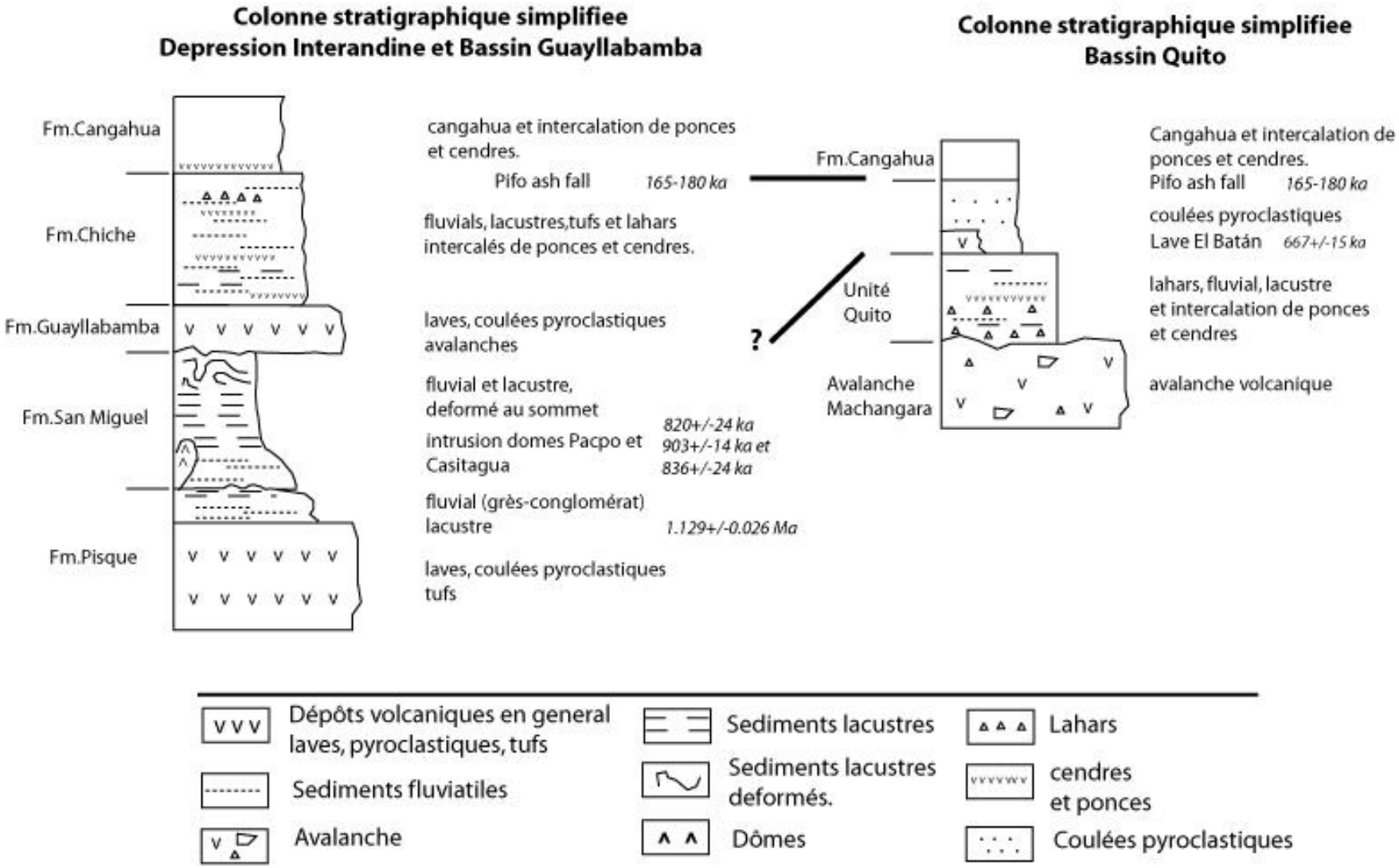


Figure 3.8. Colonnes stratigraphiques de résumé de la Dépression Interandean et les bassins de Guayllabamba et Quito

3.2.7 Analyses du taux de soulèvement d'après les nouveaux marqueurs de la déformation et de leur datation

Malgré les caractéristiques de la sédimentation, son origine volcanique, et en l'absence des nombreuses datations ou données en profondeur qui permettraient des calculs exacts, nous tentons de proposer une analyse préliminaire des taux de soulèvement. Le meilleur candidat en termes de marqueur est la coulée de lave El Batán.

Cette coulée a été identifiée dans un forage pour l'eau localisé dans le bassin d'El Batán (E2, lat : 0.2088°S, long : 0.5°W Figure 3.9). L'altitude du puits en surface est à 2795 msnm, et la lave est localisée à 160 m de profondeur et présente une épaisseur de 35 m (Jaya, 2009). Donc la base de la lave est à 2600 m. D'autre part, on retrouve la base de cette même lave affleurant à l'extrême est de la colline de El Batán – La Bota (point EB lat : 0,1891 S, long : 78.4641 W, Figure 3.9), à 2831 msnm (Jaya, 2009).

- Si on considère qu'entre ses deux points, le soulèvent est homogène on trouve une valeur de 231 m en vertical. De plus, on considère que juste après l'emplacement de la lave, elle commence à être soulevée pour obtenir un taux minimum. D'après notre datation à 667±24 ka*, on obtient une vitesse de soulèvement verticale minimum de 0.35±0.015 mm/a.

- La vitesse de mouvement sur le plan de faille est de 0.54±0.02 mm/a, (pour un pendage de 40° ; voir section 2.5 Alvarado et al, dans ce chapitre), la vitesse de raccourcissement horizontal est 0.41±0.015 mm/a.

D'autre part, la trajectoire qu'a suivi la lave (~NE, Figure 3.8), suggère qu'il devait déjà exister une zone plus élevée, une paléotopographie qui empêchait le passage de la lave vers l'est mais le favorise vers le nord. Donc le segment de faille de Puengasí était probablement déjà en place et actif à cette époque. De même, il est évident que vers le nord-est il y a eu une zone plus basse qui a permis d'une part la sédimentation de l'unité Quito et d'autre part l'évacuation de la lave dans cette direction.

Nous avons aussi remarqué que le pendage des couches que nous avons mesuré dans la quebrada El Batán, est constante d ~13° vers l'ouest, donc ça nous indique que le basculement de ces couches a été postérieur au dépôt de la lave El Batan, et donc que ce basculement est plus jeune que 667 Ka ; suggérant une poursuite de l'activité sur le segment de faille.

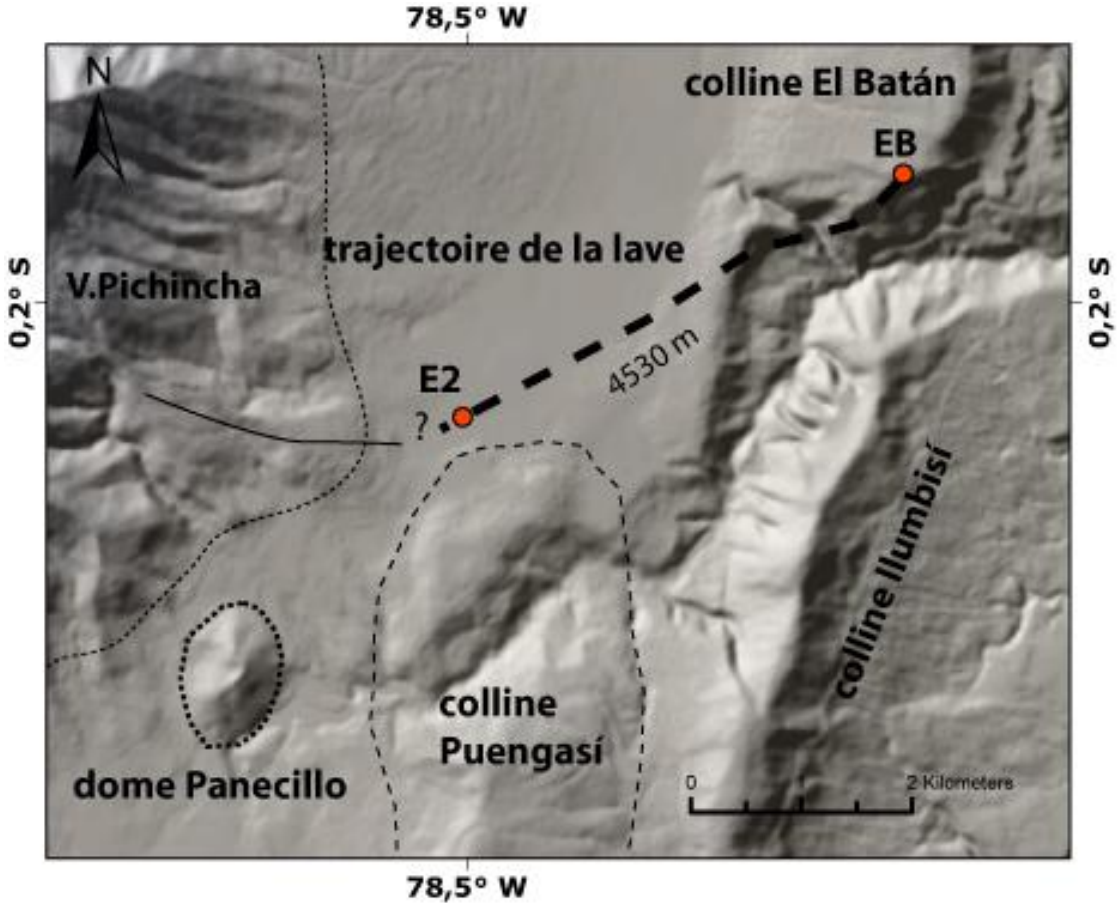


Figure 3.9. Schéma qui montre la probable direction qu'a prise la lave El Batán. E2 correspond au puits d'eau dans lequel est identifiée la coulée de lave (0.208 S, 78.50 W). EB point plus extrême du flux vers l'est ou l'onidentifie cette même coulée de lave.

3.3 Analyses morphométries du drainage dans le bassin de Quito

Même si l'âge des différentes lithologies est très mal contraint, cette région présente l'avantage de montrer une stratigraphie relativement homogène, composée principalement de dépôts volcaniques Pléistocène et Holocène (voir section 3.1 et 3.2). Dans un tel contexte, l'étude de la déformation active peut se faire grâce à la réponse rapide des rivières aux variations du relief. En effet elles représentent un outil très utile pour caractériser et établir un taux de déformation (Burbank and Anderson, 2001). En fait, l'étude du drainage permettra aussi connaitre la structure du relief et des caractéristiques qui gouvernent les processus orogéniques. Effectivement ce type de sujets a pris beaucoup d'importance ces dernières années avec l'incorporation de outils informatiques appliqués aux MNT de haute résolution (Delcaillau et al., 1998 ; Montgomery, 2003 ; Montgomery and Stolar, 2006 ; Whipple, 2004 ; Schoenbohm et al., 2004 ; Wobus et al., 2006).

Le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant est dépendant à la fois du climat, de la lithologie, du relief pré existant et de l'occupation des sols; surtout dans les zones très habitées comme pour la capitale de l'Equateur : Quito. L'organisation du réseau hydrographique, les pentes etc, sont ainsi directement liés à l'évolution géomorphologique et donc aussi – par certains aspects – à la déformation régionale. La prise en compte de chacun de ces paramètres est en général indispensable à une bonne compréhension des processus d'incision et de transport dans un bassin.

L'interaction de la tectonique et du climat en terme de processus qui gouvernent l'érosion ou la surrection des montagnes est un débat actuel dans les Andes (Lamb and Davis, 2001; Molnar, 2003). Lorsque l'érosion compense la tectonique, comme à Taiwan ou en Himalaya (Hurtrez et al., 1999), il est possible d'analyser directement les corrélations spatiales entre taux de surrection, climat et taux d'érosion (Dadson et al., 2003). De même; lorsque la tectonique est plus rapide, comme c'est le cas pour des bassins individuels comme probablement à Quito, la réponse et l'adaptation du réseau de drainage aux sollicitations tectoniques est facilitée par leur étude morpho-quantitative.

Pour pouvoir établir des comparaisons entre bassins de même taille, on a utilisé le principe de classification énoncé par Horton (1945) puis par Strahler (1952, 1957), connu comme l'ordre de Strahler. Cette classification du réseau de drainage permet de hiérarchiser les différents réseaux dans une même région et d'attribuer une valeur quantitative à la segmentation des cours d'eau: un segment sans affluent est d'ordre 1, tout segment formé par la confluence de deux segments d'ordre n est d'ordre n+1− tout segment formé par la confluence de deux segments d'ordre différents prend l'ordre du segment le plus élevé.

Suivant la hiérarchisation de Strahler (1952), les bassins versants de taille moyenne (ordres 4 à 6) sont considérés classiquement comme étant les plus représentatifs pour des études morpho-quantitatives. Les études de ces bassins sont plus complexes que celles réalisées dans les petits bassins versants (ordres 1, 2 et 3), qui se trouvent généralement en état de déséquilibre de par leur histoire plus jeune. Elles sont aussi plus complexes que celles qui portent sur l'évolution du relief le long d'un système hydrographique majeur qui connaît théoriquement plus d'apports en eau et de longues périodes d'équilibre.

Un facteur très important à considérer pour l'analyse est le climat car l'érosion intervient d'une manière très dynamique dans l'évolution d'une zone (Whipple, 2004). Il est cependant possible à de courtes échelles de temps et pour des régions de taille modeste comme dans notre cas, de considérer que le climat n'a pas changé dans la région depuis l'Holocène et que les taux d'érosion ne traduisent aucun changement climatique majeur mais plutôt l'influence de la tectonique, ça est aussi corrobore pour la information climatique décrite dans la section 3.1.1.

3.3.1 Distribution et caractérisation du réseau de drainage pour la région de Quito.

Le bassin de la rivière San Pedro-Guayllabamba montre une surface drainée de 4200 km^2 (Figure 3.1 et 3.2). Cette rivière parcourt la Dépression Interandine du sud au nord et tourne vers l'ouest pour traverser la cordillère Occidentale en direction de l'océan Pacifique. Dans la Figure 3.10a on présente le réseau de drainage principal et dans la Figure 3.10b la hiérarchisation des rivières en utilisant le Strahler ordre, basée sur le DEM 30 m.

Parallèlement, d'après leurs morphologies, il est possible de différencier trois types d'organisation du drainage dans la région de Quito : un système radial associé aux édifices volcaniques ; un système parallèle, localisé à l'est de la rivière principale et un système dendritique localisé à l'ouest du bassin (Figure 3.10a et 11a,b). La classification est effectuée d'après Schumm et al., 2000). Ces différences de drainage sont associées dans d'autres régions du monde à des changements lithologiques ou de variation de la topographie au cours du temps (Schumm et al., 2002). Hors dans notre cas nous avons identifié les mêmes types de lithologies dans toute la Dépression Interandine, de part et d'autre de la rivière principale, ce qui suggère l'origine tectonique de ces variations de morphologie du réseau hydrologique.

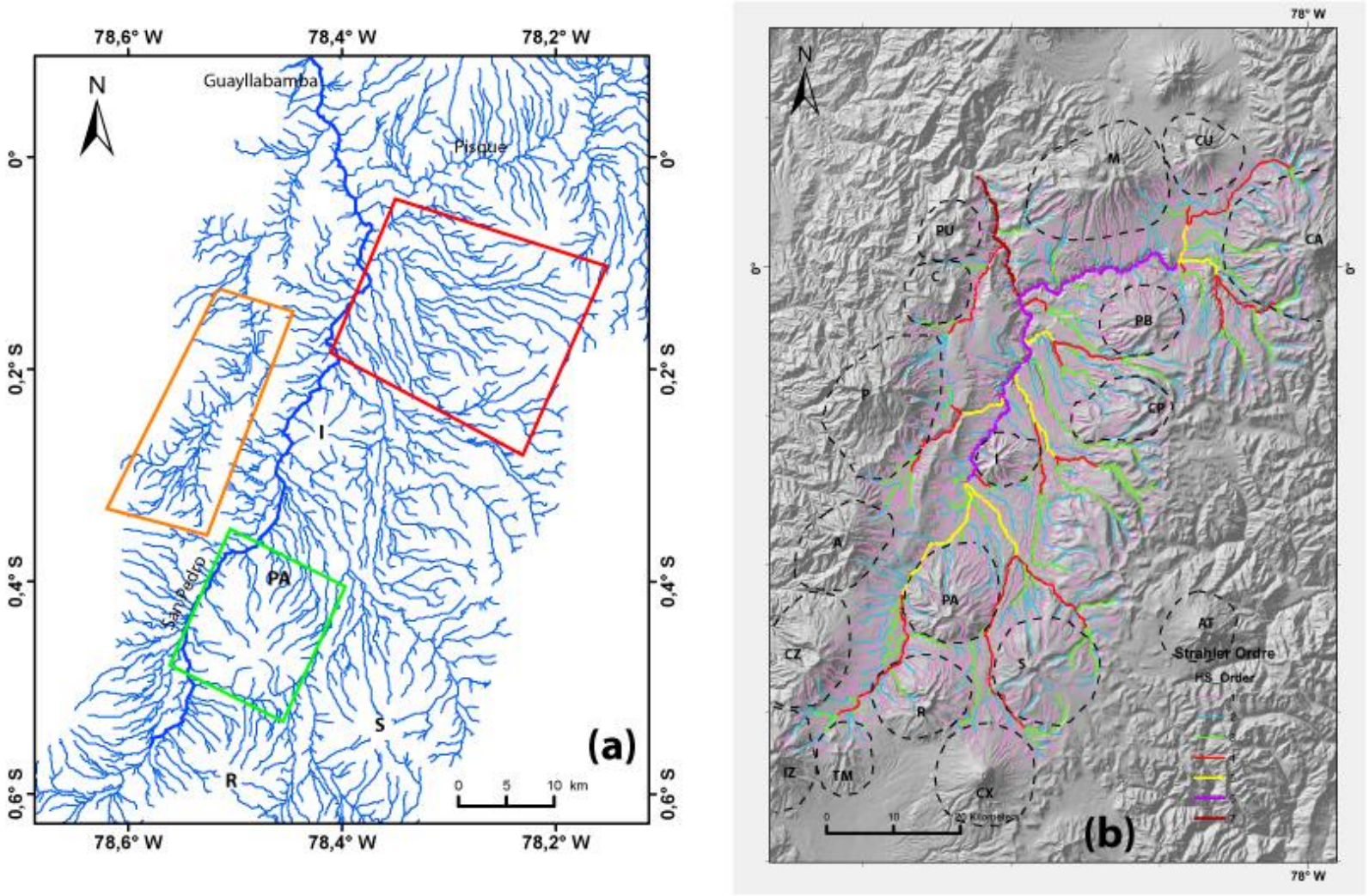


Figure 3.10. Réseau de drainage du bassin San Pedro-Guayllabamba : (a) distribution du réseau dans le bassin extraite avec le logiciel River Tools 3.0, à partir du DEM 30 m. Rectangle vert : exemple de un réseau type radial ; polygone orange : exemple d'un réseau dendritique ; polygone rouge : exemple d'un réseau parallèle (b) classification du drainage en utilisant le Strahler ordre DEM 30 m avec logiciel River Tools 3.0.

Dans les Figures 3.11 a et b, nous avons séparé les drainages d'ouest et de l'est. Dans la Figure 3.11a, on peut distinguer deux zones de réseau dendritique, qui sont séparées par les collines de Puengasí, Ilumbisí, El Batán-La Bota, Carcelén-El Inca et Bellavista-Catequilla. Ce type d'organisation est comparable à ce qui a été observé par Jackson et al. (1996) en Nouvelle Zélande et interprété comme directement associé à la croissance des plis (Figure 3.11c). Cet auteur propose que les rivières plus petites se rejoignent pour gagner en puissance et pouvoir traverser les plis en croissance: cela donne comme résultat ce type de réorganisation du réseau.

Dans le détail, à l'ouest de la rivière San Pedro, on remarque un important contrôle des rivières qui descendent du flanc Est des collines de Puengasí et Ilumbisí-El Batán-La Bota (Figure 3.12 et Figure 3.13). Sur le flanc Est du Puengasí, on note de même la morphologie de la colline allongée du Conocoto, qui monte une altitude d'environ 100 m, au dessus du lit principale de la rivière San Pedro (Figure 3.12). Vers le nord, on carte trois escarpements, qui d'ouest en est montrent une hauteur de 60m, 80m et 20 mètres (Figure 3.12).

Plus au sud, on observe le même type de morphologie avec des escarpements de plus en plus élevés, entre 110 m et de 60 m de haut (Figure 3.12). On distingue aussi des gorges montrant une forte incision, mais sans connexions actuelles à une tête de rivière ou à un apport quelconque, comme sur le point A de la Figure 3.12. D'autre part, dans le secteur de l' Hacienda Miranda (Figure 3.3 point HM et Figure 3.12 point A) on a identifié un chenal abandonné, et on peut voir aussi que l'incision actuelle passe dorénavant plus au sud. Dans le même secteur on a trouvé une faille inverse de direction N 344° et pendage 65° vers l'ouest, qui affecte les dépôts de Cangahua et les niveaux de ponces. En général dans toute la zone, le drainage tend à se rejoindre pour former des rivières plus importantes vers l'Est avant de se connecter au réseau de drainage principal (Figure 3.12).

Finalement toutes ses anomalies du drainage suggèrent que la déformation inverse se propage vers l'est, probablement grâce à une succession de chevauchements (ce qui est corroboré par des mécanismes foyer localisés dans la région – voir section 3.4.5 dans ce document : Figure 3.29 mécanismes 39 et 20). Dans la Figure 3.12c, on montre un modèle proposé par Jackson et al. (1996), pour la propagation de deux chevauchements, qui produisent la même morphologie que celle qui apparait entre les plis Puengasí et Conocoto.

Sur la colline d'Ilumbisí on peut observer deux types de morphologie du drainage, une qui forme une morphologie type «coupe de vin», localisé justement sur la pente Est de la colline

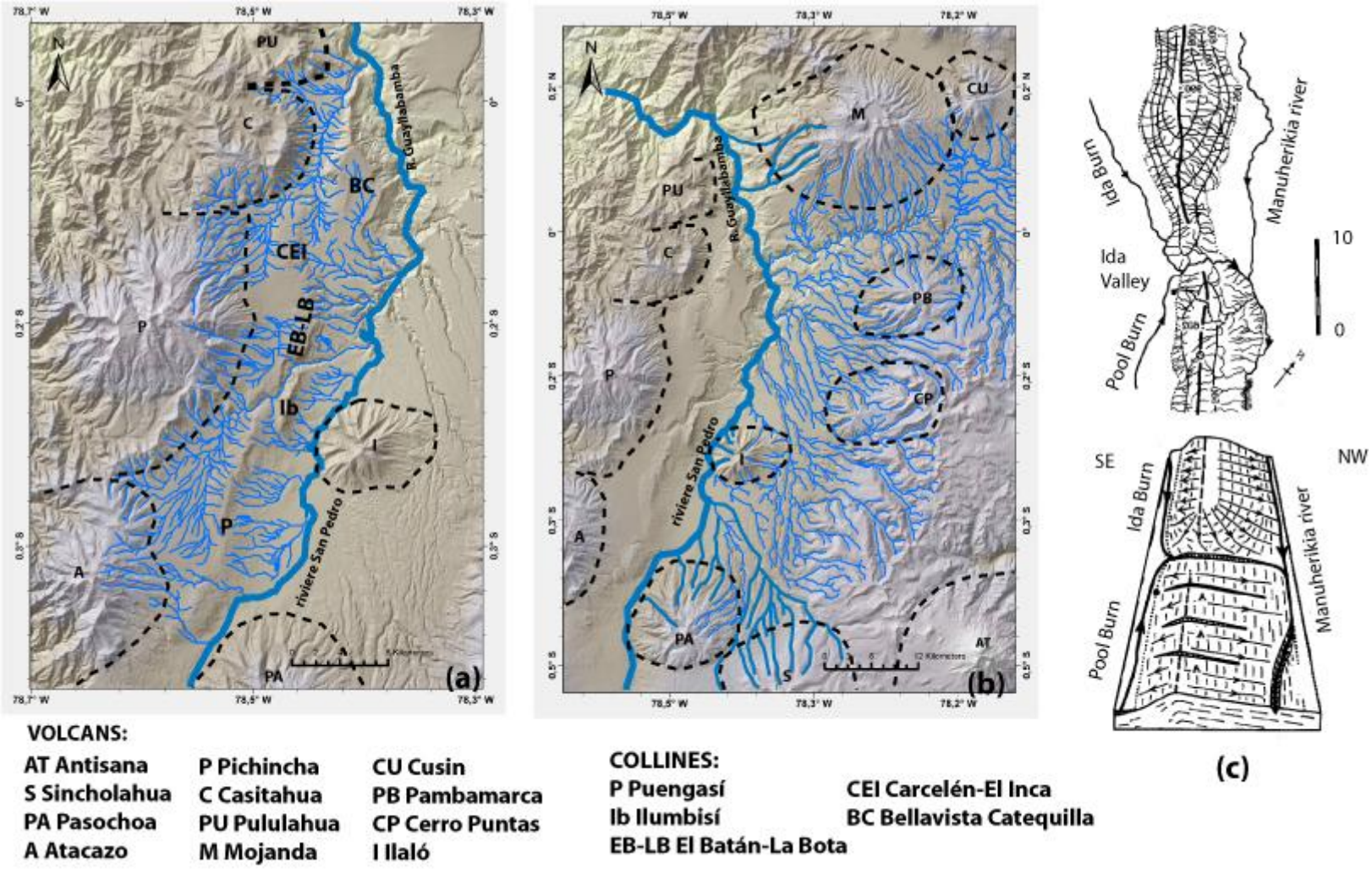


Figure 3.11 : Classification du drainage : (a) Réseau ouest organisation dendritique perturbée par les captures du réseau autour de la chaine de collines. (b) Réseau est distribution parallèle. (c) Exemple et modèle d'un système type dendritique similaire au réseau ouest, modifié de Jackson et al, 1996.

(Zone orange Figure 3.12), et un deuxième dans laquelle les rivières tournent systématiquement vers le nord avant rejoindre la rivière San Pedro (zone rouge Figure 3.13).

Au pied de la colline de El Batán-La Bota, le drainage, se dirige vers le nord et forme des échelons avant rejoindre la rivière San Pedro. Ces échelons correspondent à une suite de 'collines' allongées e direction NW-SE (Figure 3.13a), que nous interprèteront comme un système de failles en échelon. Ce système accommoderait une déformation décrochant dextre vers le nord-est (Voir section 3.4.4 Figure 3.25a et 3.25).

D'autre part, la surface localisée entre le pied de la colline de El Batán-La Bota, et la rivière San Pedro, est inclinée vers le sud. Elle est de plus surélevée (2700-2600 msnm) par rapport à la surface plus au sud de la rivière Jatunguaycu (2550-2350msnm) (Figure 3.13 coupes dd' et cc'). La surface entre la rivière Jatunguaycu (au nord) et la rivière Machángara (au Sud), est plus basse, mais inclinée vers le sud. Elle est de plus limitée au sud par une nouvelle surface surélevée par rapport à la rivière Machángara (Figure 3.13 coupe d-d'). D'ailleurs la présence d'un glissement du terrain marque comme B dans la Figure 3.13a peut s'expliquer par cette zone surélevée.

D'ailleurs, la surface au nord de la Q. Jatunguaycu est convexe dans la direction ouest – est (Figure 3.13 coupe d-d'). Sur la Figure 3.13 c, on montre un zoom sur le 'slope percent' de cette zone, on observe un nouveau pli qui se développe entre la rivière San Pedro et le pied est de la colline El Batán-La Bota. Cela suggère une propagation vers le nord de ce système pour se connecter avec le pli de Bellavista-Catequilla. Sur cette Figure, nous avons aussi souligné la zone relativement plus haute (au nord de la Q.Jantunguaycu) par rapport à la zone plus basse au sud.

Sur le terrain, au niveau du rivière San Pedro ; il est possible d'observer un léger plissement des couches, qui a été carté précédemment comme un axe anticlinal (Villagómez, 2003). La même observation est réalisable sur la coupe d-d' de la Figure 3.13. Sur les Figures 3.1, 3.3 et 3.13c, on observe aussi que les profils en long des quebradas de cette région sont plus pentes, par rapport à celles au sud. De même la rivière San Pedro au sud, est aussi moins pente.

Avec toutes ses anomalies constatées dans l'organisation des rivières, il semble que le contrôle du réseau de drainage est principalement associé à l'activité tectonique et à une série de failles actives transpressives qui transfèrent une partie de la déformation vers le NE. Comme suggéré précédemment, cette composante de mouvement décrochant peut aussi expliquer les échelons entre les collines. Toutes ces caractéristiques suggèrent que la déformation actuelle n'est pas

seulement concentrée dans la zone des plis, mais qu'elle se transfère et se distribue progressivement vers l'est, en repoussant le réseau toujours plus loin vers le nord-est.

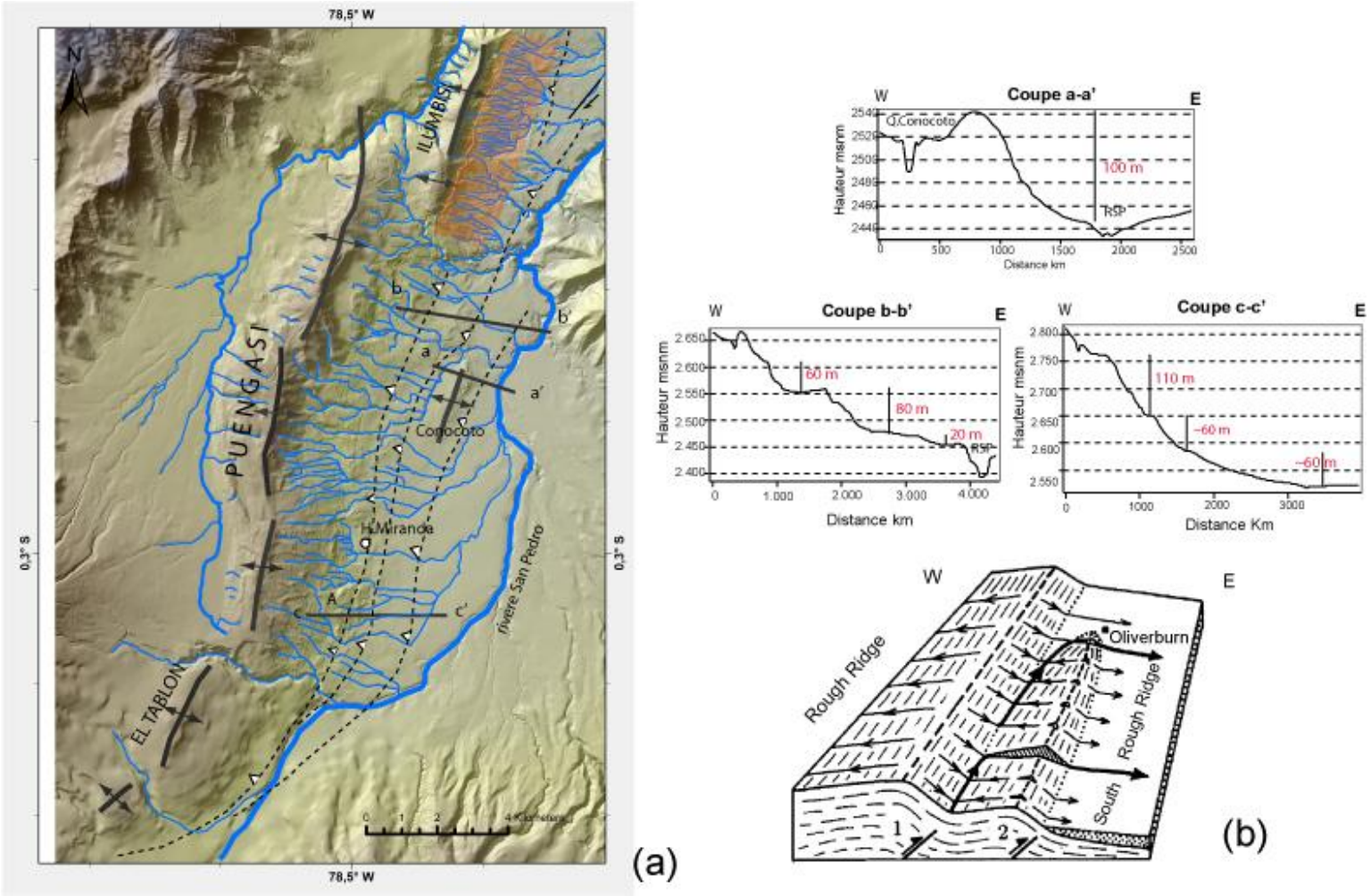


Figure 3.12 : (a) Caractérisation du drainage sur le flanc Est des collines de Puengasí et Ilumbisí et interprétation néotectonique. DEM 4 m. La Zone orange indique le réseau type « coupe de vin ». Coupes topographiques qui montrent la variation du relief sur le flanc Est. (b) Modèle de propagation de chevauchements en Nouvelle Zélande. (Modifié de Jackson et al, 1996)

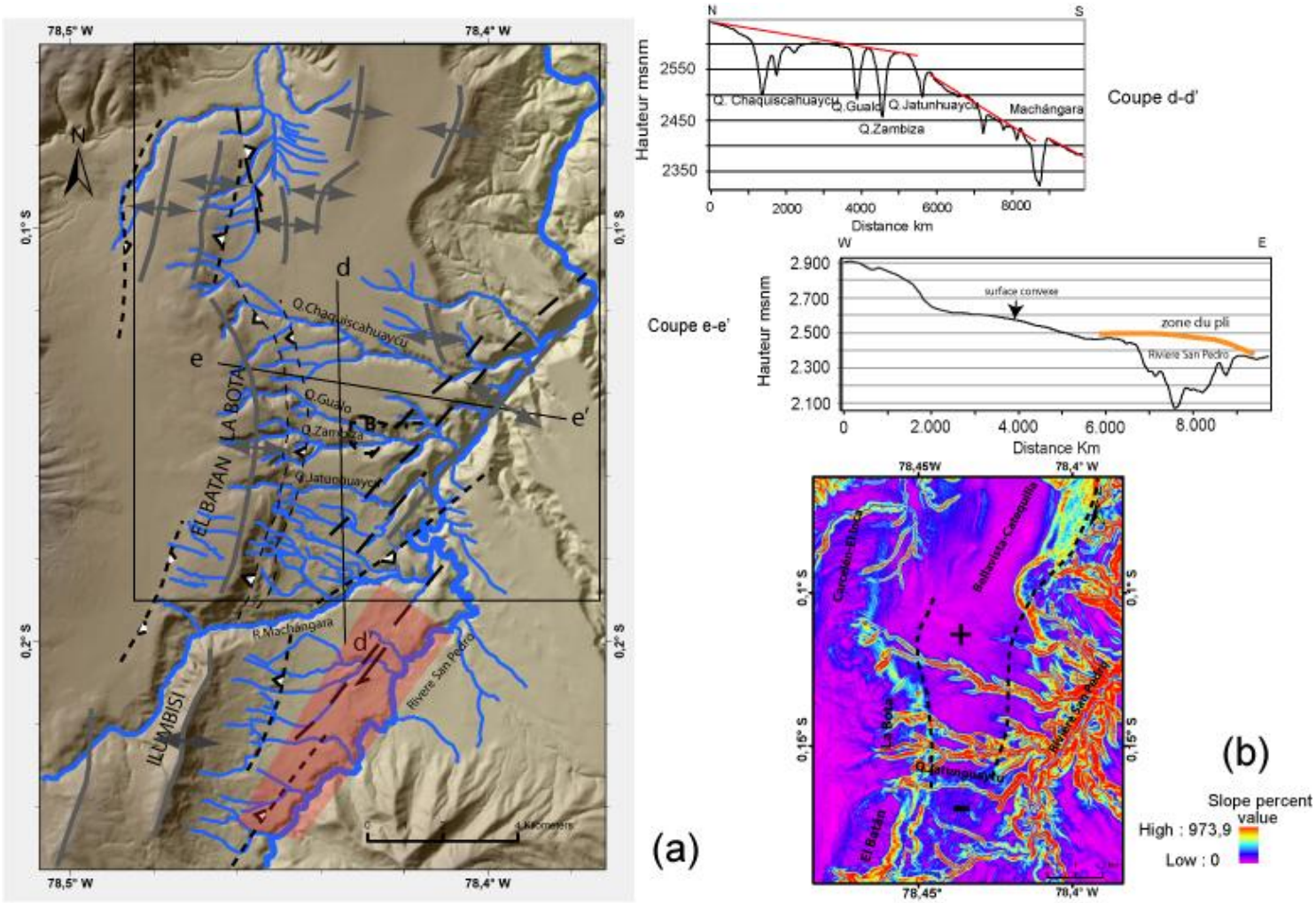


Figure 3.13 : (a) Caractérisation du système de drainage pour les segments et collines d'Ilumbisí-El Batán-La Bota et interprétation néotectonique. DEM 20 m. Zone rouge montre le contrôle du drainage avant rejoindre la rivière San Pedro, au pied de la colline Ilumbisí. Le carré noir indique position de la Figure 2.12 b. Coupes pour montrer les variations d'altitude et le 'bombement' entre la colline El Batán-La Bota et la rivière San Pedro. (b) Zoom de la carte de 'slope percentage' dans laquelle s'observe le bombement décrite antérieurement. En + et – on marque les zones hautes et basses qui sont montrées sur la coupe d-d'

3.3.2 Analyse hypsométrique

Cet indicateur permet de mettre en relation la surface de l'aire drainée par rapport à l'altitude du bassin versant, normalisée. En intégrant la partie supérieure de la courbe, on obtient la fraction relative de masse sédimentaire au-dessous du niveau de base (Figure 2.13, Strahler, 1952). Ces courbes permettront de comparer des bassins versant de formes, de tailles et d'altitudes différents (Strahler, 1957)

Les différences entre la forme de la courbe et de la valeur de l'intégrale sont en relation d'équilibre entre l'érosion et la tectonique (Strahler 1958). Donc les courbes hypsométriques concaves, montrent de petites surfaces en altitude, ce qui implique plus d'érosion. Par contre les courbes convexes montrent des aires drainées plus élevées en altitude qui implique un déficit d'érosion, donc des bassins moins incisés. Ces courbes montrent en général des valeurs d'intégrales plus élevées (Figure 3.14) (Strahler, 1957, Harkings et al., 2005, Stolar et al., 2007). Cela peut être interprété comme un déséquilibre ou un développement plus récent du réseau de drainage (Figure 2.13) (Strahler, 1957 ; Delcaillau et al., 1998).

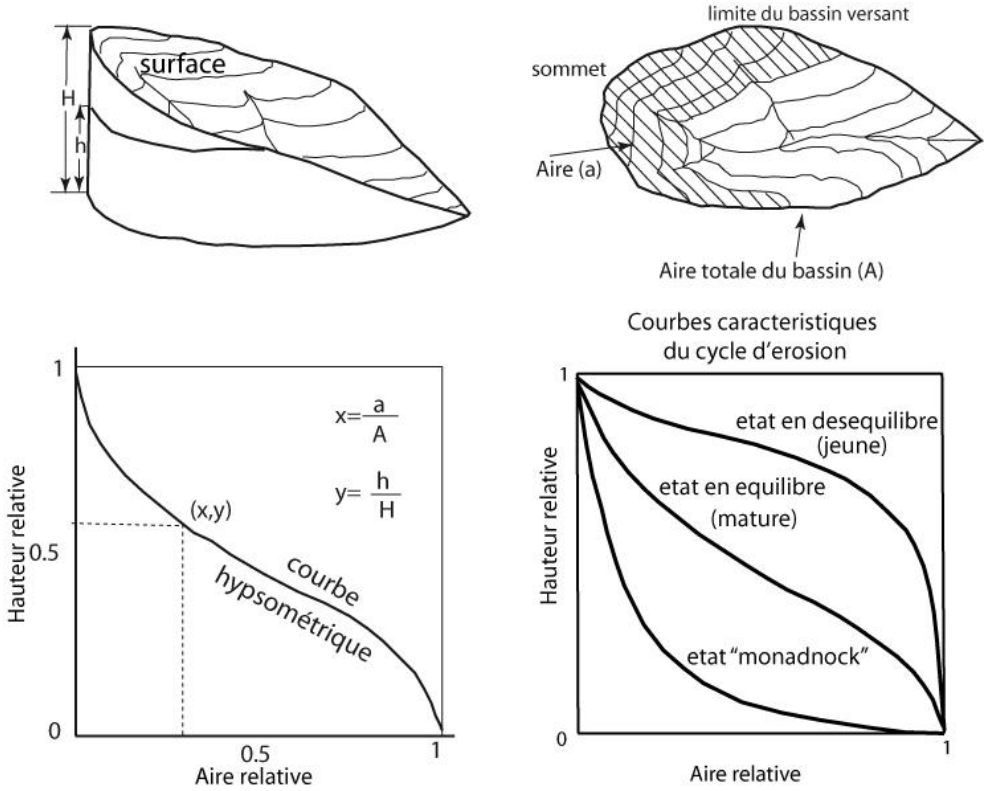


Figure 3.14 : Méthode pour l'analyse hypsométrique (Modifié de Strahler, 1957)

Pour l'analyse hypsométrique, on cherche dans un premier temps la comparaison entre des bassins du même ordre, même si ce n'est plus nécessaire depuis Strahler (1957). Nous avons comparé d'abord des bassins d'ordre 5. Ils montrent une aire drainée qui varie entre 220 et 640 km^2 (bassins Machángara et San Pedro supérieur, respectivement). Dans une seconde étape, nous avons aussi inclus le bassin de las Monjas d'ordre 4 (177 km^2), parce qu'il a une aire plus proche de celles des bassins du même ordre (Coyago : ordre 4, aire drainée 102 km^2).

Nous avons pu identifier trois familles de courbes (Figure 3.15 a et b): 1.une famille de bassins avec des courbes de forme plus convexe et avec une valeur d'intégral de 0.5; 2.un deuxième groupe avec des courbes plus concaves et des valeurs des intégrales de 0.4 et finalement 3.une forme de courbe plus concave avec des valeurs d 'intégrale de 0.3.

Dans le premier groupe (1) on trouve le bassin du rivière Pita, c'est une exception dans la zone. En effet comme on l'avait souligné dans la section 2.1, ce bassin est sous la forte influence topographique du volcan Cotopaxi qui a une activité récente très importante. Pour cette raison, la forme de la courbe hypsométrique et la valeur de son intégrale traduisent nettement un bassin déséquilibre. L'autre bassin qui appartient à cette famille est le bassin Uravia. Par contre, ce bassin n'a pas subi de changements géologiques comme décrits dans la section 2.2, donc il reste interprété comme une anomalie qui peut traduire un effet de la tectonique.

Le même calcul a été effectué pour les bassins d'ordre 2, 3 et 4, mais en se concentrant dans les zones proches de la déformation (Figure 3.16). On a donc inclus deux petits bassins d'ordre 1 Miravalle et Curiquingue, qui sont dans les zones de transition entre les plis. Dans ce cas, on a identifié deux groupes principaux de courbes : 4. un convexe avec des valeurs d'intégrales entre 0.5 à 0.7 (Figure 3.16b), et un autre plus concave : 5.avec des valeurs d'intégrales qui varient entre 0.3 et 0 .4 (Figure 3.16b).

D'autre part, si on regarde dans la Figure 3.16a, les bassins avec de courbes convexes sont localisés vers le nord de la sortie de la rivière Machángara en direction de la rivière San Pedro, marquée par la ligne rouge en pointillé, sur la Figure 2.15a. Dans ce groupe est inclus le bassin Guambi ; localisé dans la même zone mais sur la rive Est de la rivière principal. D'autre part, le bassin Uravia, analysé avant, montre aussi une valeur haute d'intégrale (0.5), et en conséquence, les anomalies ne sont pas associées à un seul bassin, mais plutôt à la région.

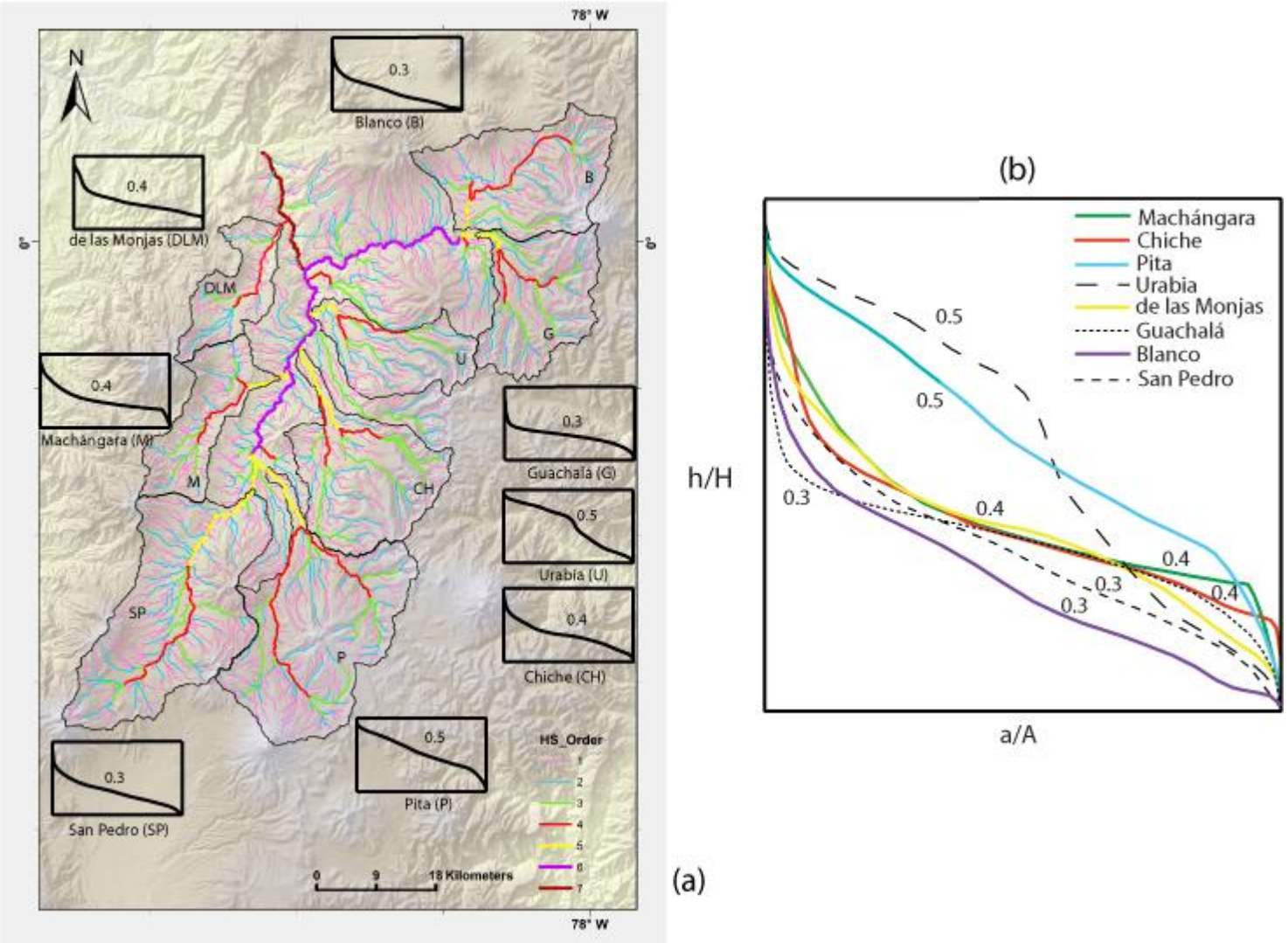


Figure 3.15 : Analyse hypsométrique. (a) Distribution de bassins versants d'ordre 5 et ces courbes et intégrales hypsométriques. (b) Courbes hypsométriques des bassins versants d'ordre 5 dans la zone d'étude.

La Figure 3.16c montrent la distribution par latitude des bassins versants par rapport à sa valeur d'intégrale, d'abord pour les bassins d'ordre 2 les plus abondants et puis pour tous les bassins de tous les ordres. Avec cette comparaison, on voit se dégager une tendance à des valeurs d'intégrales plus élevées vers le Nord. Ça peut signifier que la déformation peut être plus récente dans cette direction, et pour cette raison on y trouve des bassins versants qui n'ont pas encore trouvé l'équilibre. Ca corrobore aussi les observations morphologiques que nous avons faites dans la section 3.3.1, dans laquelle nous montrons que la déformation tend à se propager vers l'Est. Une autre idée liée, est que cette déformation jeune est aussi associée à la une progradation de la déformation depuis le Sud vers le Nord. Surtout si l'on considère de plus que les surfaces que nous avons actuellement ont pratiquement toutes le même âge (dépôt de cangahua et de cendres et ponces qui recouvrent toute la région).

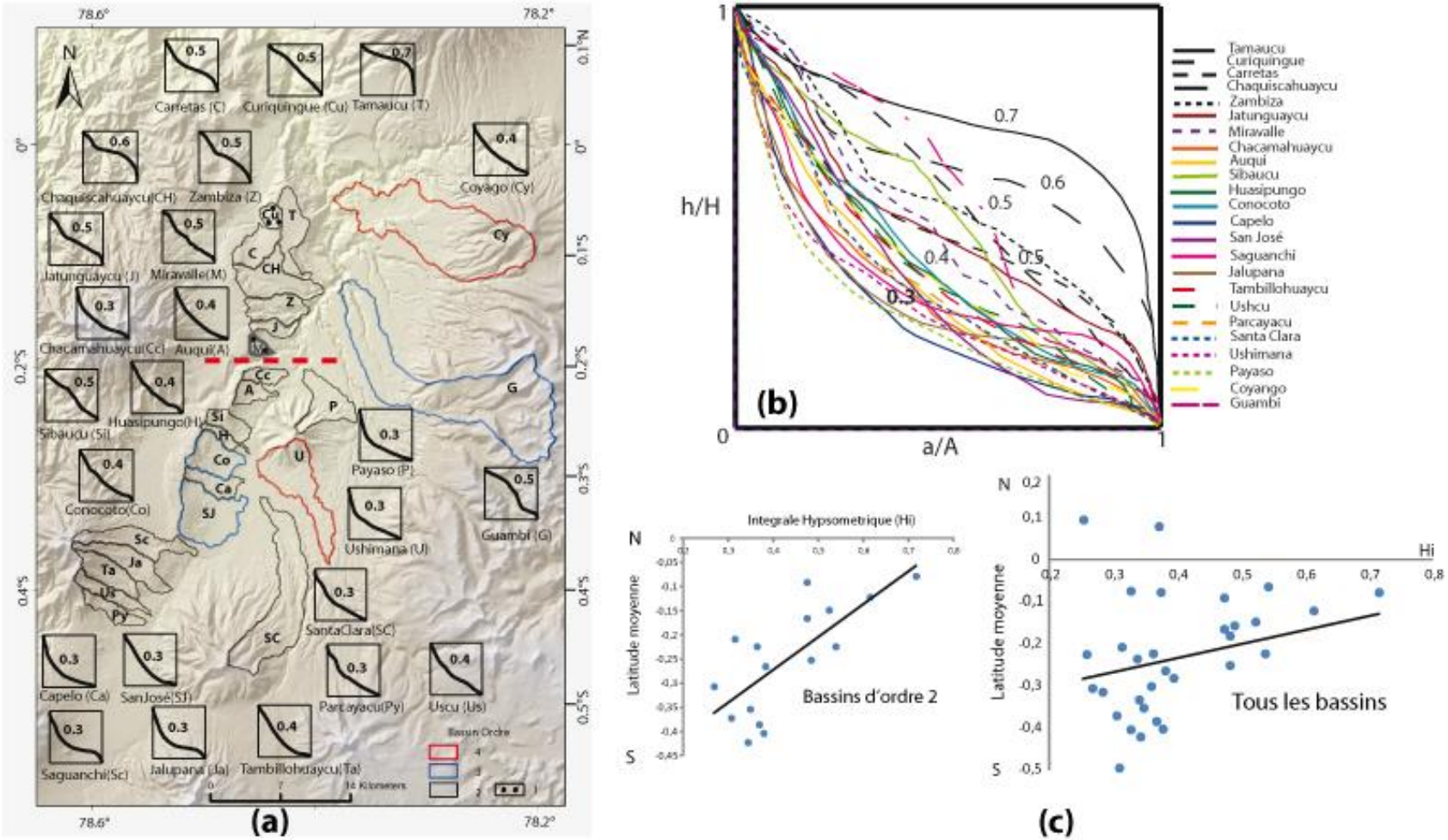


Figure 3.16 a) et b) Couvres et intégrales hypsométrique pour les bassins d'ordre 2, 3 et 4. c). Distribution des valeurs des intégrales par rapport à la latitude, pour les bassin de ordre 2 et pour tous les bassins, dans les deux cas les bassins avec un valeur de intégrale plus élevée sont localisés vers le nord..

3.3.3 Caractérisation du profil de canaux des rivières

La caractérisation du profil en long des rivières a montré que c'est un bon outil pour déterminer le taux de soulèvement et comprendre mieux comment la tectonique et les processus d'érosion interagissent dans une zone (Whipple and Tucker, 1999 ; Kirby and Whipple 2001 ; Kirby et al., 2003, Schoenbohm et al., 2004).

A ce sujet, le profile longitudinal d'une rivière qui ne montre pas de variations dans son parcours, (par exemple des knickpoints), est théoriquement uniforme et concave. De même, il peut être décrit par la loi de Flin, qui met en relation la pente avec l'aire drainée (Figure 3.17a) (Whipple, 2004).

$$S=k_s A^{-\theta}$$

Où k est le 'steepness index' et θ l'index de concavité.

Cette relation est valide pour une valeur d'aire critique, qui est associée à la zone de transition entre la zone du profil dominée par processus colluviaux et la zone dominée par les processus alluviaux. Elle donne aussi une distance critique, qui sépare ces zones, et se note principalement dans la partie haute du bassin versant (Whippler and Tucker, 1999). Dans la plupart des zones tectoniquement actives, il est possible d'appliquer cette équation, car l'aire critique est inférieure à l'aire totale drainée (Figure 3.17) (Whipple, 2004).

Les valeurs de k et θ peuvent être obtenues à partir du logarithme de l'aire drainée et de la pente (Whippler and Tucker, 1999). Dans une rivière, il est aussi possible d'avoir différentes valeurs de steepness et de concavité, qui sont classiquement séparées par des knickpoints. Ces variations sont dues aux caractéristiques du substrat, du climat ou des taux de soulèvement (Whipple and Tucker, 1999 ; Wobus et al., 2003, Wippler, 2004)

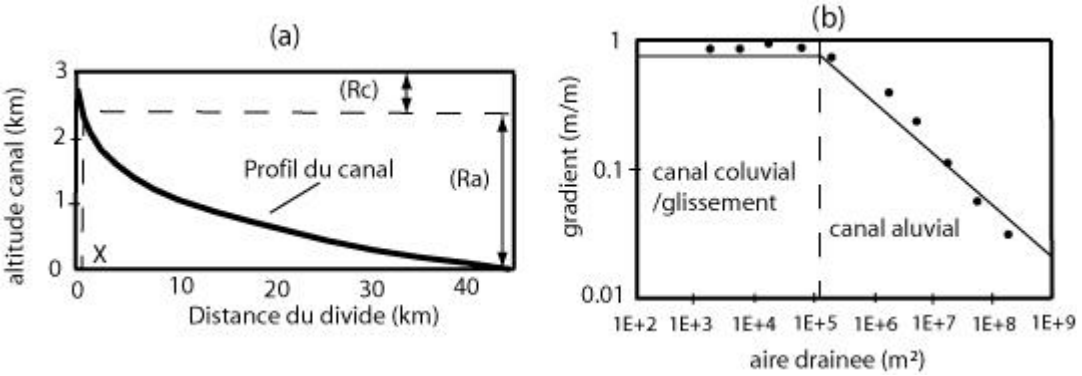


Figure 3.17. Exemple de profil en long pour les drainages de la partie nord du Central Range à Taiwan. Modifiée de Whippler and Tucker, 1999. Rc : profil associé au processus colluviaux ou glissements de terrain. Ra : profil associé aux processus plus alluviaux. X : distance qui correspond à la limite colluviale – alluviale, qui correspond à la variation de la pente sur la Figure 3.17 b. Sur la Figure 3.17b les points sont les données et les lignes qui les relient sont les courbes de régression.

En général, les valeurs de l'index de concavité dans les rivières peuvent montrer de grandes variations et sont difficiles à interpréter si c'est le cas. Cependant, on peut extraire certaines valeurs de référence (Whippler, 2004). Par exemple, si les indices de concavité < 0.4 ; ils traduisent des zones sous forte influence de debris flows, des régions à très fort taux d'incision ou des roches plus résistantes, généralement avec 'knickpoints' (Whippler, 2004). Si les indices de concavité sont compris entre 0.4-0.7 (considérés comme modérés), ils traduisent des chenaux soumis à un taux de soulèvement constant et un substratum homogène (Whippler, 2004, Duvall et al., 2004). Si l'indice de concavités est compris entre 0.7-1 ; on se trouve dans régions de transition pour lesquelles le taux de soulèvement décroit, avec des changements de régime vers une dynamique plus alluviale (Whippler, 2004). Pour des concavités extrêmes (négatives ou >1), les profils sont associés aux knickpoints directement dus aux changements de propriétés du substratum ou à des variations spatiales ou temporales du taux de soulèvement. Ils peuvent aussi être associes à la transition depuis un régime en incision vers le dépôt (Whippler, 2004, Duvall et al., 2004).

Pour la plupart des rivières ; le steepness index varie en fonction du taux de soulèvement, de la lithologie et du climat, mais la valeur de θ ne change pas beaucoup (Wippler, 2004 ; Schoenbohm et al., 2004). Parce que le steeppnes index a une forte corrélation avec l'index de concavité, on peut aussi déterminer le steepness index normalisé, qui se calcule avec un index de concavité de référence. Cela permet de comparer plusieurs segments avec différentes valeurs de concavité (Whippler, 2004, Schoenbohm et al., 2004).

C'est important considérer que les variations de lithologie produisent des valeurs de Ksn similaires à celles qu'on peut trouver avec des gradients de soulèvements. Les variations de lithologie et de taux de soulèvement peuvent donc aussi affecter la concavité du canal, et il faut les prendre en considération pendant l'interprétation des résultats (Whippler, 2004).

3.3.3.1 Analyses des données

Pour extraire les profils en long ; ainsi que pour déterminer les indices de concavité et de pente, j'ai travaillé avec le DEM à 20 m, et appliqué la méthode proposée par Whipple et al, 2007.

J'ai extraie 32 chenaux pour toute la zone, qui correspondent à des bassins d'ordre supérieur à 2, pour éviter d'être dans la zone critique (donc hors de la zone d'application de la loi de Flin). La distribution de données dans les courbes de gradient / aire drainée suggère que les chenaux ne peuvent pas être décrits avec une seule valeur de concavité, donc on a scindé chaque rivière en différents segments qui prennent en compte ces variations. L'exemple de la rivière Machángara est présenté Figure 3.18. Cette rivière montre un ou deux knickpoints qui montrent des variations brutales de ~400m d'altitude (Figure 3.17 a). Sur la Figure 3.17b, nous avons souligné la zone que nous avons interprétée, dans laquelle on a séparé la partie correspondant au segment colluvial de la partie alluviale du profil en long. Cette distinction s'effectue en fonction de la forme de la pente sur la Figure 3.18a.

Pour les 32 chenaux, on a calculé et reporté les valeurs de θ pour chaque segment. Sur la Figure 3.19 on observe le résultat des indices de concavité, lesquelles montrent une variation très importante et peu commune (Whipple et al., 2007). La valeur de concavité passe d'un extrême négatif (- 12) à des valeurs de 6. Un exemple qui montre la variation de cet indice, est reporté sur la Figure 3.20b pour la rivière San Pedro – Guayllabamba. Sur le profil, on remarque trois changements de concavité. Avant le point A (Figure 3.19a), la rivière montre un profil en long convexe avec un θ=0.04, puis le profil est concave avec un θ=5.8, et puis le profil redevient convexe avec un θ=1.5, entre les points A et B. Dans cette section du canal on ne voit pas de knickpoint, qui pourrait expliquer cette variation. Mais par contre entre le point A et C (Figure 3.19a), les rios San Pedro et le Guayllabamba sont plus proches de la zone de déformation active, donc il est possible que le changement de convexité traduise l'effet de la déformation sur le cours des rivières.

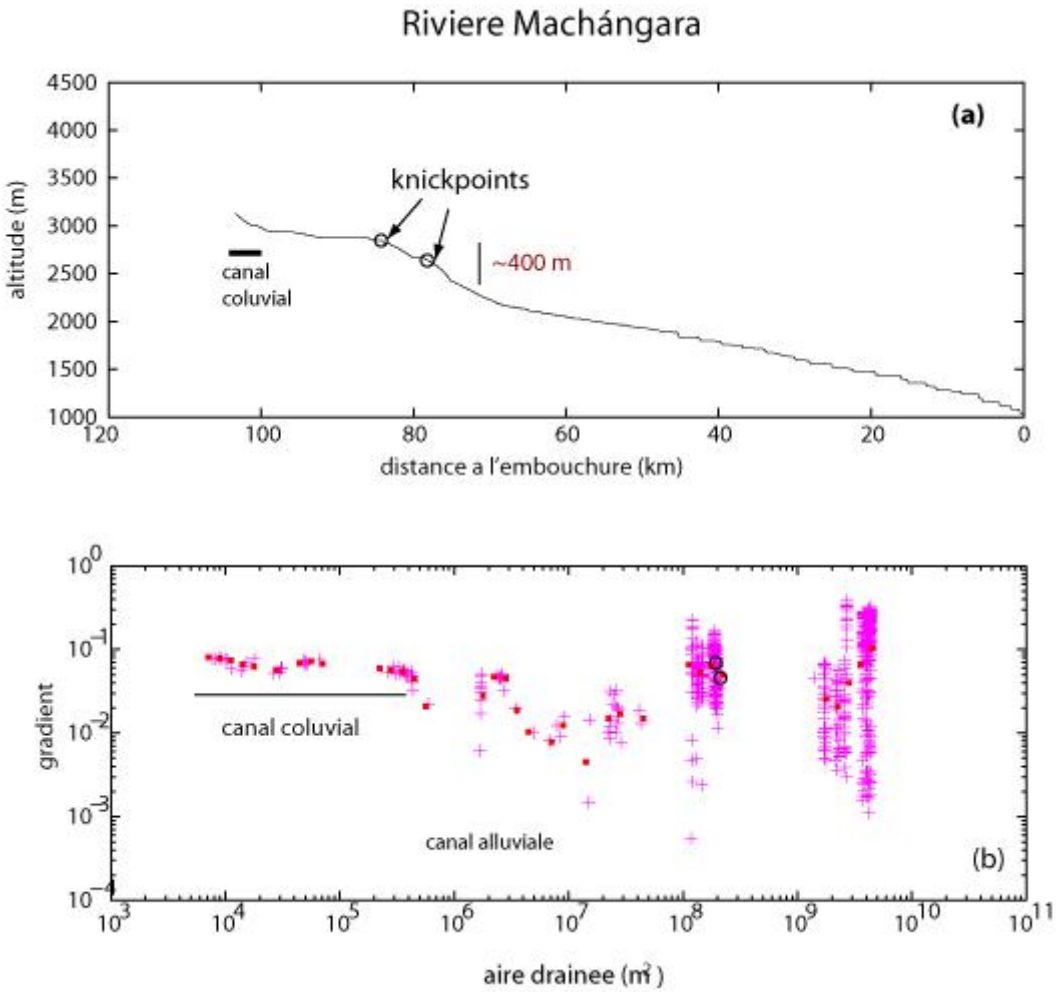


Figure 3.18 Exemple pour la rivière Machángara. (a) Montre le profil en long de la rivière, sur lequel sont indiqués les knickpoints. (b) Distribution du gradient topographique par rapport à l'aire drainée. Une zone est mise en valeur qui marque la partie correspondant à la zone du canal plus colluvial.

Par la suite, nous avons déterminé plusieurs knickpoints reportés sur la Figure 3.19. Ils sont localisés justement dans les zones dans lesquelles les rivières traversent la zone déformée. Une seule « anomalie » : une série de knickpoints apparait aussi dans la Cordillère Orientale, peut-être associés à la limite ouest de la caldera volcanique Chalcana ou à des processus de déformation non encore identifiés.

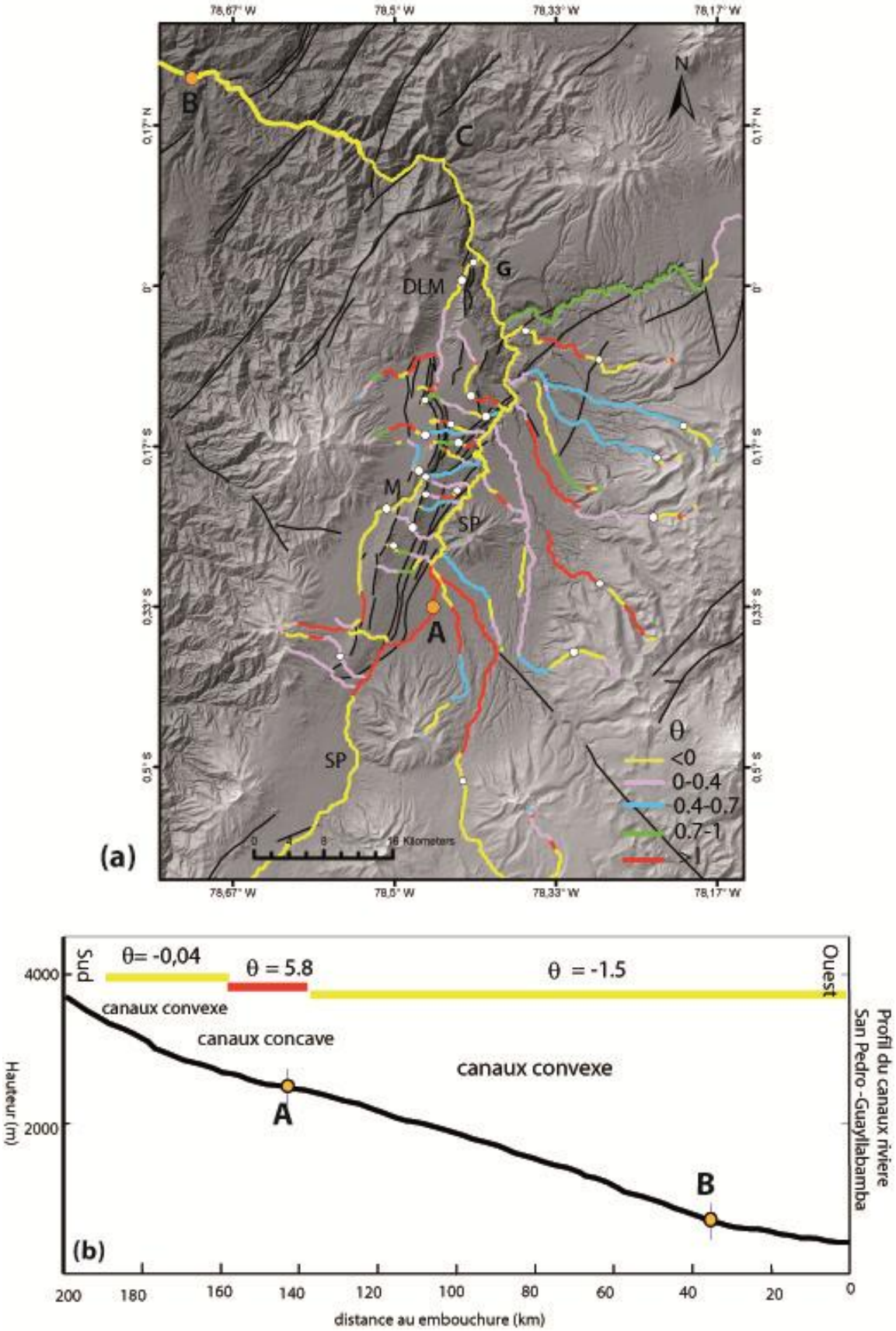


Figure 3.19. Indice de concavité pour les principaux segments du réseau, définis par les knickpoints. Les points blancs correspondent aux knickpoints et les points orange au changement de concavité sur le profil en long de la rivière San Pedro-Guayllabamba. Rivières: SP San Pedro ; G Guayllabamba ; DLM de las Monjas ; Machángara

Pour l'estimation du Ksn, on a d'abord fait un calcul automatique, avec un θ constant de 0.45 pour tout le bassin, d'après la méthode de Wippler et al, (2007). La Figure 3.20 présente des valeurs de Ksn qui montrent des variations très importantes (2.6 – 1700). Les valeurs les plus élevées correspondent aux drainages qui traversent les zones de failles, comme la rivière Machángara, las Monjas, et les deux rivières Zámbiza et Tamaucu (Figure 3.20). Mais aussi dans la zone du rio Guayllabamba, dans laquelle on a les valeurs les plus hautes. Ces valeurs montrent principalement l'effet de la tectonique, parce que le type de substratum et le climat ne changent pas (voir sections 3.1.1 et 3.2).

D'autre part, on a calculé le Ks normalisé, avec une valeur de concavité de référence de 0.45, déterminé pour les 32 rivières. Sur la Figure 3.21 on voit le résultat et les exemples des deux rivières avec ces régressions. Le calcul se fait pour chaque rivière avec la méthode de Whippler et al. 2007.

Pour le cas de la rivière San Pedro-Guayllabamba : quand elle traverse la zone déformée le Ksn augmente. D'ailleurs si on regarde dans le détail, pour la plupart de rivières, dans les segments bas des profils en long le Ksn augmente : voir le cercle en pointillés de la Figure 3.21. Ces variations sont similaires à celles observées le long des segments qui traversent la faille du fleuve Rouge en Chine (Schoenbohm et al., 2004). De même, les valeurs de Ksn plus élevées sont observées dans la partie centrale au nord de la zone. Comme il n'y a pas de changement de lithologie, ces variations suggèrent que le taux de déformations est aussi variable du sud vers le nord.

Malgré des valeurs de θ très variables, on peut conclure que cette étude permet de distinguer des variations réelles signées par les changements de concavité sur les profils en long.

Par rapport au steepness index, cela indique des changements le long du profil en long, mais surtout cela montre des valeurs plus élevées quand les rivières sont dans la zone de déformation. D'autre part, comme la lithologie et le climat sont constants, cela suggère une variation du taux de déformations effective tout au long de la zone, qui varie du sud vers le nord, avec des valeurs plus élevées au nord qu'au sud.

Ses résultats sont cohérents avec les valeurs de l'intégrale hypsométrique, qui suggèrent des anomalies dans la partie nord avec des bassins qui n'arrivent pas à trouver l'équilibre.

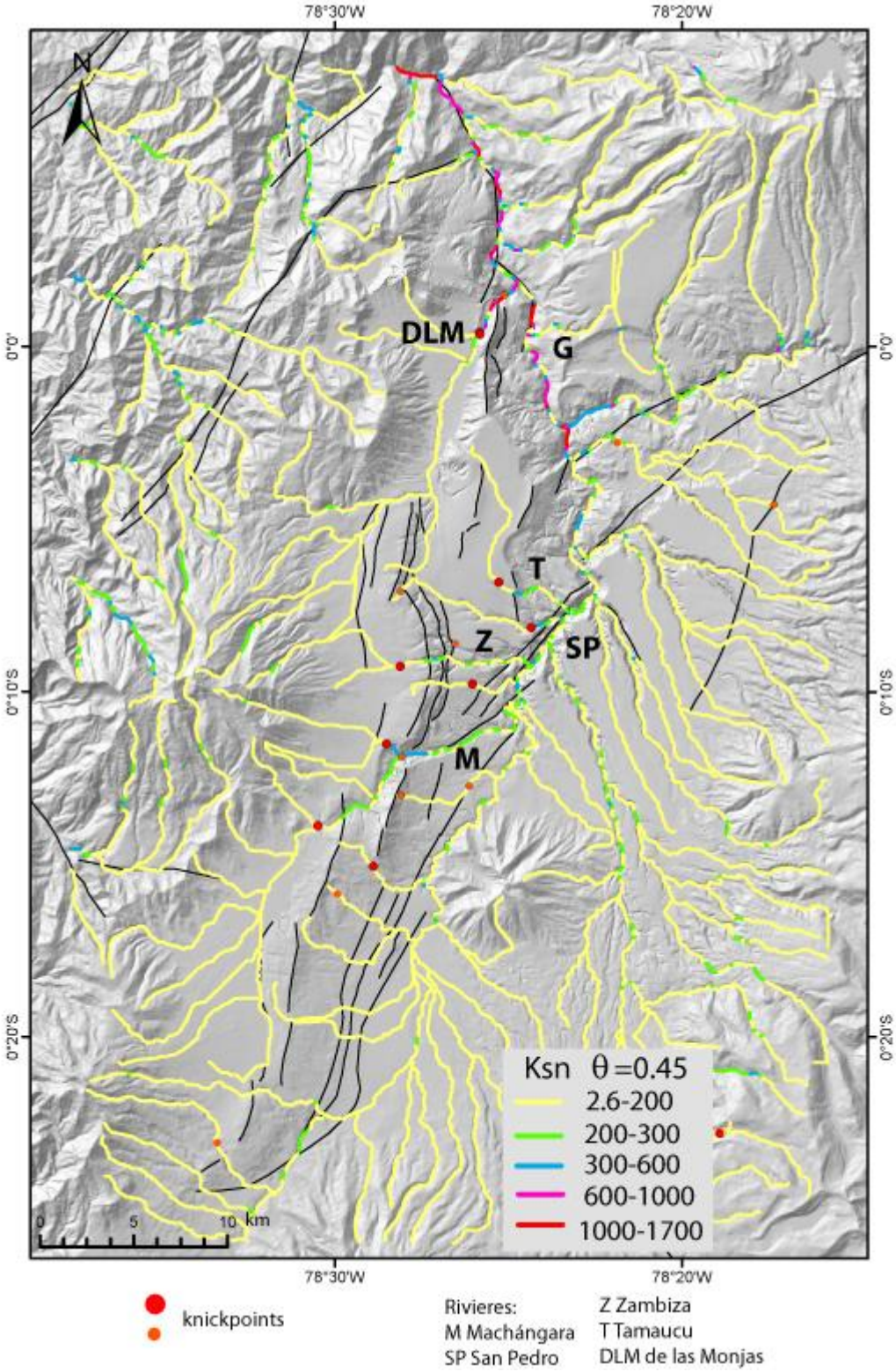


Figure 3.20 Calcul de Ksn avec θ constant de 0.45. Les trais noirs correspondent a les principaux structures tectoniques identifies.

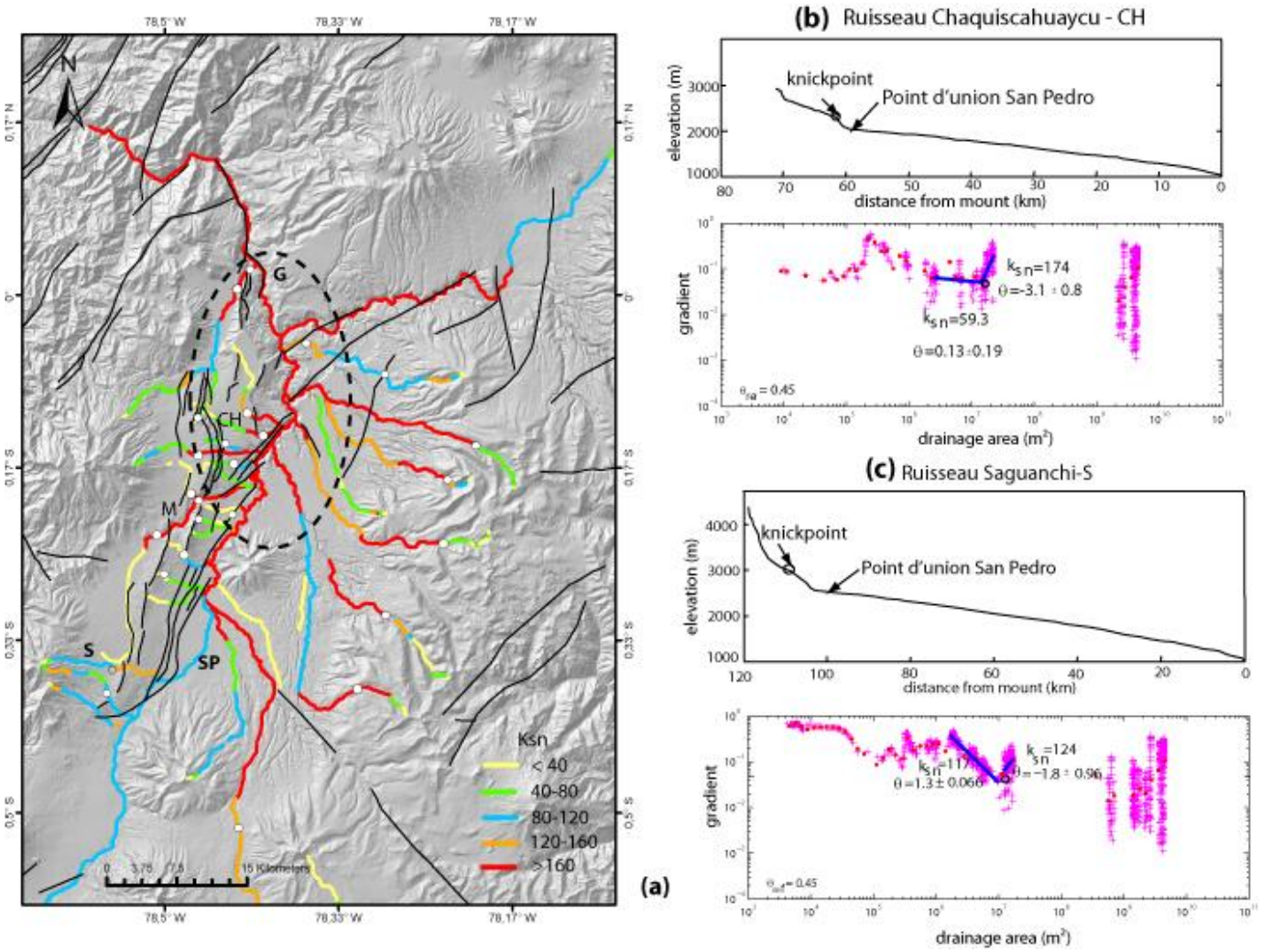


Figure 3.21 (a) Steepness index normalisé avec un θ de référence de 0.45 pour tour la zone. Les Figures b et c, montrent deux exemples des calculs pour les réseau de drainage secondaire de Chaquiscahuaycu au nord et Saguanchi au sud. Rivières : S Saguanchi ; SP San Pedro : M Machángara ; CH Chaquiscahuaycu ; G Guayllabamba.

3.4 Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity

Alvarado[1,2] A. , Audin[2] L., Nocquet[3] JM., Segovia[1] M., Font[3] Y., Lamarque G[4]., Yepes[1] H., Mothes P.,[1] Rolandone F[5]., and Jarrín P[1]

[1]*Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, A. P. 17-2759, Quito, Ecuador.*

[2]*Institut des sciences de la Terre (ISTerre) IRD : UR219, CNRS : UMR5275 – IFSTTAR – Université de Savoie – Université Joseph Fourier - Grenoble I – INSU – OSUG – France*

[3]*Géoazur, Université de Nice Sophia-Antipolis, Institut de Recherche pour le Développement (UR 082), Observatoire de la Côte d'Azur, Villefranche-sur-Mer, France*

[4] *Géoazur, Université de Nice Sophia-Antipolis, Observatoire de la Côte d'Azur, Nice, France*

[5] ISTEP*, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Paris, France*

Summited a Tectonics

3.4.1 ABSTRACT

The Quito Fault System (QFS) and the Guayllabamba Fault System (GFS) extends over 60 km along the Interandean Depression in northern Ecuador. Multidisciplinary studies concur to an interpretation of the seismotectonic activity where two major contemporaneous active fault systems are affecting the Quaternary volcanoclastic deposits. Hanging paleovalleys and oceanic basement outcrops attest to ongoing crustal deformation and uplift in this region, further confirmed by both 15 years of GPS measurements and spatial distribution of seismicity. The resulting new kinematic model emphasizes the role of a N-S segmented, en-echelon fold system migrating eastward, the Quito Fault System (QFS). Northeast of this major tectonic feature, the strike-slip Guayllabamba Fault System (GFS) aids the eastward transfer of the regional strain toward Colombia. These two tectonic fault systems are active and their local focal mechanisms are consistent with the direction of relative GPS velocities and regional stress tensor. Among the active features, inherited N-S oriented sutures appear to play a role in confining the active deformation in the Interandean Depression. Indeed, the most frontal Quito faults, formed at the tip of a blind thrust that dips 40°W, are most probably connected at depth to these inactive sutures to the West. A new GPS dataset analysis permit us to quantify the shortening rates for the Quito blind thrust of up to 4mm/yr. which decreases northwards along the fold system as it connects to the strike slip Guayllabamba transpressive Fault System. This estimation associated with the high vulnerability of the densely-populated Quito region underlines the need for additional tectonic studies in these regions of Ecuador in order to generate further integrated probabilistic models.

Keywords: Continental deformation, Active tectonics, Seismicity, Geodesy, Northern Andes.

3.4.2 INTRODUCTION

Quito (capital of Ecuador) lies at 2800 m elevation within the Interandean Depression (ID), in a very active seismic and volcanic context (Figure 3.22). The city is located on a structural bench along the western border of the ID, which looks eastward to the San Pedro river valley (Figure 3.23, Soulas et al., 1991; Robin et al., 2008). The city is bordered in any direction by multiple volcanic complexes, among them the Guagua Pichincha, the only seismically active volcano in this region.

Sparse descriptions of Quito's regional deformation are present in the literature that ranges from large-scale extensional to strike-slip to compressional kinematics (e.g., Mégard et al., 1987; Ego and Sébrier, 1996). Previous authors proposed that the Quito fault system belongs to the eastern limit of the Northern Andean Block (NAB) (Pennington, 1981, Figure 3.22) or to the Dolores-Guayaquil Megashear or to a large scale restraining bend (Ego and Sébrier, 1996; Hibsch et al., 1997; Lavenu et al., 1995, Gutscher et al., 1999; Winkler et al., 2005). In turn, White et al. (2003), from analysis of GPS data, suggest a strain distribution among a series of N-S thrust belts, extending from the piedmont of the Western Cordillera to the Quito Fault System (QFS) and towards the eastern Subandean belt. However, no previous data were available to demonstrate the validity of these previous models, because the timing and geodynamic origin of the QFS seismotectonic and geomorphic activity was poorly constrained. Indeed the stratigraphic sequence has not been studied in detail due to the intense Holocene volcanic activity that regularly leaves fresh deposits upon this disrupted landscape (Winkler et al., 2005).

In terms of seismic hazard, 5 major historical seismic events were felt in Quito in the past 500 yrs, the last one being recorded in 1859; Most of them are thought to be subduction event (Beauval et al., 2010) but one crustal event is associated to the QFS according to spatial distribution of macro-intensity: the Guayllabamba event in 1587 (Figure 3.23, Beauval et al., 2010). The few witnesses and the large regional intensity of this earthquake prevented however a reliable identification of the fault involved. Recently, extensive seismic and GPS networks have been deployed in this region by the Instituto Geofísico – EPN, Quito and the French ADN program (Nocquet et al., 2009) in order to characterize the ongoing crustal deformation.

Here we focus on the multidisciplinary study of new geomorphologic, geological, geodetic and seismological data, in order to propose a comprehensive neotectonic model of Quito regional deformation. Our goal is to quantify the kinematics and geometry of the QFS leading to the present day crustal deformation in Quito's sub-basins and in the neighboring Interandean Depression (ID).

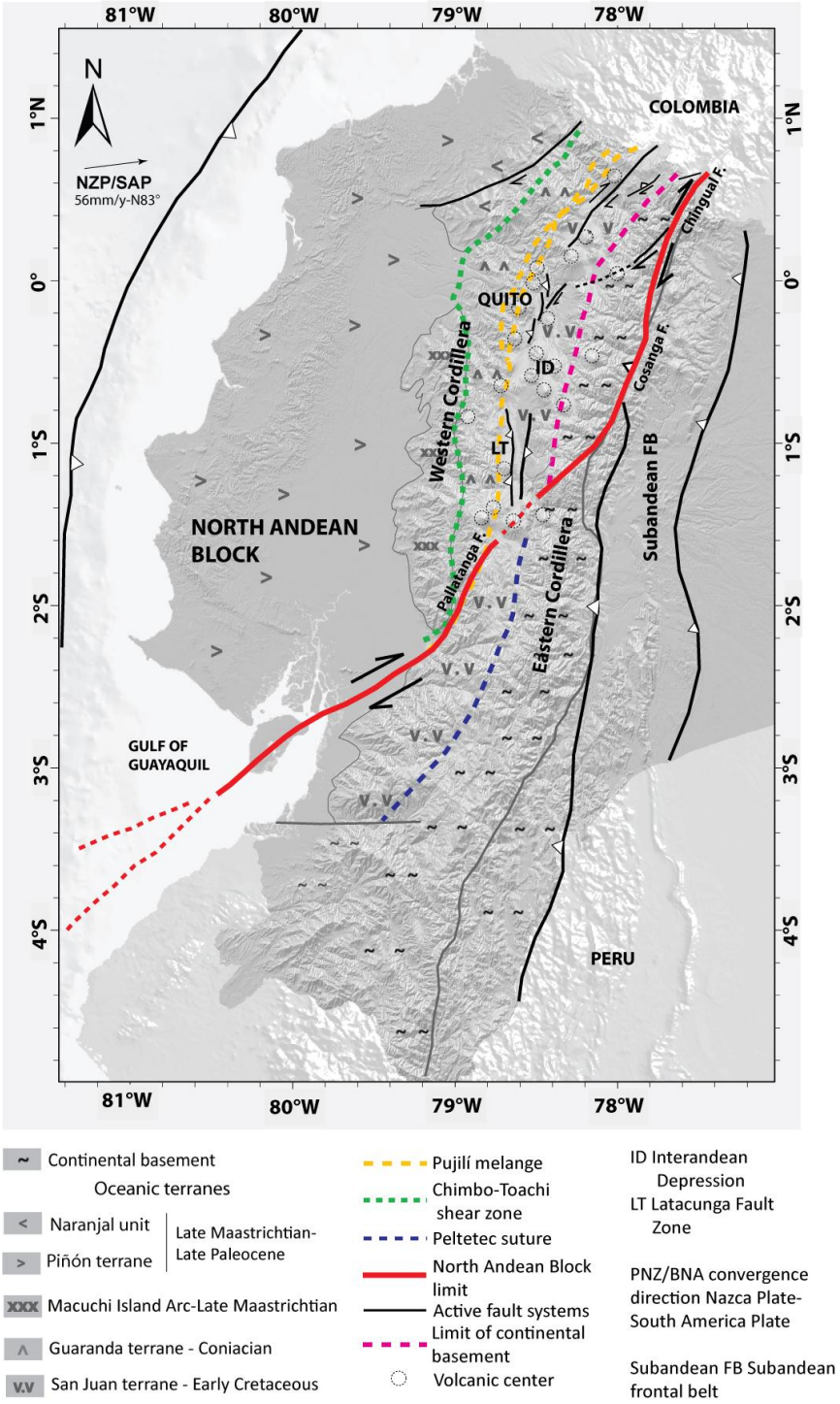


Figure 3.22: Ecuador geodynamic and tectonic settings reported on DEM 30m). Geology: Cretaceous map and suture zones modified after Jaillard et al, 2009.

3.4.3 GEODYNAMIC AND GEOLOGIC SETTINGS

In contrast with the Central Andes (Perú and Bolivia), the northern Andes in Ecuador are marked by a moderate mean elevation of 1000-4000 m and by a narrow ID (5 to 40 km wide) oriented NE-SW between the Western and Eastern Cordilleras (Figure 3.22). Along the western

margin of Ecuador, the oceanic Nazca plate is subducting obliquely with respect to the continental North Andean Block and the South America plate for the past 5 Ma, along a trend of N83°E (Figure 3.22; Kendrick et al., 2003, Nocquet et al., 2009). Beneath Quito, the subduction interface is located at a depth of ~120 km (Guiller et al., 2001; Segovia and Alvarado, 2009).

West of Ecuador's Eastern Cordillera, the present-day topography of Ecuador is the result of laterally accreted and underplated Cretaceous oceanic blocks (Figure 3.22) (Hughes and Pilatasig, 2002; Mamberti et al., 2003; Toro, 2007; Kennan and Pindell, 2009; Jaillard et al., 2009). The ID's western border itself (Figure 1) is characterized by active faults rooted in the basement, and these include the Latacunga Fault System (LT, Lavenu et al., 1995) and the Quito Fault System (Soulas et al., 1991). These fault systems affect the upper Miocene-Pliocene volcanoclastic deposits in the ID (Lavenu et al., 1995), which uncomfortably overlie Cretaceous basement rocks.

The study area is located within the northern part of the ID and consists of the Guayllabamba and Quito basins (Figure 3.23). In this area, the Plio-Quaternary sedimentary fill is best described for the Guayllabamba basin, and consists of the following units, here described from the oldest to the youngest: Pisque, San Miguel, Guayllabamba, Chiche and Cangahua formations (Villagómez 2003). Although no age date has been determined for these sediments, a lava flow in the upper part of the Pisque formation is dated at 1.2±0.13 Ma and 1.17 ±0.1 Ma (Barberi et al., 1999; Lavenu et al., 1996). On the other hand, the top of the Chiche formation is dated at about 0.30 Ma and overlain by the widely- distributed Pifo ash-fall layer related to the Chacana caldera and dated at between 0.165-0.180 Ma (Hall and Mothes, 2008).

In the Quito basin, the depositional characteristics of the sedimentary sequence is composed of lahars, fluvial deposits and pyroclastic flows (referred to as the "Unidad fluvial Quito" after Alvarado, 1996, or the "unidad flujos piroclásticos" after Jaya, 2009), could suggest a correlation with the Chiche formation, identified outside of the Quito basin (Alvarado, 1996; Villagómez, 2003).

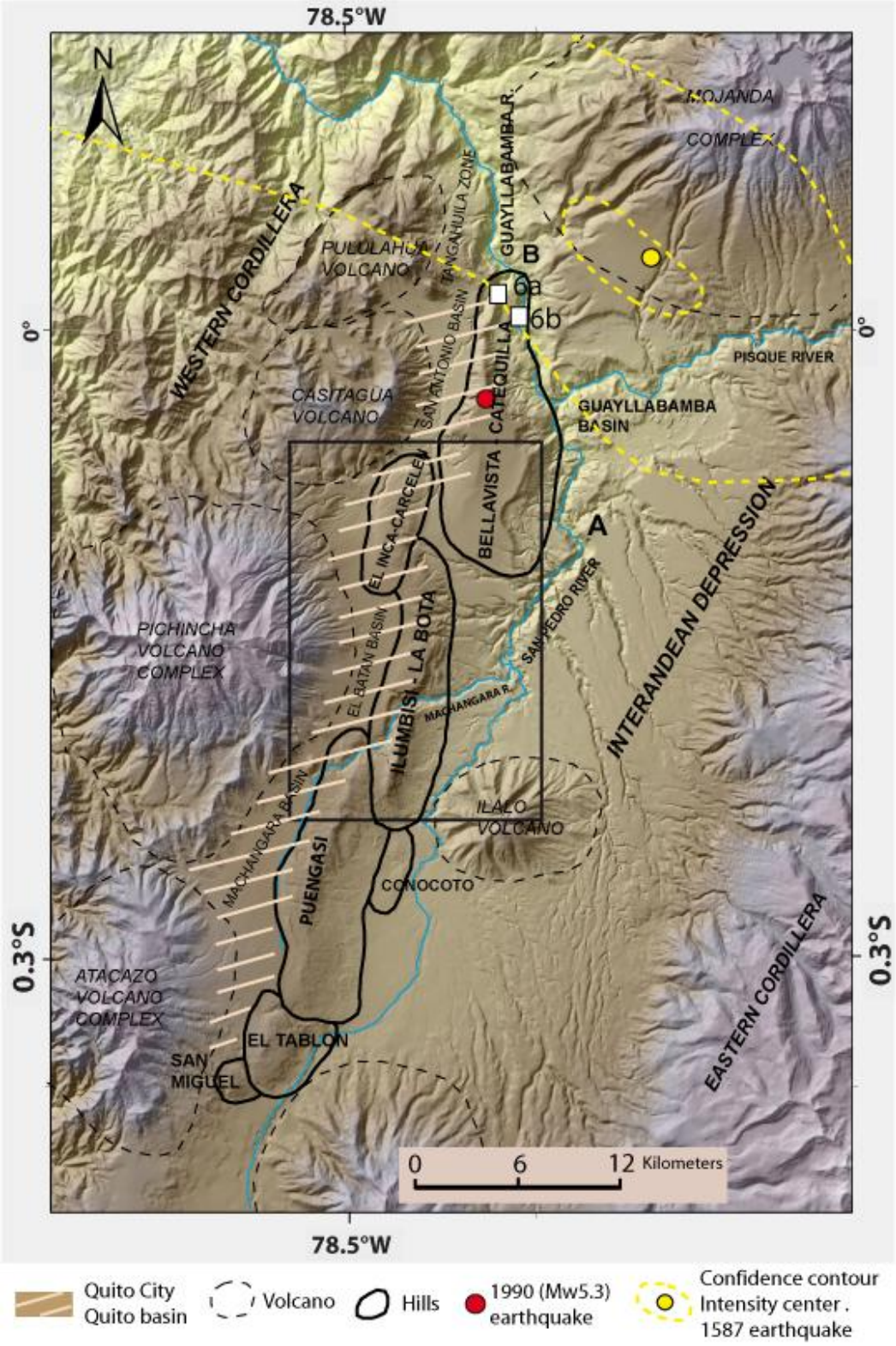
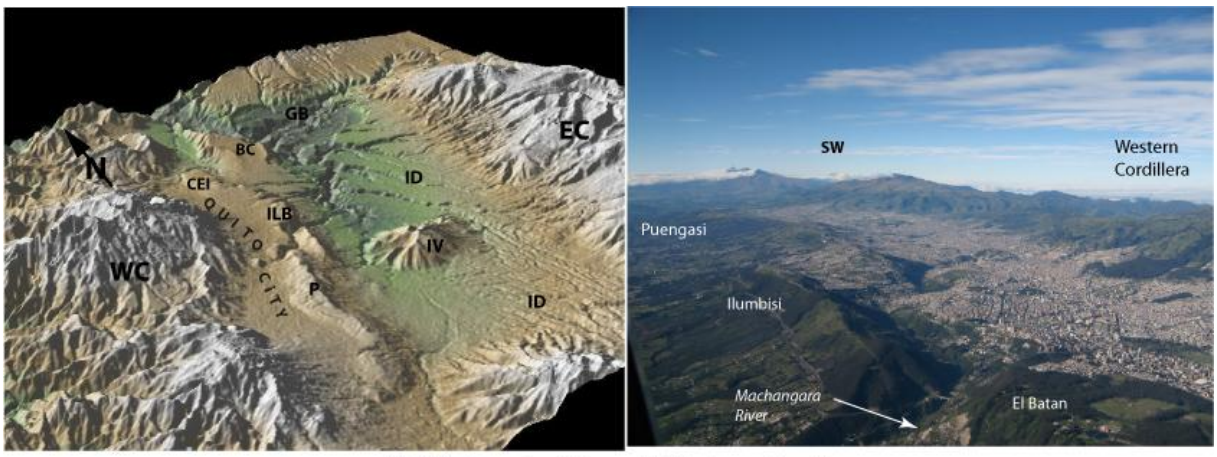


Figure 3.23: DEM 20m topographic map and Quaternary settings of Quito region: the toponymy used in the text is reported together with volcanic edifices, tectonic segments and principal rivers. Black frame corresponds to Figure 3.26. Maximum intensity area for the historical earthquake Guayllabamba 1587 (6.4MIc~Mw). The confidence contours are related to the probability (51 and 95%) that the maximum intensity is inside this area (Beauval et al., 2010). White squares correspond to Figures 3.26a and b. The red dot corresponds to 08/11/1990 (Mw 5.3) earthquake.

3.4.4 GEOMORPHIC STUDY AND MAPPING OF THE ACTIVE QUITO FAULT SYSTEM

The Quito Fault system was previously described by various authors as a graben (Sauer 1965; Tibaldi and Ferrari, 1992). Contrarily, based on scarce geomorphological observations, Soulas et al. (1991) proposed a system of west-dipping thrusts (Lavenu et al., 1995; Ego, 1995; Ego and Sébrier, 1996; Villagómez, 2003). Unfortunately, the massive geographic expansion of the city (Figure 3.24a and b) and periodic draping of the topography by young volcanic units prevented further detailed study.

In this work we assess Quaternary deformation in this first part based on structural and geomorphic criteria (Burbank and Anderson, 2001; Audin et al., 2003; Costa et al, 2009).



WC Western Cordillera
P Puengasí Hill
CEI Carcelén-El Inca Hill
EC Eastern Cordillera
ILB Ilumbisí-La Bota Hill

Figure 3.24: 3D view of Quito basin in the Interandean Depression. Photographic perspective of El Batán, Ilumbisí and Puengasí segments. (Photo: www.skyscrapercity.com).

In detail, Quito city is 2800 m-high in elevation on average, bounded by volcanoes 4800m-high (Figures 3.22 and 3.23). The city is built on Plio-Quaternary volcanoclastic basins installed between the Western Cordillera (Winkler et al., 2005) and undulated segmented hills trending N20°E (Figures 3.22 and 3.23), culminating ~500m above the ID (Figure 3.24a). In this study each segment is identified by its geomorphic characteristics and its name is reported on the hill-shaped topography (Figure 3.23). Quito is located upon three hanging sub-basins: the Machángara, El Batán and San Antonio Basins (Figure 3.24). These are filled with Quaternary volcanoclastic sediments and preserved from further incision to the west of Quito's fault belt, contrasting with the greater subparallel incision of the San Pedro-Guayllabamba river in the ID (Figures 3.22 and 3.23).

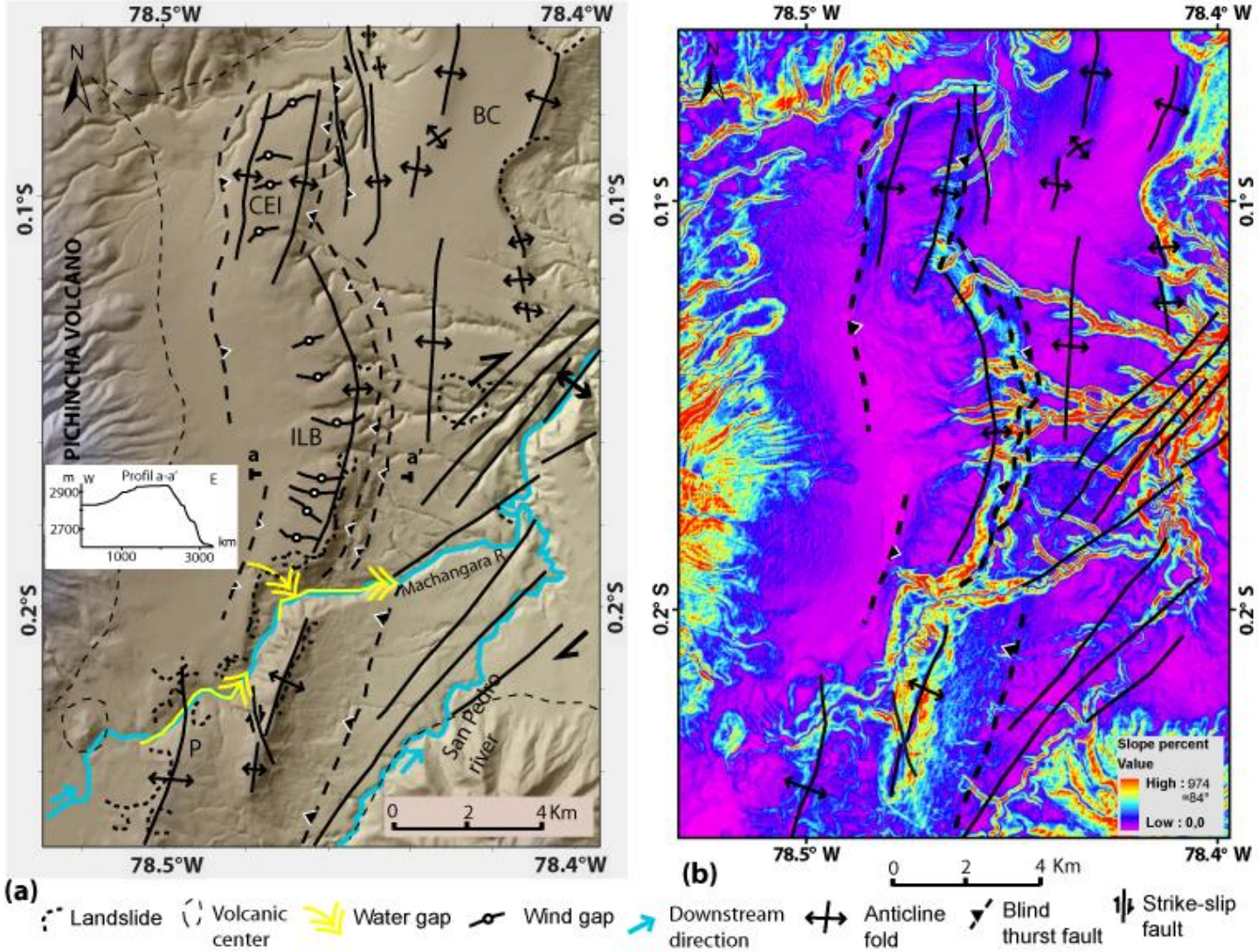


Figure 3.25 a: Zoom on ILB segment illustrating detailed mapping of geomorphic markers and resulting tectonic interpretation on 20m-DEM. P: Puengasí hill, CEI : Carcelén-El Inca hill, BC: Bellavista-Catequilla hill. **b:** Slope percentage on the same zone with superimposed regional tectonic structures.

Figure 3.25a also represents an example of the geomorphologic imprint of the drainage in Quito region. The Machángara river (M) was born on the northern flanks of Atacazo volcano and then followed the en-echelon fold system on its western side before crossing the Ilumbisí-La Bota (ILB) N-S fold segment, in order to join the San Pedro river (Figures 3.22 and 3.24a). Indeed, the ongoing activity of ILB fold segment resulted in the carving of a narrow gorge by the river to preserve its former course to the east across the vertical relief growth (Figure 3.25). South of Machángara gorge (Figure 3.25 and 3.25 secondary streams are discretely incising the Puengasí fold segment, whereas north of the gorge the ILB fold segment is strongly incised on its eastern flank by both active and fossil streams. These wind gaps (>10 m deep) attest to the fast vertical uplift along the fold segments of QFS. On the eastern flanks of the ILB and Puengasí segments, a secondary river network is controlled by the systematic captures of the streams and the abrupt changes in the NE-SW trend (e.g., Figure 3.25). The Guayllabamba and San Pedro rivers both make apparent right turns in their courses, pushed away by the growing fold belt to the east (Figures 3.24 and 3.25) and by the interconnection of individual fold segments with the major Guayllabamba Fault System (GFS) to the northeast. Similarly the Machángara River adopts a NE trend after crossing the thrust-related ILB anticline (Figure 3.25). And the course of the Guayllabamba River also deviates abruptly to the west and joins the thrust trace north of the BC segment (point B, Figures 3.22 and 3.25). At present, most of these drainage pattern anomalies are abandoned, deviated, or hanging fossil valleys. These characteristics are usually considered in tectonically active regions to be consequence of localized slope changes due to the Quaternary tectonic activity (Jackson et al, 1996; Keller et al, 1999; Ramsey et al, 2008; Hall et al., 2012).

Widely distributed faults and folds are actively deforming the Plio-Quaternary volcanic deposits in the principal San Pedro-Guayllabamba and in the secondary Machángara or Guayllabamba basins (Figures 3.22 and 3.25). The orientation and throw of these faults follow the major fault trends of N-S to NE-SW (Figures 3.24 and 3.25). Superficial Quaternary fault scarps occur on several of the segments identified in the field that affect both the Holocene volcanoclastic deposits and in some places the Cretaceous basement outcrops (Figure 3.27). However, because of the poor preservation of scarps in inhabited areas, it is probable that the active fault map based upon field observations shows only an under-representative subset of what may actually exist. Detailed mapping on satellite and DEM images together with extensive field survey has allowed us to identify several faults. Each tectonic segment is mapped and reported in this study, if it is consistent with robust field observations (Figures 3.24 and 3.25). Indeed, additional field observations attest to the ongoing tectonic deformation on any scale (m to km) along each defined segment and in the Guayllabamba basin (Figures 3.22 and 3.23). The near-absence of bedrock outcrops makes the task of

recognizing tectonic markers more difficult, with the only exception being the Bellavista-Catequilla (BC) northern segment (Figure 3.27). For this reason, our approach focuses on integrated topographic studies ranging from the Shuttle Radar Topography Mission (STRM) of 90 m scale to local 4 m scale of DEM with which we aim to derive a regional geomorphologic tectonic map.

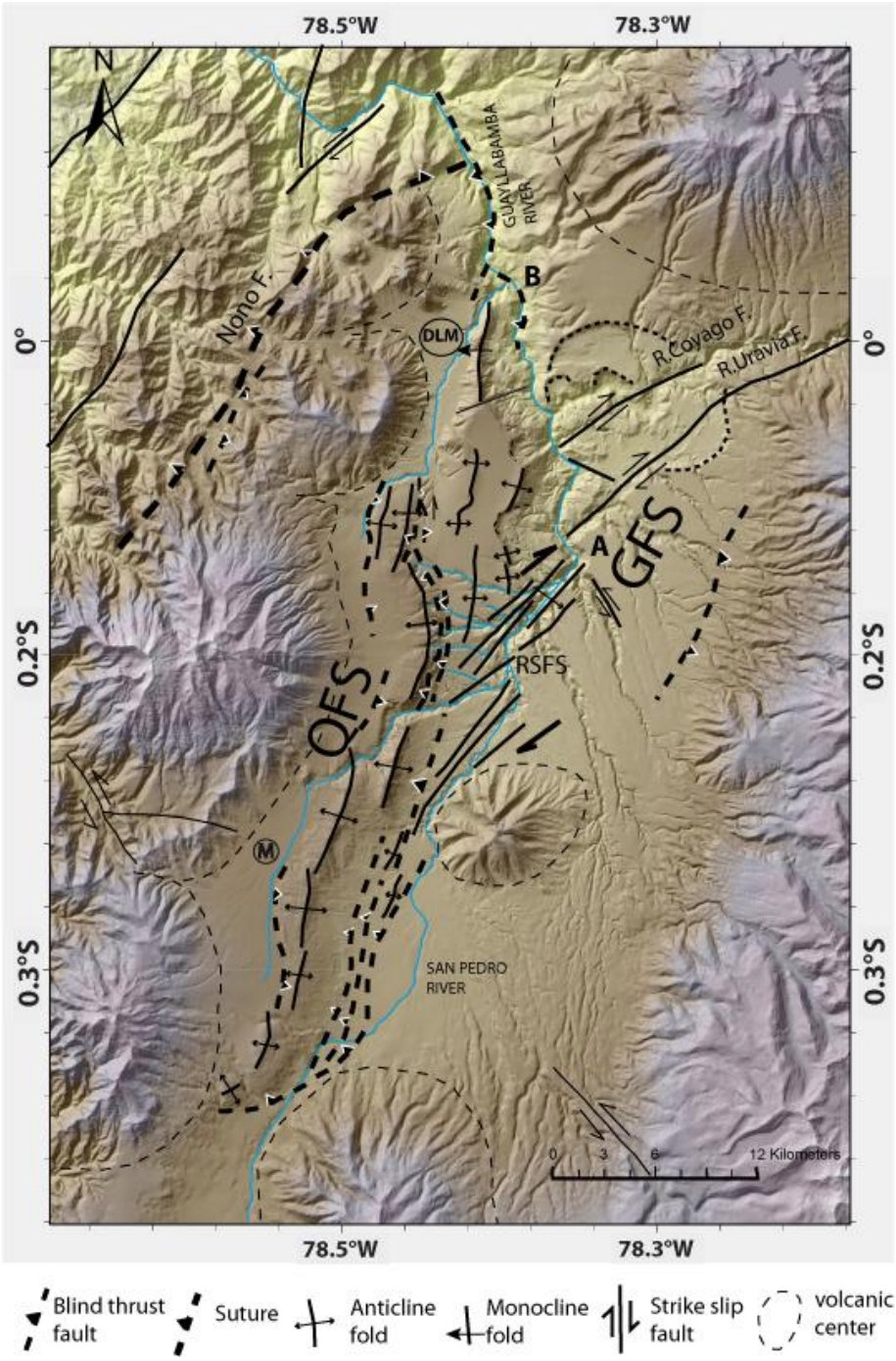


Figure 3.26: Neotectonic map of the Quito region. M: Machángara river, DLM: de las Monjas river. A and B, see in text. QFS Quito Fault System. GFS Guayllabamba Fault System. The Nono fault is the eastern limit of Pujilí Melange in this area. Background topography after 20m DEM shading. Rivers are drawn in light blue.

Rivers are very sensitive to topographic changes caused by uplift or subsidence and are thus ideal markers to identify recent tectonic activity (Burbank and Anderson., 2001; Audin et al., 2003; Whipple, 2004). Neotectonic process recognition is thus here based upon the interpretation of alluvial landforms, drainage evolution as the intermittent river network shows systematic patterns of course deflections as it encounters the fault scarps or folds in the superficial deposits. Additionnal structural criteria as in en-echelon disposition, branching and intersections of sub-segments or curved geometry constitute observations that permitted differentiating individual seismotectonic segments or sub-basins (Figure 3.24a). A detailed neotectonic map of each segment (Figure 3.25) has been completed to show the fault characteristics, geometry of the large scale deformation pattern and then compiled in Figure 3.26.

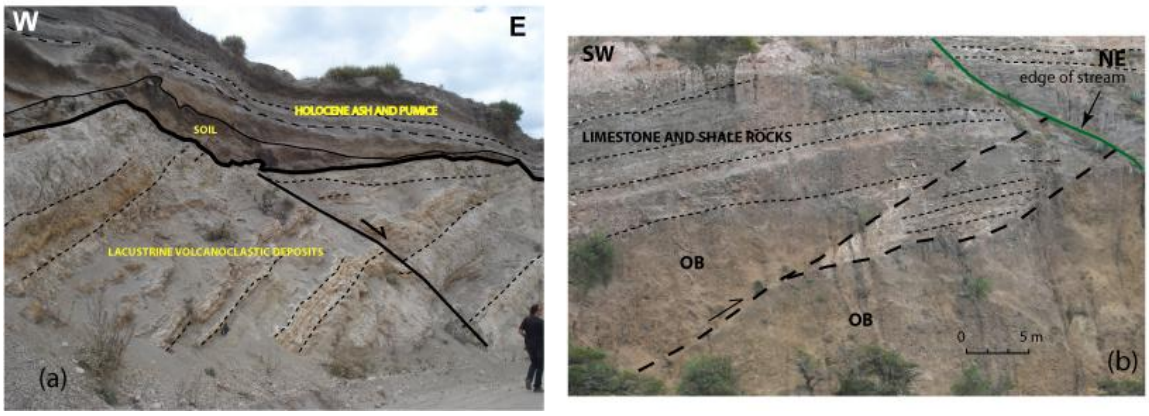


Figure 3.27 a: Field photos and their interpretation; Lacustrine W-tilted sediments, this deposits are intercalated with ashes and pumices. Note the marked discordance with a soil deposit, less tilted and also sealed with pumices and ashes (Road San Antonio de Pichincha to hydroelectric plant in Guayllabamba river, north Bellavista-Catequilla segment; 0.0163°N – 78.4217°W).
b: Reverse fault affecting volcanic rocks (OB) : i.e. andesitic lava flows (Road San Antonio de Pichincha to hydroelectric plant in Guayllabamba river, north Bellavista-Catequilla segment ; 0.0137°N – 78.4075°W).

As an example of field observations, we report here the presence of lacustrine deposits observed in the northernmost part of the Bellavista–Catequilla segment (Figure 3.27a). These volcanoclastic lake sediments, originally horizontal, are now tilted 30 degrees to the west and are faulted by secondary small normal faults. These deposits are part of the San Miguel Formation that is lower Pleistocene in age (Villagómez, 2003). Nearly horizontal, dark soil deposits lay in discordance over the lacustrine deposits. Finally ash and pumice falls that are probably Holocene deposits of Pululahua volcano cover all of these sequences (Figure 3.27a; Andrade D., 2007). Secondary reverse fault scarps appear to be associated to the main west-dipping structures along the northern Bellavista-Catequilla segment (Figure 3.27b). In Figure 3.27b, we show recent basaltic flows, located at the bottom in the valley of the Guayllabamba River, in the western flank of QFS. These are clearly

cut by a reverse fault that accommodates about 20m of offset on the BC segment, west of Guayllabamba valley.

Additional field observations confirm the occurrence of other sets of secondary NE-SW active faults affecting this time the eastern flank of Guayllabamba valley as shown on the tectonic map (Figure 3.26). The sense of motion on this secondary normal fault set is changing, successively down to the south, and down to the north, implying a vertical segment associated to the GFS and most probably a main strike slip component.

Attesting to a west--dipping QFS, a net topographic asymmetry is observed for each individual NS fold segments. On a topographic cross-section one can see that the eastern flank of QFS is much more vertical than the western one (inset on Figure 3.25a). Consequently, slope-controlled landslides are more frequent along the eastern steeper edge of the blind thrust and the segmented fold system (e.g Figure 3.25b). Additionally, one or two axis trends can define one single fold segment (eg. Carcelén - El Inca or Bellavista-Catequilla. Figure 3.25a and 3.25), as for the QFS. Indeed most of the segment axes are curved, such as the Ilumbisí-La Bota hill, suggesting a complex structure that propagates eastwards (Figure 3.25a).

In summary two major active fault systems can be identified on precise, 4 to 20 m-resolution DEM images of the Quito region, and they demonstrate different kinematic patterns based on their geomorphic expression. They connect in map view south to point A (Figure 3.26) and consequently this geomorphic study suggests that:

-The QFS consists of a N-S striking, ~45° west-dipping blind thrust. It outcrops at the surface as an en-echelon segmented fold system with an overall length of ~60 km. Each individual segment traduces a main compressional and secondary dextral strike-slip component (Figure 3.26). This first group is best expressed in its northernmost part (Figure 3.26) and appears to migrate northeastward, thereby connecting to the GFS.

-The GFS consists of a dextral transpressional Fault System trending NE-SW and is located about 20 km NE of Quito (Figure 3.26). The lack of a major fault scarp would be due to major landsliding and burial by recent volcanic debris.

3.4.5 LOCAL MICROSEISMICITY

A local seismic network is deployed in the Quito and its vicinity for both tectonic and volcanic monitoring (RENSIG, Red Nacional de Sismógrafos-Instituto Geofísico, http://igepn.edu.ec). Ten seismometers and fifteen accelerometers have been operating for 25 years and 3 years respectively. The array captured a large number of seismic events, with 1758 crustal events for the 1994-2009 period, whose magnitudes range from Mw 3.0 to 5.3 and depths that are less than 20 km (Figure 3.28), thus confirming the shallow crustal seismicity that occurs these active tectonic structures.

In this study, we use the new dataset derived from crustal event relocations using the method described in Font et al., using 3D realistic velocity model and a non-linear technique to improve earthquake location in subduction zone Ecuador (Font et al., submitted). Processing of the data is described in Lamarque, (2011). All earthquakes of volcanic origin were previously excluded from this data source. Seismicity distribution is shown together with the focal mechanisms published by Segovia and Alvarado (2009) and the National Ecuadorian Data Base of the Instituto Geofisico-EPN. This data set also includes relocated crustal events of the seismic swarm located (tectonic events only are considered in this study) that occurred in 1997-2001, probably induced the Guagua Pichincha volcanic crisis (Calahorrano, 2001). We also included the focal mechanism of the 1990 earthquake (Mw5, CMT project). The entire crustal database of focal mechanisms for the region contains about 43 events (Table 3.1, Figure 3.29), with depths that range from 0 to 18 km and magnitudes that vary from 2.7 to 5 (Table 3.1).

The relocated hypocenter distribution defines a ~60 km^2 plane striking N10°-35°W (Figure 3.30). The hypocenters are observed to be concentrated along segments of the fold system and under Quito city. Some events occur also in the Guayllabamba region northeast of Quito (Figure 3.27) and within the rupture area of 1587 event (Figure 3.23 and 3.27). The distribution of the focal mechanisms along the fold system show conjugate nodal planes striking NW-SE and dipping ~30°-50°W along each individual fold segment. In detail, most of these events have reverse fault mechanisms, with the exception of strike-slip events that are located mainly to the northeast of Quito near the Guayllabamba fault system (Figure 3.29).

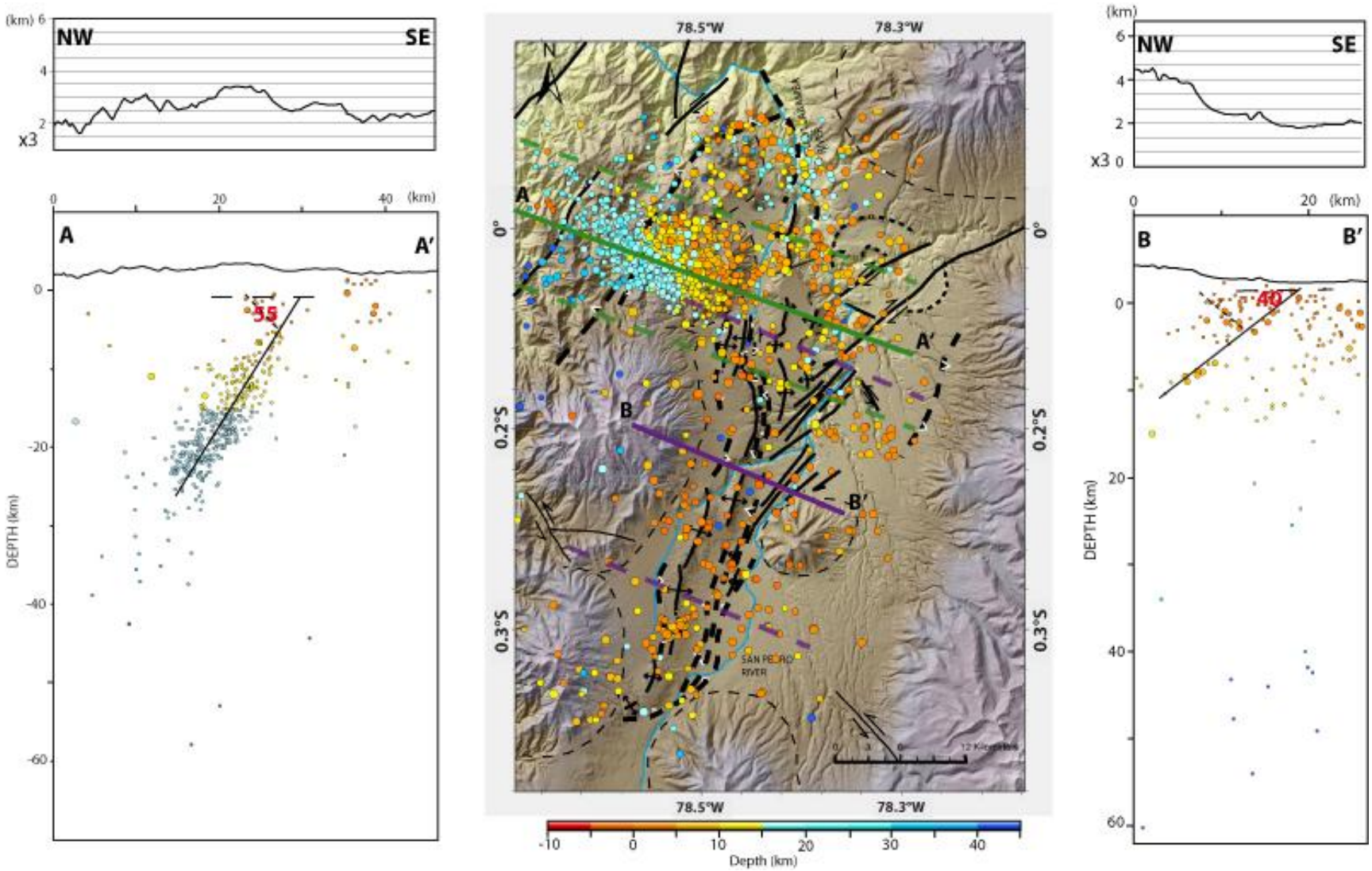


Figure 3.28: Distribution of the local microseismicity in Quito area, earthquakes depth < 20 km, data issued of IGEPN Quito (Lamarque, 2011) and reprocessed by MAXI3D method proposed by Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., Theunissen, T., Lallemand, S., Gautier.S, 3D geo-realistic velocity model and MAXI technique to improve earthquake location in subduction zone (Ecuador)). The width of A-A' profile is 12 km, and 24 km for B-B'.

These strike-slip events are typical of transpressive faulting and consistent with the fault kinematics deduced from our morphotectonic studies (see previous sections). For the QFS, some of the events are also located exactly on intersegment geomorphic areas, for example between two en-echelon fold segments (Figure 3.28). These former focal mechanisms indicate perpendicular or oblique movements to the main fold system, implying segmentation as observed in the superficial tectonic morphology. A compressive axes ranging between N93° and N119° has been calculated and a stress tensor based upon these local focal mechanisms, as proposed by Segovia and Alvarado (2009). Again this stress tensor is also perfectly consistent with the Quaternary kinematics shown on the tectonic map.

Figure 3.28 shows the distribution of seismicity along two profiles A-A' and B-B' (respectively 12 km and 24km wide), that are perpendicular to the strike of the main QFS, on two different segments of the reverse fault system. The profile B-B' shows that seismicity mainly occurs below Quito, west of the fold segments and aligned on a well-defined single fault plane. On profile A-A', the seismic zone dips ~55° to the W and extends down to 20-30 km at depths (Figure 3.28). On profile B-B'', the seismic zone dips ~40° to the W and extends down to 20km-deep (Figure 3.28). The strike and dip of both seismic lines are consistent with the nodal planes of the focal mechanisms, indicating a reverse motion along a westward--dipping fault plane that begins 20 to 30 km deep below the western cordillera on the cross-sections (Figure 3.29). This regional active fault plane may connect at depth to the inherited Pujilí Melange suture zone, but no seismicity is observed on this vertical geologic contact in its upper section (~30km-deep; see Figure 3.28 and cross section A-A') nor on the volcanic complexes, confirming their present day seismic quiescence. In contrast, a vertical alignment of microseismicity appears east of QFS. This peculiar vertical deformation occurs on the GFS and probably represents the activity of the Chingual strike-slip fault, south of its known superficial trace (Figure 3.22) cutting through the Guayllabamba basin and aligned with the GFS.

From this result, we conclude that these Quito seismic events occurred on a series of high angle reverse faults developing in the crust along the eastern foot of the western Cordillera; rather than along former suture zones in the Western Cordillera. This QFS system is characterized by high angle reverse faults, as observed in the San Andreas and Walker Lane fault systems in California for example (Wesnousky, 2005). Indeed, there is no evidence for a basal decollement level in the seismic data and this structural style is rather thick-skinned than thin-skinned, then different from that developed on the eastern Subandean Range.

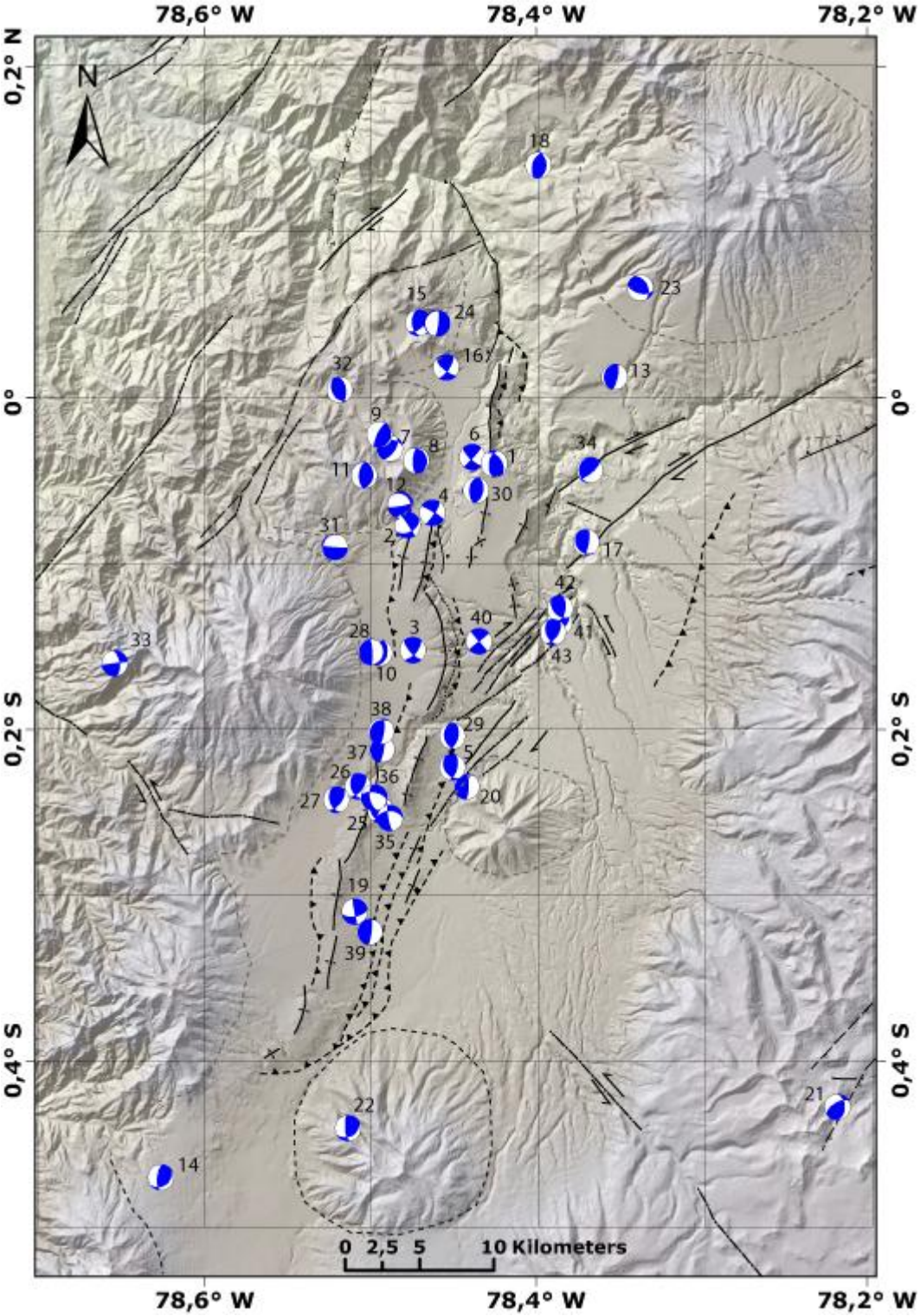


Figure 3.29: Focal mechanism reported on the new active fault map (this study) of Quito area. Sources: Calahorrano, 2001, Segovia and Alvarado, 2009 and Instituto Geofisico-EPN Database (2012). Each focal mechanism corresponds to its number reported in 3.1.

Additionally, a transpressive motion on the GFS is observed in the focal mechanisms and confirms the sparse geomorphic observations for the latter. The microseismic data evidenced the

vertical geometry, coherent with a strike slip main component on this previously unknown regional dextral fault system.

Code	Long.	Lat.	Depth	S1	D 1	R1	S2	D2	R2	Mag	Date	Source
1	-78.4274	-0.0392	15	323	45	53	190	55	122	5.0 Mw	11/08/1990 2:59:57.5	CMT
2	-78.4784	-0.077	12.36	61	45	-17	327	85	-45	2.7 md	01/08/1998 23:49:33	AC
3	-78.4752	-0.1524	9.43	138	72	25	40	66	160	4.0 md	11/08/1998 18:09:01	AC
4	-78.4634	-0.0696	8.4	301	82	-11	33	78	-172	3.0 md	05/09/1998 8:20:57	AC
5	-78.4514	-0.2229	12.04	148	37	51	13	62	116	4.0 md	24/09/1998 21:02:18	AC
6	-78.4396	-0.0359	11.89	133	72	6.1	41	84	162	3.5 md	05/02/1999 16:12:45	AC
7	-78.4889	-0.0306	7.63	260	41	129	33	59	61	4.0 md	14/03/1999 02:15:47	S&A
8	-78.4731	-0.0379	7.09	183	68	98	343	23	71	4.2 md	30/08/1999 14:59:35	S&A
9	-78.4951	-0.0225	9.49	207	76	90	27	14	90	3.7 md	26/11/1999 13:31:56	S&A
10	-78.4951	-0.1541	2.09	16	42	90	196	48	90	3.5 md	02/01/2000 18:00:18	S&A
11	-78.5043	-0.0469	8.12	5	33	92	183	57	87	4.2 md	15/04/2000 01:16:18	S&A
12	-78.4826	-0.0649	6.42	80	82	-10	326	20	-25	3.1 md	17/07/2000 12:29:50	S&A
13	-78.3543	0.0125	5.45	192	18	89	13	72	90	4.1 md	19/02/2001 16:15:42	S&A
14	-78.6260	-0.4701	17.36	52	34	130	188	65	67	3.9 md	12/04/2002 13:02:35	S&A
15	-78.4721	0.0451	8.88	176	51	51	47	53	127	3.9 md	05/06/2002 01:44:49	S&A
16	-78.4551	0.0181	8.23	130	71	19	33	72	160	2.9 md	05/06/2002 01:58:53	S&A
17	-78.3713	-0.0873	8.7	143	22	45	9	75	105	3.9 md	21/07/2002 22:51:16	S&A
18	-78.4000	0.1400	10.6	198	52	100	2	39	77	3.8 md	23/07/2002 08:37:51	S&A
19	-78.5100	-0.3100	3.9	170	88	30	79	60	178	3.4 md	23/08/2002 15:02:10	S&A
20	-78.4430	-0.2345	6.83	217	13	124	2	79	83	3.6 md	11/09/2002 11:41:46	S&A
21	-78.2208	-0.4278	6.7	239	61	127	1	46	43	4.2 md	04/12/2002 6:8:36	S&A
22	-78.514	-0.4405	4.03	58	36	148	175	72	59	3.9 md	22/02/2003 17:11:12	S&A
23	-78.3388	0.0661	4.98	332	45	128	103	56	58	4.1 md	15/09/2003 4:00:31	S&A
24	-78.4607	0.0448	6.06	6	82	-94	211	8	-65	4.0 md	09/12/2003 23:52:44	S&A
25	-78.4946	-0.2488	7.42	33	77	114	150	28	30	4.0 md	08/03/2004 5:37:18	S&A

26	-78.5081	-0.2345	8.53	36	59	126	162	46	46	3.7 md	10/03/2004 7:6:16	S&A
27	-78.5209	-0.2426	11.28	36	59	126	162	46	46	3.8 md	10/03/2004 6:29:48	S&A
28	-78.5005	-0.1534	7.56	202	11	114	357	80	85	4.0 md	14/06/2005 6:5:12	S&A
29	-78.4514	-0.2043	10.02	168	37	68	14	56	106	3.7 md	13/07/2005 9:22:27	S&A
30	-78.4373	-0.0561	10.28	13	45	96	184	46	84	3.6 md	30/07/2005 10:53:19	S&A
31	-78.5219	-0.0901	5.61	207	8	-157	94	87	-83	4.2 md	20/1/2007 20:38:51	S&A
32	-78.5189	0.0047	15.65	152	39	76	350	52	101	4.1 md	11/05/2008 11:5:36	S&A
33	-78.6538	-0.1603	6.32	353	57	0	83	90	-147	4.3 md	4/10/2008 19:10:47	S&A
34	-78.3691	-0.0438	8.37	180	17	41	50	73	103	4.2 md	07/11/2009 19:28	IG
35	-78.4889	-0.2536	14.89	170	80	-48	270	43	-165	4.1 ML	17/02/2011 0:04:44	IG
36	-78.4982	-0.2412	11.78	170	60	-40	283	56	-143	3.9 ML	17/02/2011 0:46:24	IG
37	-78.4937	-0.2123	10.69	10	80	90	190	10	90	3.4 ML	25/06/2011 02:31	IG
38	-78.4940	-0.2011	12.88	7	75	78	226	19	128	3.4 ML	25/06/2011 16:35	IG
39	-78.501	-0.3222	22.03	7	80	90	187	10	90	3.5 ML	17/07/2011 14:11	IG
40	-78.4356	-0.1477	10.93	50	90	180	140	90	0	3.4 ML	02/08/2011 03:18	IG
41	-78.3873	-0.1355	5.3	185	50	60	46	48	120	3.0 ML	06/10/2011 11:09	IG
42	-78.387	-0.1271	16.9	8	56	125	136	47	50	4.6 md	29/10/2011 13:50:48	IG
43	-78.3913	-0.1416	16.9	32	56	125	160	47	50	3.6 ML	26/11/2011 01:50	IG

Table 3.1: Focal mechanism solutions for Quito area, after: Global Centroid Moment Tensor (CMT), Calahorrano (AC) (2001), Segovia and Alvarado, 2009 (S&A) and IG: Instituto Geofisico-EPN (2012). md body waves magnitude.

3.4.6 PRESENT-DAY DEFORMATION FROM GPS MEASUREMENTS

Here, we will analyze the interseismic velocity field in the ID in order to quantify the present-day deformation across the QFS. Our results are derived from 11 GPS campaign sites provided by the Instituto Geográfico Militar (IGM) (Figure 3.30a; Table 3.2), that we recently re-measured. All campaign sites have a minimum observation period of 10 years leading to velocity estimates at the 1 mm/yr. level or better. Our velocity field is augmented by two continuously recording GPS stations (QUI1, belonging to the global tracking network of the International GNSS Service for Geodynamics)

and QUEM operating since 2007. We analyzed the data using the GAMIT/GLOBK (Herring et al, 2010) software using a standard strategy for geodynamics.

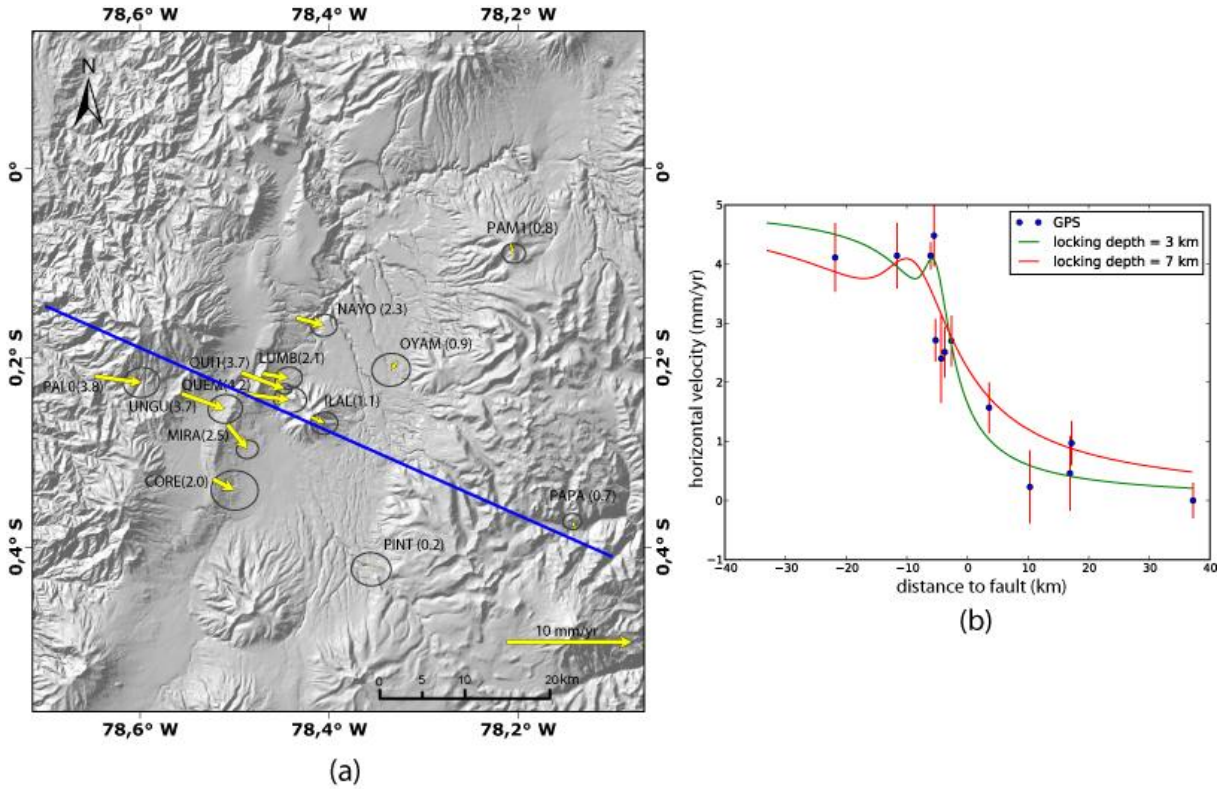


Figure 3.30 a: GPS horizontal velocity field. Velocity are expressed with respect to a local reference frame defined using sites (PAM1, OYAM, PAPA & PINT). Numbers indicate velocity magnitude in mm/yr. Error ellipses are shown at the 95% confidence level. Black lines indicate a simplified trace for the QFS and GFS. The blue line show the profile used in figure b. **b**: Horizontal velocity profile along a cross blue section roughly perpendicular to the average strike of the QFS.

Trenkamp et al., (2002) and White et al., (2003) showed that the large scale GPS velocity field in Ecuador results from two different processes: first, elastic deformation induced by the partial to total locking along the subduction interface causes E-W shortening, with the eastward component of velocities decreasing with increasing distance from the trench. Preliminary estimates based on sparse geodetic data indicate approximately 50% coupling, leading to a possible contribution of about a millimeter per year in the Quito area (located about 250 km from the trench). Secondly, oblique convergence of the Nazca plate towards South America, with a possible additional contribution by the subducting Carnegie ridge, induces a northeastward "escape" motion of the North Andean Block. While the kinematics of the NAB has yet to be precisely defined, Trenkamp et al. (2002) proposed a value of ~6 mm/yr. in a N77°E direction based on the single velocity of Global tracking station BOGT (Bogotá, Colombia).

We first will define a Stable South America Reference Frame by estimating an Euler pole using 17 sites from the Brazilian craton and Argentina, and without any internal deformation

(wrms=0.49 mm/yr.). With respect to that reference frame, sites located west of the QFS show velocities on the order of 10 mm/yr. or larger, while sites located within the ID show velocities of 8 mm/yr., all in a N90°E(±10°) direction. Such values therefore indicate that shortening is presently occurring across the QFS, which in turn confirms the previous conclusions based on the geomorphological analysis. In order to better quantify the present-day deformation across the QFS, we define a local reference frame, by estimating a rigid rotation using sites east of the QFS (OYAM, PINT, PAPA, PAM1; Figure 3.30a). Possible internal deformation of this area is less than 1 mm/yr., as indicated by a wrms of residual velocities of 0.48 mm/yr. With respect to this new frame, all sites located west of the QFS show eastward velocities at 2-4 mm/yr., clearly indicating shortening across the QFS. The lack of data within the Guayllabamba basin prevents any conclusions for the GFS, but eastward motion with respect to PAM1 is consistent with right-lateral motion along the GFS. The GPS results further show a gradient across the QFS, suggesting that additional information about the locking depth of the QFS can be constrained using the present geodetic data set. In order to get additional constraints on the average locking depth along the QFS, we use a 2-dimensionnal model, projecting the horizontal velocity along a cross section roughly perpendicular to the average strike of the QFS (Figure 3.30 a and b). Far field sites (PAL0/UNGU & PAPA) indicate a horizontal shortening rate of ~4 mm/yr. We model the GPS profile using a two-dimensional planar screw dislocation dipping west, with pure reverse slip, locked above a given depth in an elastic homogenous half-space. We used a dip of 40° in agreement with the seismicity distribution (Figure 3.28 profile BB') and run direct models varying the locking depth. As the locking depth increases, the distance over which the relative motion is accommodated becomes larger. Because the GPS data shows a sharp gradient, with velocity decreasing by 3 mm/yr. over a distance of 10-15 km, the locking depth is constrained to be small (<7km). However, because we used a simplified geometry for the fault, minimum values for the locking depth are less constrained because they strongly depend on the distance of each site to the individual segment. Nonetheless, we find that an average locking depth of 3 km provides a reasonable fit to the data. The Quito fault zone therefore appears to be weakly and shallowly locked. With a dip of 40°, the optimal slip rates are found to be in the range of 4.3-5.3 mm/yr.

SITE	Longitude	Latitude	Ve^1	Vn^1	Ve^2	Vn^2	S_Ve	S_Vn	S_Ven	Observation Period
CORE	-78.52408	-0.32784	10.147	0.217	2.56	-1.75	0.77	0.64	-.01	1996-2002-2007
ILAL	-78.41945	-0.26280	9.264	0.897	1.71	-1.11	0.44	0.36	0.03	1996-2011
LUMB	-78.47133	-0.21640	10.218	0.872	2.68	-1.12	0.44	0.36	0.04	1996-2011
MIRA	-78.50888	-0.27040	9.883	-0.814	2.32	-2.79	0.36	0.30	0.06	1994-1998-2002-2005 2009
NAYO	78.43564	-0.15746	10.184	0.728	2.67	-1.28	0.44	0.36	0.03	1996-2011
OYAM	-78.32853	-0.20340	7.570	0.918	0.04	-1.14	0.63	0.53	0.04	2002-2004-2011
PAL0	-78.64925	-0.21899	11.898	0.280	4.36	-1.63	0.59	0.49	0.05	2002-2011
PAM1	-78.20902	-0.07970	8.052	1.146	0.58	-0.96	0.38	0.32	-.01	1994-2009
PAPA	-78.14054	-0.38089	8.302	2.659	0.69	0.52	0.31	0.26	0.01	1994-1998-2001-2002 2009
PINT	-78.35556	-0.42015	8.548	1.300	0.92	-0.74	0.65	0.54	-.03	2002-2006-2011
QUEM	-78.49735	-0.23705	12.336	0.645	4.79	-1.33	0.54	0.42	-.03	2007-2012
QUI1	-78.49361	-0.21516	11.579	-0.136	4.04	-2.11	0.24	0.17	0.00	2001-2010
UNGU	-78.55716	-0.23735	11.666	-0.209	4.12	-2.16	0.56	0.46	0.04	1996-2009

Table 3.2: GPS horizontal velocity. Ve,Vn: East and North components in mm/yr.1: velocity components with respect to Stable South America2: velocity components with respect to ID (see text). S_Ve, S_Vn, C_Ven: standard deviation on East, North velocity component and Correlation coefficient. Observation periods indicate the year of measurements for campaign sites and data span for the two continuous sites QUI1 & QUEM.

3.4.7 SEISMOTECTONIC HAZARD ESTIMATION

Earthquake size and recurrence times are functions of the rate of stress accumulation, length and width of fault segments that might rupture in future. For the Quito Fault System, the maximum earthquake size would occur in case of the simultaneous rupture of all segments. We use empirical laws recently derived by Leonard (2010) that relates the potential rupture area (RA) and the surface rupture length (SRL) to the magnitude in order to provide estimate of earthquake magnitude. For the RA calculation, the width can be estimated either from the distribution of seismicity at depth or taking the average locking depth estimated from the geodetic results. Additionally, we used Wesnousky (1986) to provide recurrence time estimates that are also compared to recurrence time calculated by dividing the moment of the maximum size earthquake by the moment rate deficit estimated from geodesy. The different results in terms of recurrence times are then discussed in the light of historical seismicity.

For the possible maximum size earthquake, in the case the QFS, a total length of 60 km fault zone and a rupture area of about 720 km^2, leads to magnitude estimates of 6.8 (RA) and 7.1 (SRL). Using Wesnousky (1986), the associated recurrence time would then be comprised between 195 to 235 years. However, scaling laws are derived from faults known to rupture the entire brittle crust (~15 km). On the opposite, our GPS results suggest shallow locking, about 3-7 km deep. Such values would lead to a RA of 180 to 420 km^2, and to a maximum earthquake size of Mw 6.6. On the other end, the moment deficit estimated from GPS is ranging from 2.3 to 6.7 X 10^{16} $N.m.yr^{-1}$ that correspond to a recurrence time range of about 150-435 yrs. Only the lower bound value provided by the GPS estimates seems to be consistent with the historical lack of large earthquake for the last 5 centuries.

However, considering the geomorphological characteristics of the QFS, the rupture of individual segments is another probable scenario. Based on this hypothesis, we define 5 segments for the QFS, that are, from south to north: Puengasí, Ilumbisí-La Bota, Carcelén-El Inca, Bellavista-Catequilla and Tangahuilla (Figure 3.23). In order to calculate their rupture area (RA), we consider the width of each segment and its averaged length. The width corresponds to the average width of the seismic event distribution west of each fold segment (dipping 40° to the W). Additionally, the surface rupture length (SRL) corresponds to the segment length. The results are reported in Table 3.3 and correspond to a minimum Mw=5.7 (SRL) for the Carcelén-El Inca segment and a maximum of Mw=6.4 (SRL and RA) for the Puengasí segment. Again, if we now take the locking depth estimated from geodesy, these number

are now reduced to Mw (RA) 6.2 (maximum magnitude Puengasí coupled to 7 km) and Mw (RA) 5.3 (minimum magnitude Carcelén-El Inca coupled to 3 km) (Table 3.3). The recurrence time would then be 200-400 yr. These recurrence times are still high given the observation of historical seismicity.

Segment	Rupture Area (RA) Km^2	Mag (RA)	Surface Rupture Long (km)	Mag (SRL)	Recurrence Time (yr.)	RA ; Mw 3km coupled	RA ; Mw 7km coupled
Puengasí	259	6.4	22	6.4	188	66 : 5.8	154 : 6.2
ILB	176	6.2	15	6.2	138	45 : 5.6	105 : 6.0
CEI	82	5.9	7	5.7	105	21 : 5.3	49 : 5.7
BC	191	6.3	17.5	6.3	183	54 : 5.7	126 : 6.1
Tangahuilla	108	6.0	12	6.0	115	36 : 5.6	84 : 5.9

Table 3.3: Quito Fault System QFS. Maximum magnitude estimations after Leonard (2010) ,rupture area (RA) and surface rupture long (SRL). For Coefficients: area a=1 b=4 for SRL a=1.52 b=4, 4, for dip slip fault. ILB Ilumbisí-La Bota segment. CEI Carcelén-El Inca segment and BC Bellavista -Catequilla segment. Recurrence times after Wesnousky (1986), $\mu = 3x10^{10}$ Pa. This table also shows the magnitude values obtained with 3 and 7 km of coupling, based on GPS results, for each segment.

In order to estimate the maximum magnitude for the Guayllabamba Fault System (GFS), we considered three potential rupture zones: 1. The first segment is characterized by a succession of mainly strike-slip faults, which are transferring part of the deformation to the NE and that are related to the San Pedro river course: this segment would be the Río San Pedro Fault System (SPFS) (Figure 5). 2. The strike-slip fault named Río Coyago, which is the northeastern limit of the Guayllabamba basin (Figure 5), and 3. The Rio Uravia Fault, a strike-slip structure, which is the southeastern limit of the Guayllabamba basin.

As defined for 3 segments, we calculate the magnitude value estimation as a function of surface rupture length (SRL), which would correspond to the length of each segment. We did not choose to estimate the magnitude as a function of the rupture area because there are not enough criteria to define the theoretical width of the rupture zone, neither from seismicity nor from geodesy. The results are presented in table 3.4. For the SPFS, the maximal and minimal magnitude values are reported with respect to the longest (10 km) and the shortest segments (5 km). The maximal estimate magnitude for the GFS was Mw 6.5 for the Rio Uravia fault. Given the absence of geodetic results for GFS, estimates derived from geodesy are not considered.

Segment	Surface Rupture Long km	Mag (SRL)
Río San Pedro fault system:		
Segment longest	10	5.9
Segment shortest	5	5.5
Río Uravia fault	24	6.5
Río Coyago fault	9	5.8

Table 3.4: Guayllabamba Fault System GFS. Maximum magnitude estimations after Leonard (2010) surface rupture long (SRL). For Coefficients: SRL a=1.52 b=4.13, for strike slip fault.

In spite of some recent instrumental recording of seismic activity, few historical earthquakes have been associated to the Quito or Guayllabamba Fault systems. The largest intensity value available for the 1587 Guayllabamba event is estimated to be VII or higher (Egred, 2009). Its center is located north east of Quito, suggesting rupture on a segment of the newly defined Guayllabamba fault system as the causative seismic source. The magnitude has been estimated to be Mw~6.4 (Beauval et al., 2010). Such an estimate is consistent with the magnitude deduced from the surface rupture length and the rupture area of the BC segment.

The second historical event that occurred during the last 100 years in Quito region (11/08/1990, Mw 5. 3, BC segment, in red on Figure 3.23) produced damages mainly in the northern part of QFS (Egred, 2009). Similarly, in the El Batán basin (Figure 3.23), paleoevidences of coseismic deformation demonstrate the Holocene activity of QFS, with 28 events (I>5) and one major paleo event (I=X) for the last 1500 yrs. The former event is estimated to have a moment magnitude of 6.5-7 produced by the rupture of the entire length of the QFS (Hibsch et al., 1997).

3.4.8 SHORTENING AND UPLIFT ESTIMATIONS FOR THE INTERANDEAN DEPRESSION

The formation of the ID began south of Quito during the late Pliocene, about 3.5 Ma ago in the Latacunga region (Lavenu et al., 1995) and only 1.8 Ma ago in the Quito region (Ego and Sébrier, 1996; Villagómez, 2003). The latter suggests a northward propagation of the deformation along the western Cordillera in the ID lasting through the Pliocene. Moreover, the Plio-Quaternary constraint on the northward propagation of the deformation is also observed in the tectonic interaction with the drainage

pattern and is perfectly consistent with the instantaneous horizontal geodetic rates in the Quito region as compared to those of the Latacunga region.

In the Latacunga region, the overall shortening of the ID is about 3.4 ± 0.6km of E-W compression for the Pliocene (Lavenu et al., 1995). The best documented outcrops suggest a 1.4 ± 0.3 mm/yr rate of shortening since the late Pliocene (Lavenu et al., 1995) and horizontal geodetic rates translate to 1mm/yr. of interseismic shortening in this region. As argued by Lavenu et al, (1995), E-W shortening accommodated by the Latacunga fold system is kinematically consistent with strike slip motion along the NE-SW trending Pallatanga Fault System (Figure 3.22).

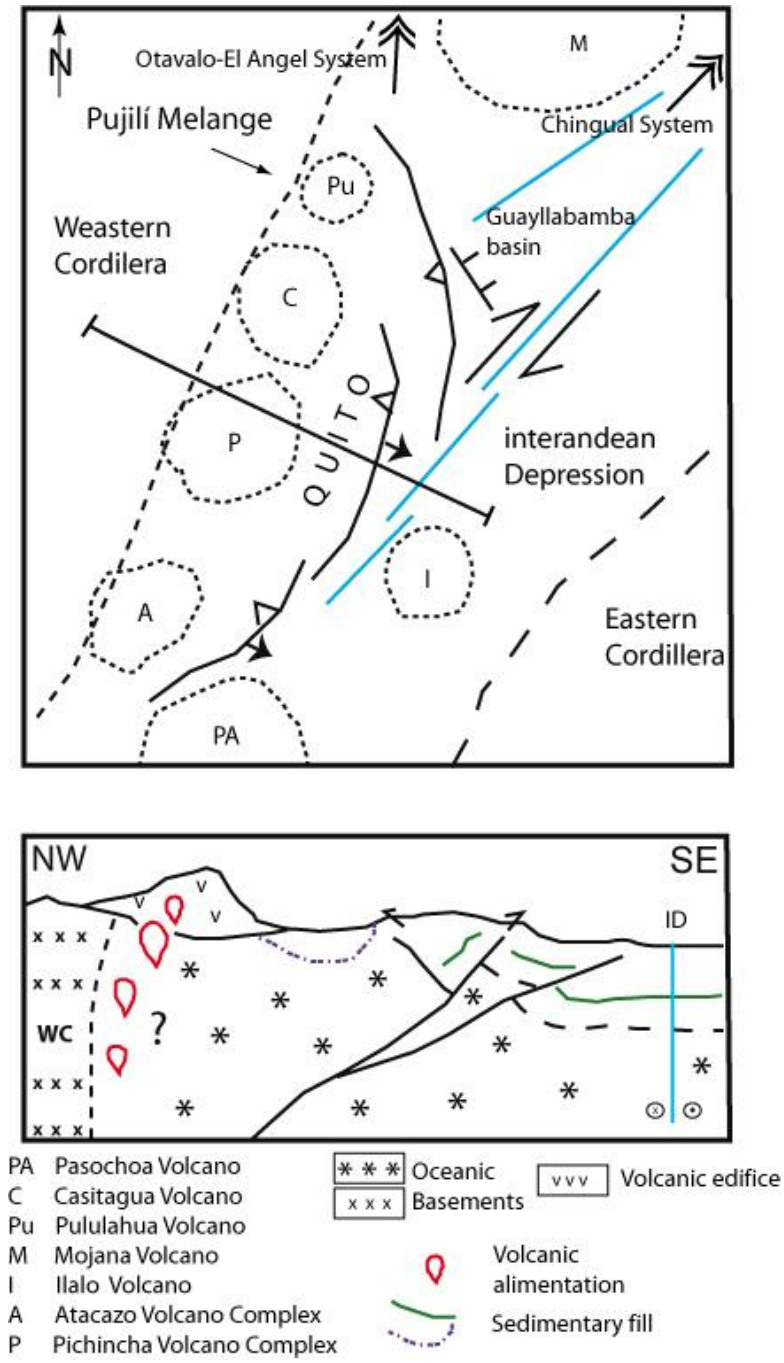


Figure 3.31: Simplified kinematic model for active deformation in Quito region. Interpretations after the geometry of mapped fault systems in plain view and cross section.

In the Quito region however, our study suggests that for the northern ID some of the partitioned plate motion is accommodated by shortening on reverse faults along the western border of the Interandean Depression, but also by strike-slip faulting that transfer's plate motion northeastward toward Colombia. Then, similar to the southern end of the ID, E-W shortening accommodated by the

QFS is kinematically consistent with strike slip motion along the NE-SW trending GFS as a prolongation of the Chingual Fault System (Figure 3.22).

If 20% of the plate motion is transferred inland causing permanent tectonic shortening nowadays as shown by geodesy (Nocquet et al., 2009), a simple hypothesis would be to consider that the laterally accreted terrains (Jaillard et al., 2009) are presently resisting shortening, favoring the re-activation of NE inherited structures (Pallatanga or Chingual Fault systems), rather than NS trending ones (Figure 3.31). Moreover, if these structures are located at the extremities or north of the ID, where the convergence obliquity is much greater along the plate boundary than for southern Ecuador, these will absorb a higher value of deformation.

3.4.9 CORRELATION OF SEISMIC AND GPS DATA WITH GEOLOGICAL AND MORPHOLOGICAL STRUCTURES

Using the tectonic fault map (Figure 3.26), as well as the geodetic and recent earthquake solutions of Figures 3.27 to 3.29, we can decipher the kinematics and depth extent of active faulting, augmented with relocated background seismicity (Lamarque, 2011). Earthquake focal mechanisms along the edge of the ID indicate west dipping thrust faulting with events distributed throughout the 20-30 km of crustal thickness (Figure 3.28). At the Pujilí Melange suture zone, the deepest events occur at depths of ~30km, which suggest the connection of the QFZ to the suture at depth. In the map view of Figure 3.28, the overall seismicity suggests that the northern and southern ends of QFS also turn west to intercept the inactive suture zone at the surface (Figure 3.31). However, superficial earthquakes throughout the ID typically occur at shallow crustal levels, such as 10–15 km depths along the identified fault system, attesting for a coupled segment between this depth and the surface outcrops of the QFZ.

In the case of the deeper structure related to the Quito Fault Zone, its surface expression is not as obvious or as clear as for the classic tectonic structures. However, we infer from the multidisciplinary approach that this feature is related to the development of an en-echelon fold and high angle reverse fault system to the North and its connection to strike slip faults to the East. Although thin-skinned fold-and-thrust belts often form within sequences of flat-lying sedimentary layers, it is different in Quito, where steeper reverse faults obviously affect the deeper accreted basement by folding and faulting in the overlying volcanoclastic layers and probably by connecting to older sutures at depth.

In this work, we observed that some of the tectonic structures are affecting the orientation, connection and abandonment of the drainage network or are curved around volcanic conic edifices implying the pre-existence of the volcanic activity as compared to the tectonic activity (Figure 3.30). According to their characteristics (strike and kinematic), these structures can be separated into two kinds (Figure 3.31). Both the morphostructural definition of the Interandean Depression (ID) and its Quaternary volcano tectonic activity appear to be associated to NS and NNE-SSW trending fault systems. Apparently the neotectonic activity is re-using some of the ancient regionally inherited NE-trending structures east of the ID, however none of the NS trending structures west of the ID appears to be activated in the seismic data (Figures 3.21 and 3.30; Bonnardot, 2003, Jaillard et al., 2005, Toro, 2007).

More interestingly, the GPS together with the seismotectonic data also suggest that the distribution of the deformation occurs in two branches in this peculiar northern region of the Interandean Depression (Figure 3.31). Compressional strain 4mm/yr is accommodated along the QFZ, whereas 7mm/yr. strain is being transferred in a NE direction along the Chingual fault system. Finally, these data all together suggest a north eastward migration during the last 1My.

The estimated recurrence intervals, considering a shortening rate of 3 mm / yr., would indicate that since 1587 (the Guayllabamba earthquake) there should have occurred at least 4 earthquakes with magnitudes of Mw 5.9 and at least 2 of magnitudes of Mw 6.4. But as we see in the seismic history, following the 1587 earthquake, only one Mw 5.3 occurred in 1990 in Pomasqui, indicating that there is a 'lack' of seismicity in the region.

It should be noted that the QFS and the reverse faulting system of Latacunga are geodynamically similar because they form the western boundary of the Quito-Latacunga microblock (Chapitre 5). However, the rates measured in Quito (~3 mm/yr.) by GPS means are three times higher than the value measured in Latacunga (~1 mm/yr). This in turn leads us to conclude that there is a horizontal velocity anomaly in Quito as compared to the Latacunga Fault System (~1 mm/yr.).

Noteworthy, the historical and instrumental seismicity in the Latacunga region, shows higher background seismicity than in Quito, which includes three earthquakes of Mw 5.7 (Toacazo 1994; Pasa

1960; Pastocalle 1976 after Beauval et al., 2010), one of Mw 5.9 (Pujilí, 1995) and one of Mw 7.3 (Ambato 1698).

3.4.10 CONCLUSION

Deformed late Quaternary markers and surfaces in the Quito region of Ecuador provide evidence for actively growing folds (N-S trending) and strike-slip fault systems (NE-trending). Recognition of both morphotectonic and hydrologic features through the geologic interpretation of aerial photos, satellite images and fieldwork has been employed for delineating active fault traces and for obtaining evidence for their kinematics situation. The present synthesis of active tectonics, by means of the unified analysis of seismotectonic and new geodetic data sets, reveals a complex crustal response to oblique plate motion along the subduction zone with some partitioning of the deformation along two tectonic branches that cut through the ID north of Quito. Convergent deformation is localized in the Interandean Depression of the Quito region and decreases northward along the reverse fault system as it connects to the newly defined Guayllabamba transpressive fault system (GFS) northeast of the Quito region. The detailed geomorphic study suggests that near-field deformation is influenced by the local structural complexity of inherited accreted terranes as well as by active volcanism.

We estimated a maximal magnitude range of Mw 5.7 to 7.1 for QFS and GFS. The best constrained estimation derives from geodetic data (coupling at depth between 3 a 7 km and correspond to a maximum value of magnitude Mw 6.6. We believe that the latter value is the most appropriate regarding to the historical catalog in this region. Furthermore, Wesnousky, 2010 states that the magnitude estimation obtained from geologic data such as length and area tend to overestimate this parameter.

The tectonic shortening estimated from GPS campaign data varies significantly along the QFS, up to 4mm/yr., greater than the estimated long-term shortening recorded in the ID for the past 3.5Ma. Finally we propose that a significant fraction of the continental shortening in Ecuador is accommodated by folding and partially blind thrusting along the eastern piedmont of the Occidental range on Quito Fault System but that part of the stress may also be transferred north to the Otavalo – El Angel system, located on the eastern edge to Western Cordillera and Chingual Fault system to the East on Guayllabamba Fault system (Figure 3.31).

Heterogeneity in the regional deformation and partitioning between the QFZ and GFZ highlight the importance of including tectonic mapping in the definition of the risk in this region of the world.

Acknowledgements

This publication was made possible through support provided by the IRD-DSF and the project (Andes du Nord) from the Agence Nationale de la Recherche under the Contract Number ANR-07-BLAN-143.
We gratefully thank Jorge Aguilar for DEM preparation (IG-EPN), M. Hall and IG members that joined during the field. Constructive reviews by, XXX of a previous version helped to improve the manuscript. This contribution is part of an Ecuadorian–French cooperation program between the Instituto Geofisico, Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN), Quito, Ecuador and the UMR Isterre

Chapitre 4

First paleoseismic results for the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust

4.1 First paleoseismic results for the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust

Stéphane BAIZE[1,*], Laurence AUDIN[2] , Thierry WINTER[3], Alexandra ALVARADO[4], Luis PILATASIG MORENO[5], Mercedes TAIPE[4], Pedro REYES[4], Paul KAUFFMANN[1], Hugo YEPES[4]

(1) Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire, PBOX 17, 92262 Fontenay-aux-Roses Cedex, France. Tel: +33-1-58-35-93-50; Fax: +33-1-58-35-81-30; stephane.baize@irsn.fr; corresponding author

(2) Institut de Recherche pour le Développement, ISTERRE, PBOX 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.

(3) Bureau de Recherche Géologiques et Minières, Service Risques Naturels, PBOX 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France.

(4) Escuela Politécnica Nacional, Instituto de Geofísica, Ladrón de Guevara E11-253 y Andalucia, PBOX 2759, Quito, Ecuador.

(5) Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico-INIGEMM, Sector Monteserrin, De Las Malvas E15-142 y Los Perales, Quito, Ecuador.

Submitted a Geomorphology

4.1.1 Abstract

The Pallatanga fault is a prominent NNE-SSW strike-slip fault of Central Ecuador. This structure is suspected to have hosted large earthquakes, including the 1797 Riobamba event which caused severe destructions to buildings and a heavy death toll (more than 12,000 people), and also widespread secondary effects like landsliding, liquefaction and surface fissuring. The scope of the study is to evaluate the seismic history of the fault through a paleoseismological approach, together with enhance the seismotectonic model of this part of the Andes through a new mapping campaign and then improve the seismic hazard assessment.

According to a mapping campaign, we can prove that the fault propagates northward from the previously known segment (Rumipamba-Pallatanga segment in the Western Cordillera) into the Riobamba basin and the North-South Inter-Andean Valley. Evidences are numerous, both from morphology signature and fault plane outcrops. Along the western side of the NS elongated depression, the strike-slip component of the Rumipamba-Huacona and Sicalpa-La Merced segments seems predominant, displacing incised canyons or terrace risers or generating pressure ridges. In the heart of the inter-Andean valley, the fault exhibits a vertical component (Lican-Riobamba segment) along the ~100 m-high cumulated scarp that bounds the western Riobamba outskirts. This propagation of deformation drastically increases there the seismic risk for this inhabited and vulnerable big city. Further east (Peltetec massif, Cordillera Real), the propagation of the fault is suspected, however not definitely proved yet. This hypothesis should be consistent with the location of the maximum damage area underwent during the Riobamba earthquake in 1797 (e.g. macroseismic intensity X to XI in the villages of Penipe and Patate).

From three trenches excavated, we claim that the Rumipamba-Pallatanga segment of the PF experienced 4 (maybe 5) recent strong events (Mw>7). The coseismic behaviour of the segment is deduced from the presence of several colluvial layers associated with the fault activity and interbedded within the "normal" deposits (i.e. organic black soils). According to a series of ^{14}C datings, we document that these events occurred during the last 6,500 years and we even probably found out the geological evidence of the 1797 Riobamba earthquake, because of the clear deformation of the shallowest layer (^{14}C age: 1633 AD). After retrodeforming one of the 3 trenches, we propose that instantaneous throws (generating surface faulting, scarp genesis and then colluvial deposits) range from 0.70 to 0.90 m for the vertical component. Because of the outcrop conditions, we cannot find any piercing line or fault plane striation to determine the horizontal component of the slip vector along the N30°E/75°W fault plane. We thus take into account the "morphological slip vector" dipping of 11.5° to the SSW, which was published in the previous morphotectonic analysis by Winter et al. (1993, Geophys. J. Int.). Total offsets then range from 3.8 to 4.5 meters, giving moment magnitudes between 7.2 to 7.6 according to classical empirical. Recurrence time intervals are included between 1,300 and 3,000 years. We can also validate a slip rate of ~2.5 mm/y for the Rumipamba-Pallatanga segment of the fault.

The next steps of the study will relate to

- continue the mapping of active segments to the north and the north-east, in order to complete the fault map and document the fault segmentation for seismic hazard assessment;
- increase the dataset of paleoseismic events and fault throws (new trenches, new datings), in order to constrain the fault slip-length profile and better understand the seismic cycle;
- take into account the environmental effects of the 1797 earthquake in order to calibrate the published macroseismic intensities in the epicentral area.

Keywords: Ecuador, Pallatanga fault, Morphotectonics, Paleoearthquake, Fault Slip rate, Seismic Hazard.

4.1.2 Introduction

The Pallatanga fault (PF)[1] is a NNE-SSW segment of the large deformation zone, sometimes referred as the Pujili Melange (PM) (Hughes and Pilatasig, 2002) which accomodates the relative dextral displacement between NAB and SAP (Winter et al., 1993; Ego et al., 1996a), with a rate of 6 ± 2 mm/a (e.g. compilation of GPS data in Egbue and Kellogg, 2010) (Figure 4. 1). The deformation pattern within this large deformation zone is still discussed. Ego et al. (1996a) develop a conceptual model where two major dextral faults -PF to the south and Rio Chingual-La Sofía fault to the north-bound a NS restraining bend (IAV) where compressive NS structures are described (see also Lavenu et al., 1995; Fiorini and Tibaldi, 2011 for a description of some of these compressional features).

Classic mapping of active structures in this region is made particularly difficult by the very recent and thick volcano-clastic deposits that are themselves even poorly described in terms of spatial extension and ages. The identification of neotectonic activity is usually based on geomorphic criteria, and most of the potential active faults identified by Alvarado (2009a) are basically supported by that kind of data. Both human occupations in Riobamba basin area and in the inhabited floodplain of the Guayas river prevented up to now a detailed mapping of the northward and southward continuations of the known PF along the Rio Pangor valley. This Rio Pangor section of the PF, cutting the Western Cordillera, is a large fault zone as long as 50 to 60 km (figure 4.2), for which a previous morphotectonic study in the Rumipamba area validated its Holocene right-lateral motion and proposed a mean slip rate of 2.9-4.6 mm/a with reference to regional morphoclimatic criteria (Winter et al., 1993). These same authors proposed that the fault is probably the source of one of the largest historical crustal earthquake in South-America, which epicenter is located close to the (current) Riobamba city (figure 4.2). This event occurred on February 4th- 1797, causing a heavy death toll of ~12,000 fatalities (Egred, 2000). Its equivalent moment magnitude has recently been assessed from macroseismic effects by Beauval et al. (2010) at 7.6.

[1] Abbreviations
PM: Pujili Melange
PF: Pallatanga fault
NAB: North-Andean Block
SAP: South-American Plate
IAV: Inter-Andean valley

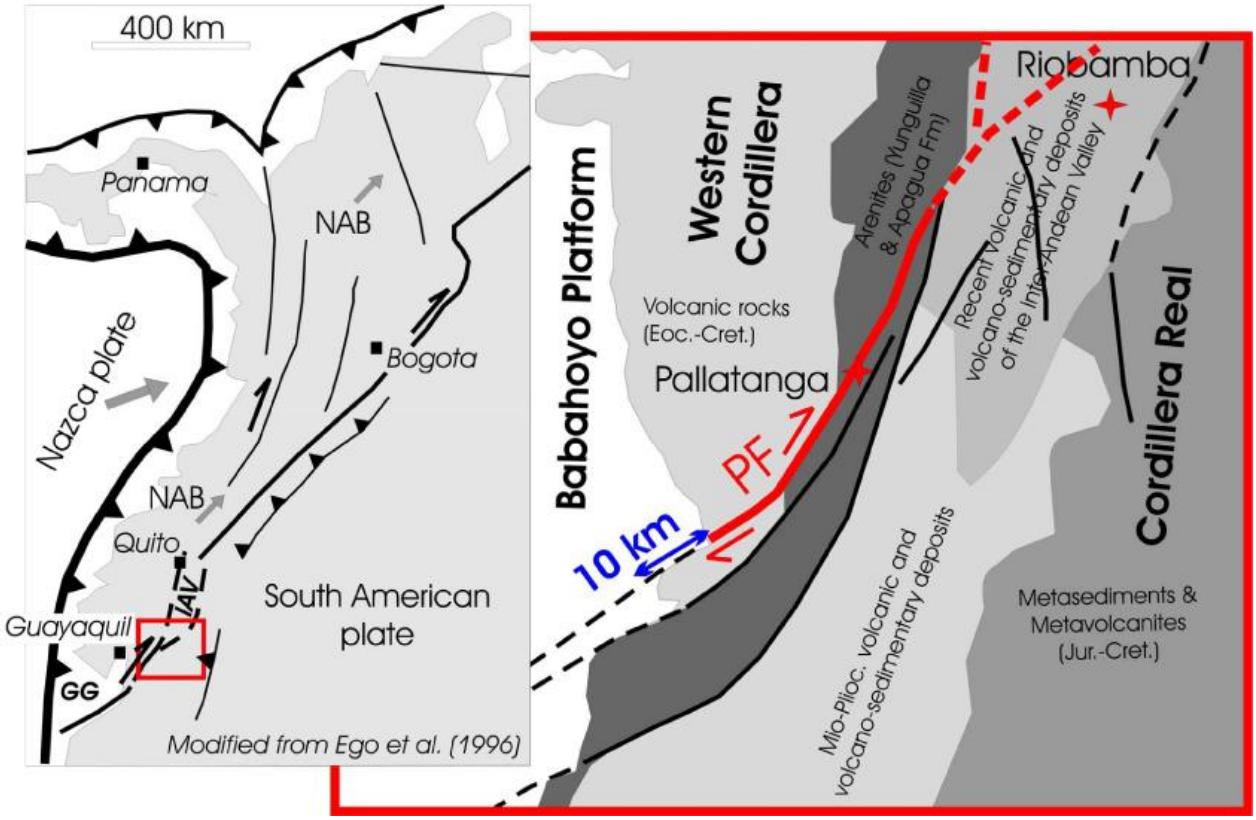


Figure 4.1: General map of the study area. Left-hand figure presents the geodynamic context of the Central Ecuador. The study area is located at the southern tip of a mega-deformation zone separating the North Andean Block (NAB) from the South American Plate (SAP). The NAB crustal block is moving towards the NE (grey arrow) with respect to the stable continent (SAP). According to some authors (e.g. a et al., 1996), this is due to the obliquity of the subduction of the Nazca Plate (relative displacement w.r.t. SAP: grey arrow) with respect to the trench strike. IAV: Inter-Andean Valley), GG: Guayaquil Gulf

To the right, a very simplified geological map focuses on the study area. It shows the main terranes, but also the offset of part of them when crossing the PF. The offset of the topographic boundary of the Andes (~10 km), between the Western Cordillera and the Babahoyo platform, gives a first-order estimation of the recent (Quaternary?) displacement along this segment.

The scope of the study is to assess the occurrence of potential large earthquakes on this peculiar and well defined segment during historical and pre-historical times and quantify their number, magnitudes and recurrence times. It is a first step of a larger study which aims at improving the seismotectonic model of the region and enhancing the seismic hazard assessment of this inhabited area (Riobamba city, 200,000 inhabitants). We support our interpretation on the survey of three trenches and on a detailed (though provisional) morphotectonic mapping campaign (Figure 4.2), together with mineralogical and dating results. The combination of these two techniques (trenching plus morphotectonics) is somewhat a classical and appropriate approach to achieve an integrated study of an active fault, in order to complete the time-space picture of the target especially in a first-step stage

(Burbank and Anderson, 2001; McCalpin, 2009). Examples combining the same are numerous all over the world, in both interplate (e.g. Grant and Sieh, 1993) and intraplate (e.g. Chardon et al., 2005) domains.

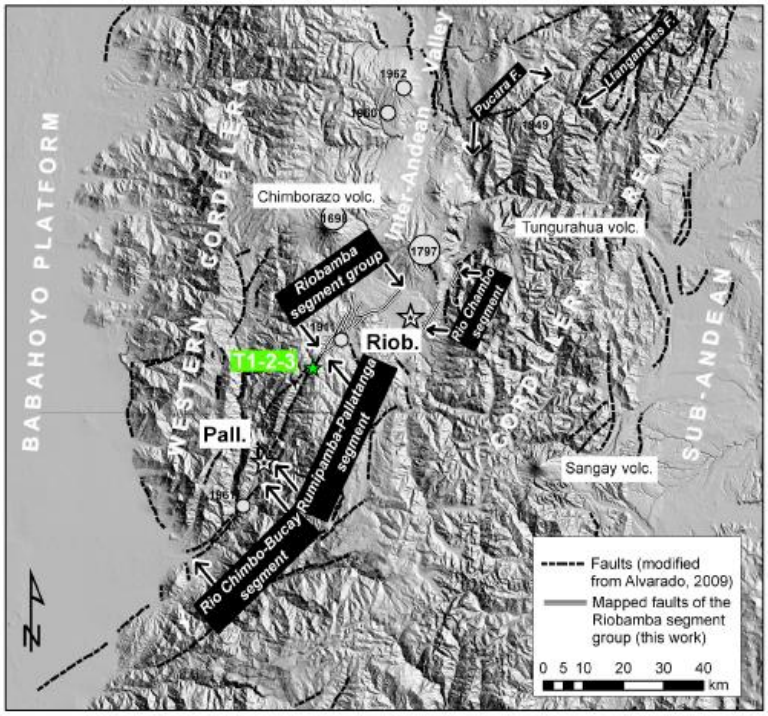


Figure 4.2 : Map of the proposed segmentation of the Pallatanga fault (PF) from the western boundary of the Andes massif to the southern termination of Inter-Andean Valley. Segmentation is based on cartographic discontinuities: the change from the Rio Chimbo-Bucay segment to the Rumipamba-Pallatanga segment is a left-step, whereas the path from this last to the Riobamba segment group corresponds to a split of the fault into several diverging segments.
DEM is from Souris (2001). Faults are from Alvarado (2009a), with slight modifications in the Riobamba basin. Historical epicentres are from Beauval et al. (2010). CV, SV and TV are the Chimborazo, Sangay and Tungurahua volcanoes, respectively.

4.1.3 Active tectonics and seismotectonics in Central Ecuador

The Andean mountain front of the Babahoyo platform, as well as the cartographic limits of the "arenites group of Yunguilla & Apagua Fm", shows several dextral offsets of large amplitudes (tens of km) at the emergence of faults related to the PM and NAB eastern boundary (Figure 4.1). The issue of the initiation of this offset is not solved. Witt et al. (2006), as well as other authors before them (see Winter et al., 1993 for a list) propose that the opening of the Guayaquil gulf started 1.8 Ma ago in relation with the dextral activation of a part of the PM and this period can be taken as a reference for calculating a rough long-term slip rate for the fault system controlling this basin opening. At a first order, the mountain front is thus displaced of ~10 km at the PF emergence, then a rate of 5-6 mm/a can be inferred. The recent mapping by Alvarado (2009a) gives an outline of a possible neotectonic scheme. In the Andean area, the potential active faults cross the Western Cordillera (Pallatanga fault), while one reduced part of deformation might concentrate along few NS faults. Then, most of the active segments exhibit a NE-SW direction (Pucará and Llanganates faults), cross the Cordillera Real and reach the Sub-Andine region. A part of the deformation might split into NS compressive structures that are mapped up to Quito, but this general scheme favours a NAB eastern boundary shifted to the Sub-Andine area in Northern Ecuador. Several studies provided slip rates for other segments of the PM: 7 ± 3 mm/a on the Chingual fault in northern Ecuador (Ego et al., 1996a); 8.5 to 11.4 mm/a in the same area close to the Colombian border (Tibaldi et al., 2007); 5.8 to 8 mm/a in the Guayaquil gulf (Dumont et al., 2005b). This range of values is in good agreement with the relative motion of the NAB with respect to the SAP inferred from GPS (Trenkamp et al., 2002), but they require that the totality of relative motion is accomodated on a single segment. In between these coastal and interandean sites, Winter et al. (1993) published lesser values for the Pallatanga fault (2.9-4.6 mm/a), suggesting that other segments are deforming around the Pallatanga fault area. In a recent study, Nocquet et al. (2009) conclude according to their GPS velocity field solution that the NAB is currently moving to the north-east (N35°E direction) at a rate of ~8 mm/a. In the

Few crustal events are recorded in the region and magnitudes are below 5 (Segovia, 2009).The seismological network configuration unfortunately prevents assigning current earthquakes to faults, e.g. clear alignments that could help in locating active segments. Finally, the most prominent features that up to now validate the current activity in the Pallatanga/Riobamba region are the morphological evidences published by Winter et al. (1993). The most significant earthquake during historical times

occurred on the 1797, 4th of February. Epicentral intensity reached the XI degree (Egred, 2000) and the "intensity magnitude" of the event was estimated between 7.5 and 7.9, equivalent to a moment magnitude of ~7.6 (Beauval et al., 2010). According to Egred (2000), the region of Riobamba was a flourishing major urban centre of Central Ecuador in that time and it suffered the most of the earthquake. The effects were so tremendous that it was agreed upon displacing the city from its original place (today village of La Union – Cajabamba) to its current place (city of Riobamba) in the large and flat area between the Igualata volcano and the Peltetec range. Not only ground shaking was destructive (Io=X) and almost all the buildings collapsed, but also secondary environmental effects were discouraging the maintaining of the settlement. The collapse of a part of the Cushca hill overhanging the western part of the city completely entombed this. It then caused a natural dam of the river and a lasting flooding of the plain. From our own observation (Figure 4.3), we can estimate that the deposition area of the coseismic landslide is as large as 500 x 500 m^2, with a thickness of 10 to 30 meters. Following the formulation of Cruden and Varnes (1996), the total volume can be estimated at 1 to 3.10^6 m^3. According to the Environmental Seismic Intensity Scale (ESI-2007) proposed by the INQUA (Michetti et al., 2005), this huge size of landslide is common within the X to XII isoseist perimeters. Similar combination of direct (shaking) and indirect (landslides, cracks, liquefaction) effects spread over large distances, approximately 200 km in North-South and 100 km in East-West (Figure 4.3). In the epicentral area, surface fissuring was intense according to historic testimonies and some of them related evidences that might match surface faulting (Egred, pers. comm.). Finally, the impact of the event was huge (25,000 casualties, including 12,000 deaths).

The PF may also have generated an event in 1911 (epicentre nearby Cajabamba, M=6.1) and another one in 1961 (epicentre nearby Pallatanga, M=6.3-6.5) (Beauval et al., 2010). Morphotectonics and historical seismicity clearly attest to the PF activity.

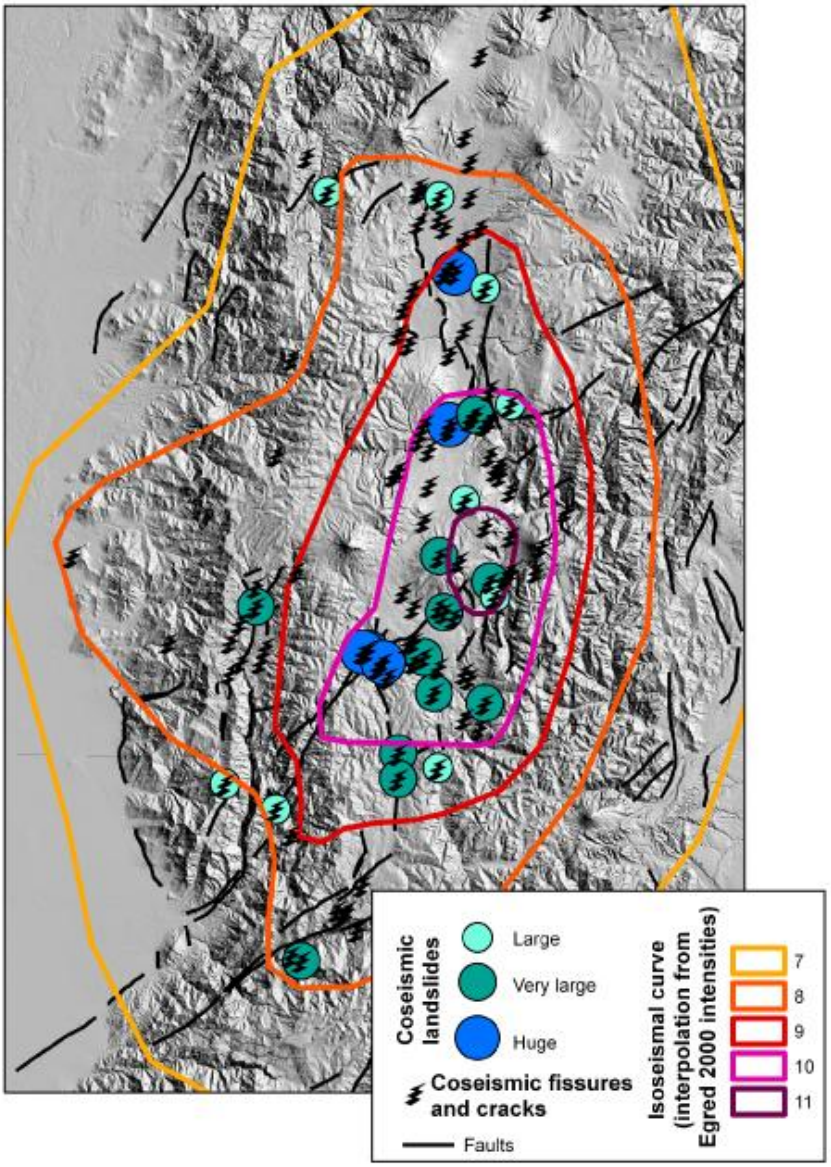


Figure 4.3: The 1797 Riobamba earthquake and its effects. Isoseismal curves are extrapolated from observed local intensities by Egred (2000). Environmental effects from the same bibliographic source are also presented: coseismic fissures and cracks, without any size distinction, and landslides with a three level size classification deduced from Egred (2000) literal description (no quantitative estimation).

4.1.4 Segmentation of the Pallatanga fault

The PF sensu stricto is constituted of 3 main segments (Figure 4.2). The northernmost segment of the fault is here defined as the Riobamba segment group (15 to 20 km long) and it has been evidenced during this study (Figure 4). It is composed of a set of active segments which split in the basin since the Rumipamba-Pallatanga segment. The latter runs along the río Pangor's valley (descending to the Babahoyo paltform), from the Rumipamba area south to the Pallatanga city (~30 km-long). There, a significant left step-over to the other segment (Rio Chimbo-Bucay segment, ~20 km-long) occurs. Southwest of the Rio Chimbo-Bucay segment, the continuation of the fault zone is not constrained in detail, but some authors suggest a structural link with the Guayaquil gulf faults (Winter et al., 1993; Dumont et al., 2005b).

4.1.4.1 The Rumipamba-Pallatanga segment

All over its length, this segment is well marked in morphology and it appears as a single trace. In the Rumipamba area, it runs parallel to the mountain front and the fault trace is visible over several kilometers, because of its mountain-facing scarp and because of the alignment of sagponds (Figures 4.4 and 4.5). On the basis of a detailed topographic survey, Winter et al. (1993) used morphological features as piercing points to measure the total component of cumulated fault activity (net slip vector), following the methodology of Peltzer et al. (1988). They indeed performed parallel-to-fault elevation profiles at various distance from the fault trace (from 20 m to 500 m). Then, they analyzed the "topographic signal" to correlate thalwegs and crest lines. This site was particularly suitable for this kind of work, because of the (almost) absence of secondary fault and the occurrence of numerous continuous and linear features close to the fault trace, and because of reduced lateral warping. Uncertainties on lateral throw measurement are not significant for our purpose.

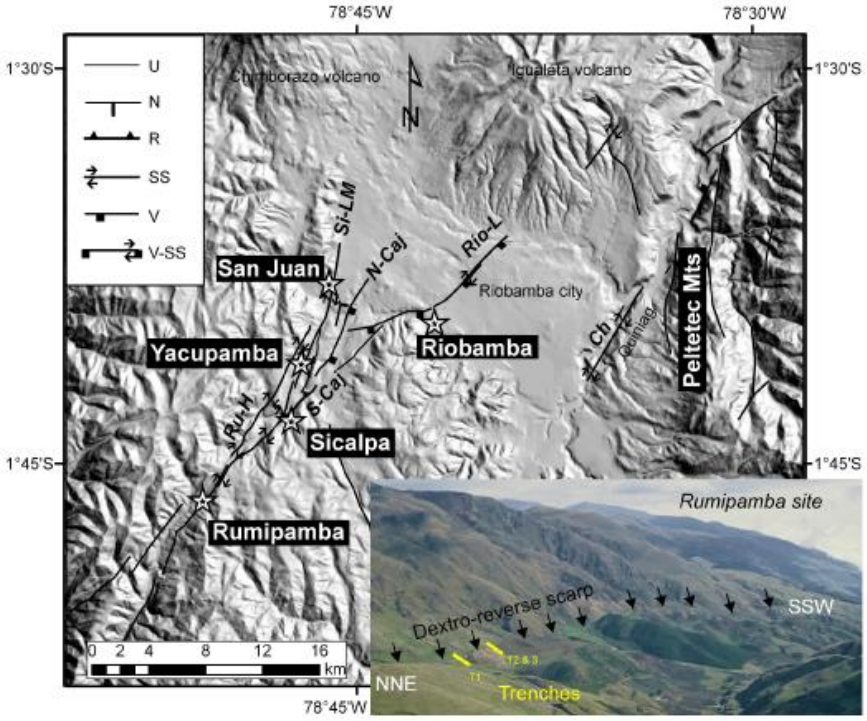


Figure 4.4 : Sketch map of the active segments recognized during the 2010 campaign, in the Riobamba basin. Most of the evidences come from a morphological signature of fault activity (see figure 6), but some are validated by outcrops (e.g. Rumipamba and Sicalpa, see figures 7 and 8). Sense of faulting; U: unknown; N: normal; R: reverse; SS: strike-slip; V: undifferentiated vertical displacement; V-SS, undifferentiated vertical displacement with a lateral component.

Right-bottom: Panoramic view of the active fault in the Rumipamba area (picture from Winter (1990)). The fault is clearly underlined by a counter-slope scarp that cuts the Rio Pangor eastern valley flank. Morphological features (e.g. crest lines) are thrown in a dextral sense, with a slight reverse component. The trenches were excavated in sagponds of the northern part of the segment.

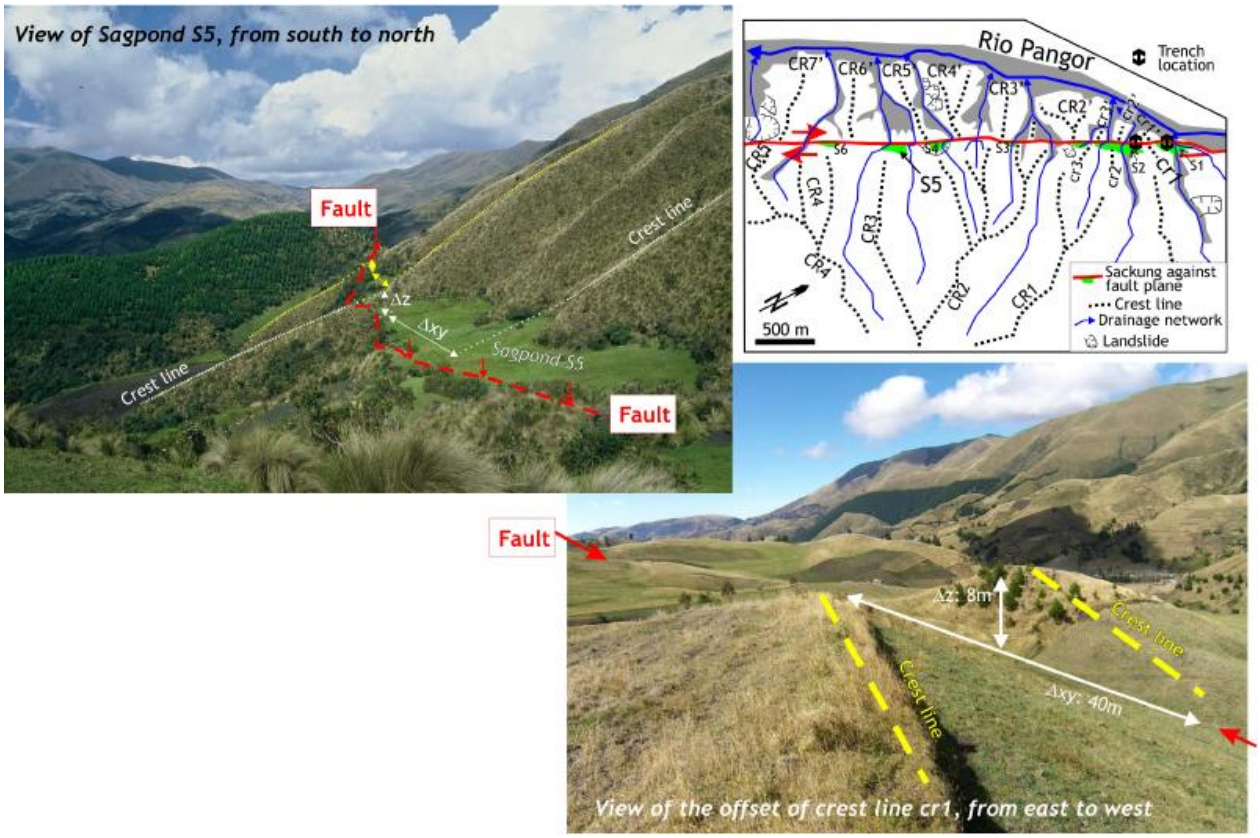


Figure 4.5: Morphological signature of the Rumipamba-Pallatanga segment of the PF, in the upstream part of the Rio Pangor (Rumipamba).
Right-top: Morphotectonic sketch map of the trench area. CR_i – CR_i'/cr_i – cr_i' are the major/minor corresponding crest lines offset by the fault; S_i are the sagpond depression created by the fault activity (modified from Winter et al. (1993)). Left-top: Picture illustrating the dextral and vertical offset of minor topographic features around the S5 sagpond (picture from Winter (1990)). Right-bottom: Picture illustrating the dextral and vertical offset of cr1 crest line, nearby the trenches. This site allowed Winter et al. (1993) determining the "morphological slip vector".

This survey in the río Pangor valley evidenced the fault plane characteristics (N40°E, 75°W). By measuring at increasing distance from the fault, they evidenced that the small scale to large scale morphological features exhibit increasing offsets and that they represent longer-term activity markers. As they correlated these erosional features with climatic events, they calculated correlative slip rates that range in the bracket 2.9-4.6 mm/a. The "near-field" displacement (representing short-term processes) was measured to be ~27 m for the dextral component and ~5 m for the reverse one (Figure 4.5), giving a mean slip vector dipping of 11.5° towards the south. This was suspected to represent the Holocene cumulated slip.

4.1.4.2 The Riobamba segment group

According to our new mapping campaign, the PF can be lengthen northward of Rumipamba in the Riobamba basin, and it seems dividing into a NNE-SSW group of segments (to the Chimborazo volcano, at least 15 km) and another NE-SW group of segments (to the Tungurahua volcano, at least 20 km) (Figure 4.4). In a probable prolongation of the Pallatanga-Rumipamba segment, the Rumipamba-Huacona segment (Ru-H) exhibits remarkable canyon dextral offsets of several hundred meters. This segment is relayed by the Sicalpa-Le Merced dextral segment with many dextral strike-slip evidences, like pressure ridges and canyon offset (Yacupamba site, Figure 6) or terrace riser displacement (San Juan site, Figure 4.6). Together with a change in strike (from N0°-25° to N25°-45°), the segments relaying the dextral strands to the east show a perceptible vertical component. The South-Cajabamba segment is most probably a reverse segment, as several sites along the Cajabamba-Sicalpa road reveal antithetic reverse displacement (see Figure 4.7, Sicalpa site S).The North-Cajabamba segment is pointed out as a vertical segment because no clear evidence of sense of displacement has been observed, except normal faulting at a few hundred meters behind. The Lican-Riobamba segment shows a probable large vertical component as revealed by the 100 m high scarp bordering the Riobamba outskirts (Figure 4.6). Despite a probable tectonic origin, this (cumulated) scarp might be partly inherited from pre-holocene tectonic history and it therefore could have controlled the facies distribution of the debris avalanche deposits that filled the Riobamba plateau, after the catastrophic Chimborazo collapse (~50,000 y ago) (Bernard et al., 2008).

This general pattern of faulting evokes a partioning of the dextro-reverse slip on the Rumipamba-Pallatanga segment into vertical (probably reverse) on the Lican-Riobamba segment and dextral on the western segments (Rumipamba-Huacona and Sicalpa-La Merced). The Chambo segment, that could transfer deformation to the Peltetec structures of the Cordillera Real, is not well constrained because of the prevailing gravitational processes in this steep slope area. We however observe a dominant dextral component from sigmoidal landforms in map view (Figure 4.6).

Figure 4.6: Panoramic overview of the morphological signature of several active fault segments of the Riobamba segment group and of the Rio Chambo segment, a possible candidate for an eastern active segment in the Cordillera Real. Location of sites in figure 4.4.

San Juan site: the dextral offset of two terrace risers and the current valley floor is used as a marker of the fault location.

Yacupamba site: the alignment of NS elongated crest lines in a quite plane area is suspected to evidence the strike-slip fault trace. The dextral sense is attested by the offset of an active canyon.

Riobamba site: in the heart of the basin, a potential fault segment continuation is located according to a high scarp at the outskirts of the Riobamba city. A vertical component is there suspected and a lateral one is also probable because of the dextral offset of a small canyon (to the NE of the picture, not shown).

Riobamba panorama from Peltetec mountains: the potentially active segment of Rio Chambo is here only inferred from a morphological lineament where several topographic features are dextrally bent (see the sketch on the right-hand).

4.1.5 Trench survey at Rumipamba

The three excavated trenches at Rumipamba (T1 in sagpond S1, T2 and T3 in sagpond S2, see Figure 4.5) and the road bank outcrop in Sicalpa (S) pointed out the fault segment activity. Indeed, each trench revealed that the fault strands are emerging from the "geological" fault affecting the "basement" rocks up to the surface and deforming the Holocene deposits. At Sicalpa, the fault comes up to the surface from Pleistocene deposits (Cangahua Fm, Clapperton and Vera, 1986) and the implication of the basement was not observed (Figure 4.7). The trench sites were selected in sag ponds because this environment is *a priori* prone to record fine sedimentation with coarser intercalations deposited during floods, and then to preserve bedding planes and their deformation. We performed locator trenches, perpendicular to the fault, which effectively cut the fault strands. A parallel trench was dug in the T2-T3 area and, unfortunately, did not expose any channel structure that could be used as a piercing line potentially indicating right-lateral displacement. The quantitative results of Winter et al. (1993) were then of first interest for our paleoseismological investigations and we used their morphological "slip vector" to address the earthquake history and slip rate as described in the following. In the following trench analysis, the western block is the hangingwall block, and the eastern block the footwall block.

4.1.5.1 Sedimentological and stratigraphic description of the Rumipamba trenches

<u>Sedimentary record</u>

Recent formations in the trench are dominantly black organic soils, so-called andisols following the Soil Survey Staff (1999). These are characteristic of the Andean high-altitude grassland ecosystem (páramo). In central Ecuador, these soils develop on various basements (Buytaert et al., 2005), like Tertiary volcanoclastic rocks or regolithes, though more frequently on Holocene ash-fall deposits like in the study area. This is validated by our grain-size distribution (homogenous clayey silts) and by our mineralogical analyses with the occurrence of amphibole, diopside and labradorite. The presence of wedellite - an organic mineral - is consistent with the marsh and sagpond environment of formation (Griffin et al., 1984). Five samples in T1 reveal that the excavated andisol sediments contain 4 to 8% of organic carbon. In addition, the trenches shows the occurrence at different stratigraphic levels of several thin and light ash-fall layers that outstandingly underline the paleo-ground profile (Figures 4.7 and 4.8). Black soils of the Sicalpa outcrop are assumed to reflect the same pedo-sedimentological context.

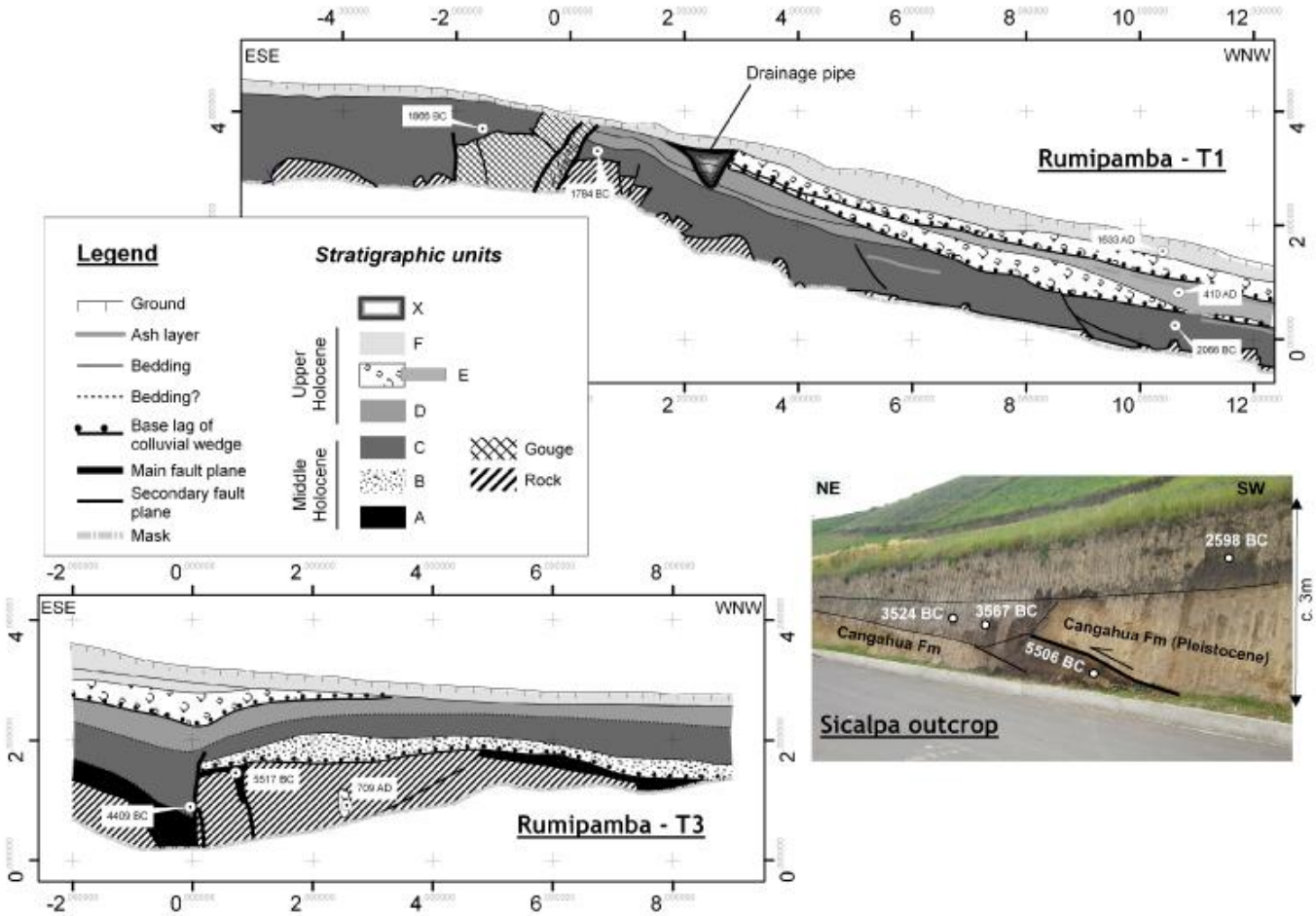


Figure 4.7: Geological interpretation sections of the trenches T1 and T3 (Rumipamba) and interpreted picture of the Sicalpa roadbank outcrop. Correlations between sections are proposed according to sediment facies and ^{14}C datings.

Volcanic material very probably comes from close active volcanoes, like the Tungurahua (55 km to the NE), the Sangay (62 km to the ESE) and the Chimborazo (35 km to the north) (Figure 4.2). They all underwent a periodic Holocene activity (Hall et al., 1999; Monzier et al., 1999; Barba et al., 2008). Inside the black andisol layers, several "clastic layers" are interbedded. These contain oxidized material mixed with a blackish organic matrix, including scattered elements (grain size from coarse sand to gravel) of basement fragments and bioturbation remnants. The oxidized fraction leads to a reddish appearance (see Figure 4.8) to these beds. Other interbeds (T1) are only distinguishable from "normal" sedimentation layers (andisol) by basal lags with bedrock gravels/pebbles. These "clastic" interbeds are 10 to 50 cm thick and are intimately related to the bedrock outcrops in the fault zones. We infer that they are directly the result of the erosion of contiguous basement or related regolith, outcropping during episodic events. These stratigraphic markers are hence considered as colluvial-wedges derived from basement scarp due to surface faulting (e.g. McCalpin 2009).

4.1.5.2 Stratigraphic and chronological interpretation

Radiocarbons dating of 21 samples were carried out using the Accelerator Mass Spectrometry of the LMC14 laboratory in Gif-sur-Yvette/Saclay (France). The samples were gathered in order to cover as much as possible the stratigraphy of the three excavated trenches in Rumipamba. Four samples were also taken at Sicalpa, 15 km away to the NE (figures 4.4 and 4.7). Age values range over 8000 thousand years, between cal 6650 BC and 1633 AD and the sedimentary sequence in Rumipamba thus cover the whole period including Middle and Late Holocene. According to Niemann et al. (2009), who studied a complete record in lacustrine series in the Southern Ecuadorian Andes, the Middle Holocene (cal 7000 to 1500 yr. BC) corresponds to the Holocene optimum (warmer than today), with an increase in humidity and rainfall at cal 4000 yr. BC. The Late Holocene (cal. 1500 yr. BC to Present) –i.e. the current period- shows cooler and drier conditions.

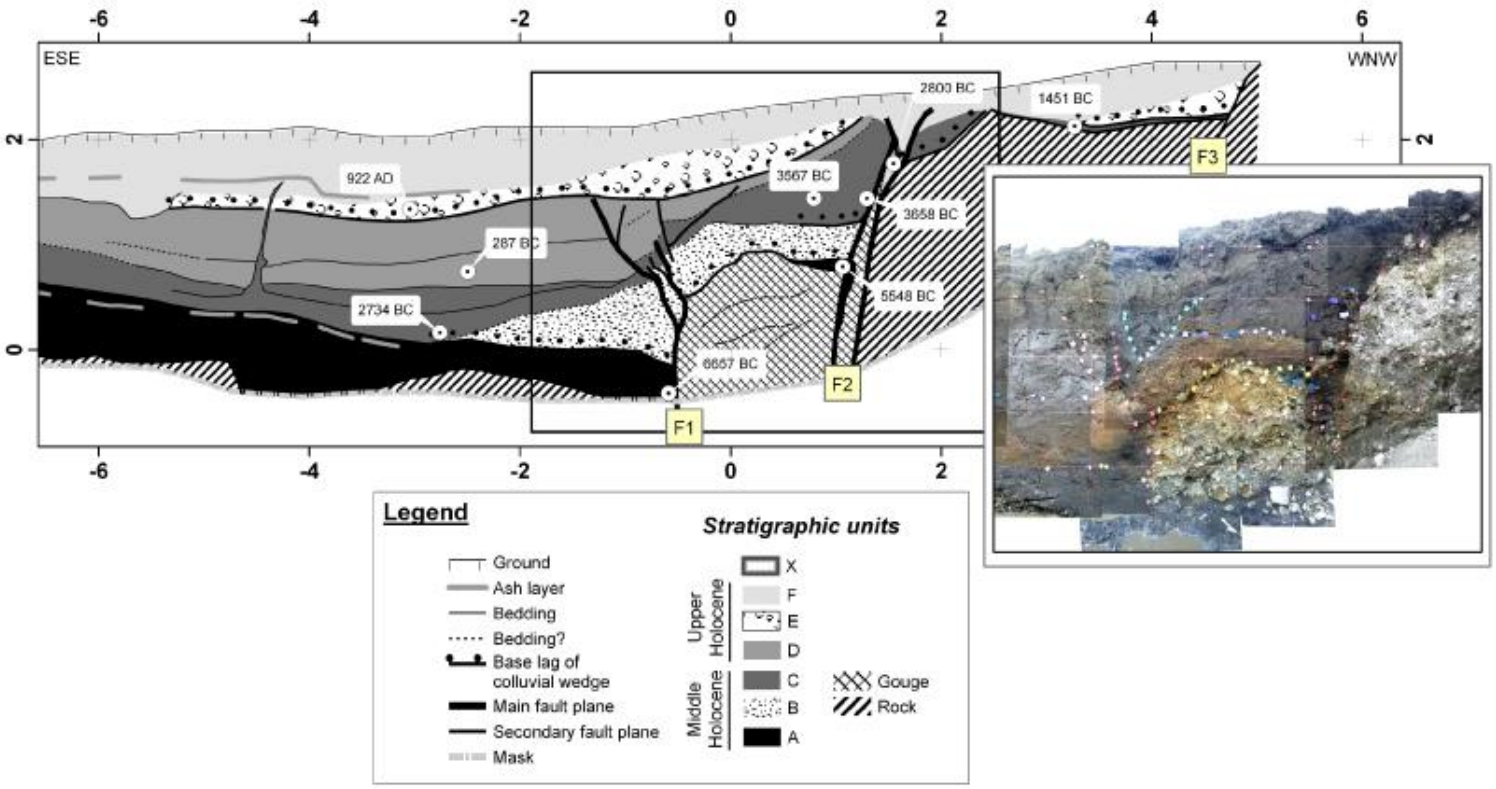


Figure 4.8: Geological interpretation of the trench T2 excavated at the Rumipamba site. Stratigraphic reconstruction is proposed based on lithological and ^{14}C datings correlation. This section was used to propose a paleoearthquake scenario for the Rumipamba segment.

According to lithological and chronological (^{14}C datings) information, the stratigraphic column can be summarized as following, from bottom to top:

- "A" is a group of organic clayey silts (andisol). Available ^{14}C datings of these sediments are included between cal 6500 to 5500 BC (trenches 2 and 3, Sicalpa). They are overlying the volcanic and volcano-clastic basement (Tertiary).
- "B" is an outstanding reddish clastic horizon lying unconformably above older series, interpreted as a colluvial wedge. In T2, it lays at the footwall of the main fault zone and is quickly pinched out (50 to 0 cm). In T3, it is a quite continuous bed lying above basement on the hanging wall block. No datings are directly available and the age bracket is between layer "A" (cal. 5500 BC) and layer "C" (cal. 3700 BC). Quote that this layer deposition may have started during the climatic change which occurred in the Andes during the Middle Holocene (4000 yr BC). However, we infer that it has a direct relation with a major surface-faulting event.
- "C" is an organic clayey silt layer (Middle Holocene), which can locally contain sharp fragments of basement (size of gravel to pebble) against the fault zone (T2). Calibrated ages are included in the bracket 3700-3500 BC for a first package in sites T2 and S, and between 2800-1500 BC for a second one in T1, T2 and S.
- "D" is a younger (Late Holocene) black and organic soil layer that is well developed in T2 (cal 300 yr BC) with a basal horizon with scattered clasts. In T1, "D" includes two probable distinct levels with scattered basement fragments in their base. This clastic layer may be related to one (or several?) surface faulting event(s).
- "E" is an unconformable clastic layer found in all the sites. Only one dating is available in T2 (900 AD). In T1, this layer seems to be duplicated in 2 reddish clastic horizons, including a 410 AD y old soil layer. In T2 and T3, it fossilizes the fault strands. It is interpreted to be associated with a late seismic event with surface rupture, but it has also clearly been displaced by a later event (see offset along F3 in T2).
- "F" is the youngest soil horizon. It lies with a slight unconformity above older sediments. In T1, it has been eroded at the emergence of the fault zone. In T2, it is trapped inside the open fissure along F2.

4.1.5.3 Deformation of Holocene sediments and paleoseismological interpretation

Description of deformation features

The three trenches and the road bank outcrop at Sicalpa all show surface faulting in Holocene sediments. The fault zones show different patterns. They include:

- In trench 1, several strands with an apparent reverse component are organized as a positive flower structure (width: 3 meters), that lead the basement to surface and erosion. Beneath the west-verging fault strand, several "colluvial layers" develop along the slope. The total vertical offset of the Holocene base is ~1.5 for "C" layer sediments and it was created during the last ~2,500 years (the age of the first layer symptomatic of earthquake in that trench). In the lower part of the trench, sediment pile is also deformed by listric and probably gravitational faults (layer "C").
- In trench 2, the main fault zone is 3 meters wide and constituted of 3 strands. A "reverse" strand (the easternmost) with several splays is represented by slip planes, exhibiting a clear upward termination beneath the "E" layer. The "central" strand (with apparent normal throw) is perhaps the most significant in the sense of deformation intensity, with tectonic lenses or collapse features involving andisol sediments, breccia of volcanic basement, shear planes, etc. At the NW side, a third "normal" strand has been recognized and we suspect that it affects the "E" and even "F" layers. As for T1, the basement was recurrently outcropped during fault activity. The total vertical offset of the Holocene base ("A" layer) reaches 3 meters (assuming that "A" was deposited then eroded on the westernmost block of the trench). This vertical offset was created during the last 6,500 years (the age of the first evidence of paleo-earthquake).
- In trench 3, the main fault plane is vertical. It cuts "A" and "B" horizons and seems absorbed within black soils suspected to belong to the "C" and "D" horizons. A subsidiary fault plane has been pointed out at almost 1 meter to the NW. This last plane clearly deforms and drags along the upper part of "A" layer and it is sealed by the "B" layer. The fault zone clearly never reached the free surface after the "C"-"D" deposition, and paleoearthquakes have not been recorded by specific colluvial wedges. The potential stratigraphic record of very recent tectonic activity is here the thickening of upper layers ("F" and "E") above the fault footwall. In addition, we quote a finger-shape feature in the basement of T3, containing andisol of "E" layer.

- At Sicalpa, the road bank section shows an outstanding flat fault with an apparent reverse component (dip: 20°) where Pleistocene Cangahua tuff overthrusts the Holocene black soil. It is not clear whether or not the observed Holocene fault plane is linked to a basement structure. With respect to its location, it may be interpreted as an antithetic fault of the main structure (reverse South-Cajabamba segment).

An interesting result is the age vs depth graph (Figure 4.9). The samples that were extracted out of the fault zones fit well with a polynomial age/depth curve, while the other samples spread outside. The first population is referred to as a "normal sedimentation" group. This group represents a "recurrent and regular" accumulation along the mountain slopes of volcanic ashes that are progressively pedogenetized. The other population of samples represents either the fault zone (behaving as an uplifted positive flower structure) or some singular features like fault-related fissures.

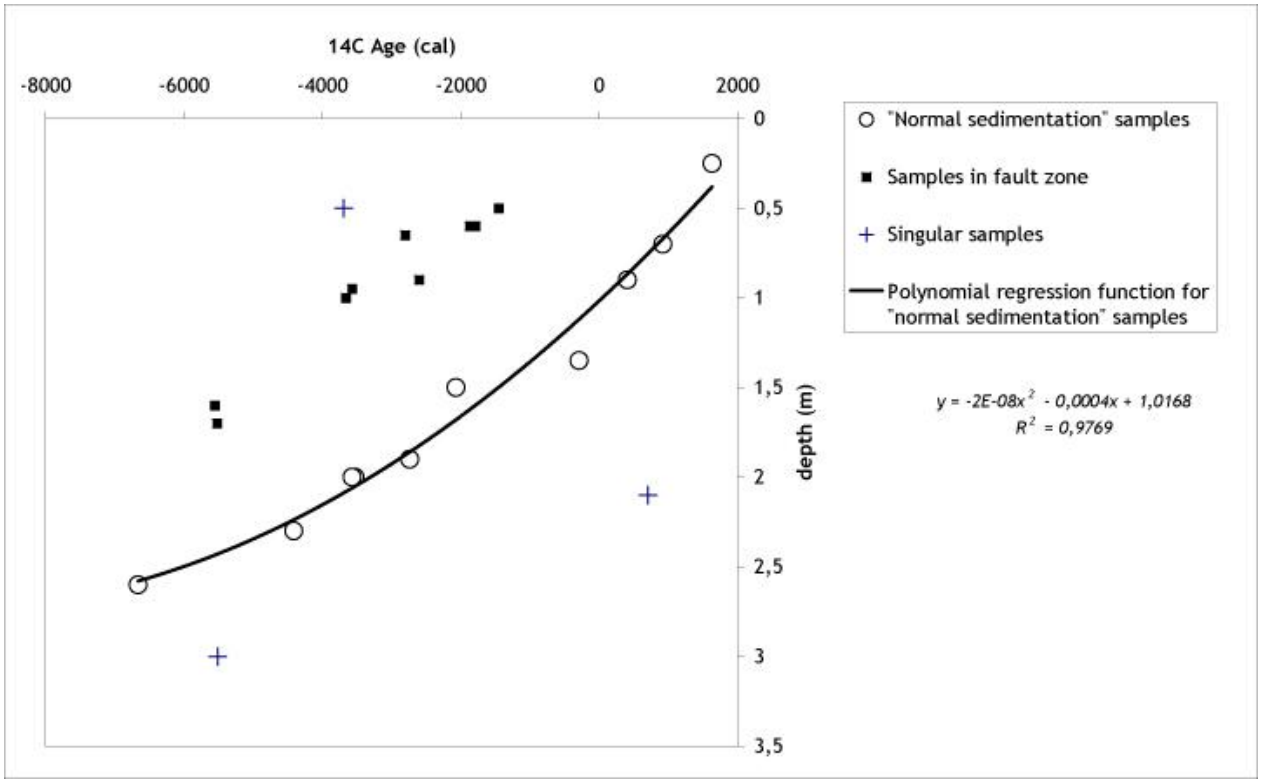


Figure 4.9: Depth vs Age graph of the dating samples excavated from the 3 trenches and the outcrop of Sicalpa. It illustrates the polynomial law that fits the samples from outside the fault zone ("normal sedimentation"). Fault zone samples were extracted in various structural position (uplifted block, fissures or cracks, fault gouge), so that a regression function should not be appropriate to describe the depth-age relation. Some samples are refered as "singular samples" when they were located in "anomalous" stratigraphic position.

4.1.5.4 Retrodeformation of trench 2 and attempt of earthquake calendar

Geometrical retrodeforming to assess total offsets is a difficult task in strike-slip fault context. This especially true in our case because of the lack of direct observation of the slip vector. Stratigraphy and deformation of sediments provide nonetheless the best evidence for determining the number, magnitude and age of paleoearthquakes, one of the crucial steps in seismic hazard studies. This effort is then performed on the basis of T2 section where the stratigraphic series is more complete ("A" to "F" layers), datings are available and some units can be correlated from one side of the fault to the other. In T1 and T3, the fault strands are obvious but correlations are difficult. In T2, the fault splits into 3 strands propagating from the basement fault gouge up to the Holocene deposits and even the ground surface. The fault zone throws downward the eastern block by about 3 m. Intercorrelation between T1, T2, T3 and S based on stratigraphic and chronological controls served this discussion.

The section is basically simplified for retrodeformation purpose (Figure 10). We try to restore the initial continuity of stratigraphic layers by subtracting step-by-step the vertical offsets along each fault strand. This work assumes the following:

- Strata are horizontal in the trench vicinities. This hypothesis is not regionally true but it is fully reliable at the scale of observation, because sedimentary units are primary ash falls from remote volcanoes and uniformly deposited along gentle slopes (less than 5%).
- The rake of slip events is given by the morphological slip vector determined by Winter et al. (1993). According to morphological observations, we excavated along the main strike-slip fault trace, not a relays or a restraining/releasing bend.
- We reasonably postulate that rake remains constant in time and space.

Figure 4.10 gives our preferred solution for retrodeformation of trench 2. Results are reported in Table 4.1. Even if we are confident in the reliability of our approach, we additionally provide the magnitude "catalogue" for a pure vertical scenario in order to give minimal values of paleomagnitudes. We also consider several sources of uncertainty, like the measurement accuracy or the potential rake variability (then proposing bracket values for 5° and 30° pitch values) (Table 4.1). As we only have one site of paleorupture observations, we do not have any idea of the statistical representativity of the measured offsets, so we chose to calculate the associated magnitudes with the two available relations (average and maximum displacements) in Wells and Coppersmith (1994).

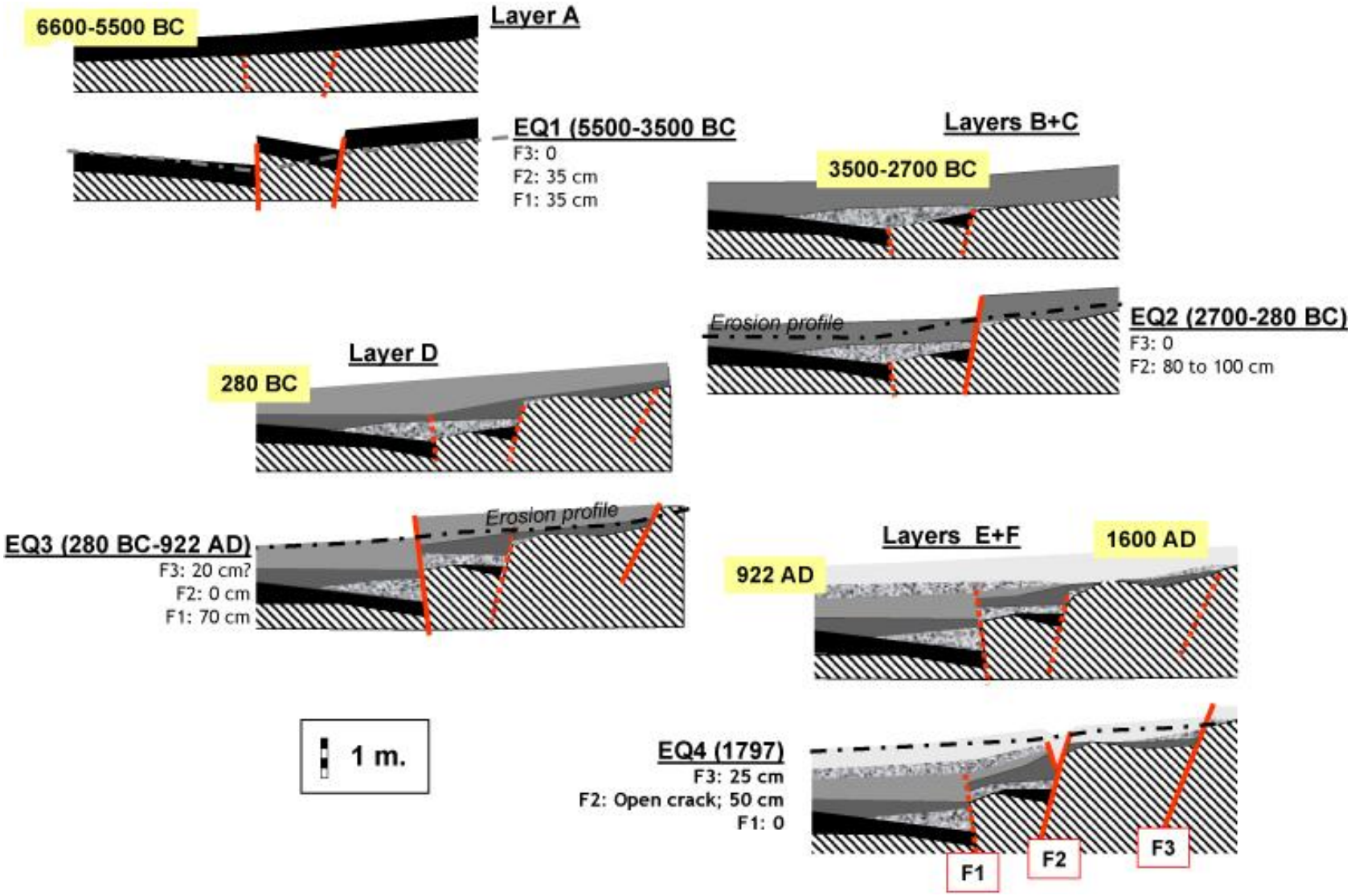


Figure 4.10: Sketch reconstruction of the history of the trench T2 section, used as a tool to assess the vertical offsets associated with the inferred earthquakes.

4.1.6 Discussion about the paleoseismic history of the Rumipamba-Pallatanga segment

By performing a retrodeformation of the trench, we infer (at least) 4 strong paleoearthquakes with individual vertical throws from 0.70 m up to 0.90 m (table 4.1). Assuming a slip vector dipping of 11.5° (Winter et al., 1993), the total mean throws are between 3.8 to 4.5 m, which provides magnitudes from 7.2 to 7.6, depending on the Wells and Coppersmith (1994) relation used. Variability of possible magnitude extends from 7 to 8, depending on how much the vertical offset contributes to the total displacement. To generate such earthquakes, the empirical relations from the same reference suggest that the fault rupture can be as long as 70 to 130 km, meaning that the inferred ruptures extended all along the 3 known segments of the PF and also probably reached the outskirts of current city of Riobamba on the western rim of the IAV. For the first time in Ecuador, paleoseismic investigations hence prove the occurrence of (at least) 4 strong events which shook the Riobamba region during the Holocene. We probably found the trace in sediments of the Riobamba event (1797) (event 4) and then confirm that it has been generated by the Pallatanga fault. Magnitudes inferred from geological signal are in agreement with the independent estimation of the Riobamba earthquake by Beauval *et al.* (2010). Recurrence times of these events seem variable (1,000 to 3,500 years) with a mean value around 1,500 years. With the few available data, one can claim that the fault segment is rather characterized by constant coseismic displacement per event (vertical component 70-90 cm) at the studied site, i.e. the fault behaves according to a uniform slip model. However, to be more conclusive, we have to get more data along length of the fault.

The trench survey and its interpretation are soiled by uncertainties. One of the major limitations to the proposed scenario basically comes from the nature of the sedimentary record itself. The absence of any lamination and the massive pattern of deposits prevent - except few rare cases - the identification of small offsets, fault plane propagation, upward termination, and other specific useful marker. The earthquake occurrence has been inferred from a specific sedimentary signature that is, in this case, a change in grain nature and size. One can also estimate that small displacement (below 5 cm and perhaps below 10 cm) can hardly be detected. Then considering that the fault kinematics is dextral (with a constant slip vector as published by Winter et al., 1993), the paleoearthquake detection threshold in our trenches can be estimated at Mw=6.3-6.5. It

arises from this analysis the issue of a default of representation of event number, which is a crucial point in seismic hazard assessment (Mc Calpin, 2009).

N° event	Approx. date (cal yr.)	Vertical offset (cm)			Total offset (cm)			**Mw** Mw=f(AD) *Mw=f(MD)*			**SRL (km)** SRL=f(AD) *SRL=f(MD)*		
		Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max
4	> +1,600 (1797?)	65	75	85	130	376	975	7.14 *6.9*	7.55 *7.26*	7.92 *7.58*	56.8 *36.6*	113.2 *72.1*	210.3 *132.7*
3	~+300 ± 600	80	90	100	160	451	1147	7.22 *6.97*	7.62 *7.32*	7.98 *7.64*	65.0 *41.8*	127.5 *81*	233.8 *147.3*
2	~ -1,500 ± 1,200	80	90	100	160	451	1147	7.22 *6.97*	7.62 *7.32*	7.98 *7.64*	65.0 *41.8*	127.5 *81*	233.8 *147.3*
1	~ -4,500-± 1,000	60	70	80	120	351	918	7.11 *6.87*	7.53 *7.24*	7.90 *7.56*	53.9 *34.7*	108.3 *69*	202.2 *127.7*

Table 4.1: Synthetic table of the earthquake history along the Rumipamba-Pallatanga segment. Mean vertical throw is the observed data, to which we assign 10 cm of probable measurement error (Min and Max. Mean total throw is then calculated from mean vertical throw and morphological slip vector (11.5°S), according to Winter et al. (1993). We also consider extreme values of 5° and 30° for the slip vector, to account for possible variation in earthquake mechanism, leading to Min and Max values of Mw. Mw is calculated with the "Average Displacement" (AD) and "Maximum Displacement" (MD) relations of Wells and Coppersmith (1994), for strike-slip faults. SRL is the predicted surface rupture length according to Wells and Coppersmith (1994) regression (AD and MD, for strike-slip faults).

Retrodeformation of T2 can also lead to an additional paleoearthquake because of (weak) arguments (e.g. unconformity between "E" and "F" in fault zone). Moreover, the event 2, which is recorded in T2 and also in T1, is there associated with 2 successive and discordant colluvial wedges. If we assume this is not partly due to non-tectonic processes (climate degradation for ex.), then appears the issue of possible under-representation of earthquake number in T2 (and correlative overestimation of magnitude). In addition, the 3 trenches revealed variable tectono-sedimentary signals. These nuances weaken the above conclusions dealing with magnitudes of paleoearthquakes and hazard assessment for the PF, and we clearly need additional investigations to strengthen the results.

Finally, our results of magnitude estimation have to be carefully considered. The relation between "displacement" and "magnitude" was used to assess the event magnitude; while we have no control on the statistical representatively of our site (no other similar data from trenches are available for the PF). As suggested by our mapping (Figure 4), the site of trenching is probably located at 2 km from the segment tip. This relative location

nonetheless precludes any conclusion regarding the status of the measured offset. Even if the overall shape of slip-length profiles is roughly triangular and asymmetric in many cases (Manighetti et al., 2005), there is a large variability (even at the first order) of this pattern. The historical examples clearly show a large and rapid variability of slip, whatever is the mechanism or the magnitude (e.g. Barka et al., 2002; Lee et al., 2003). For instance, during the Landers event (M7.3; 1992), the amount of slip gently decreased from the Maximum Displacement point towards the rupture tips (Sieh et al., 1993), whereas during the Denali event (M7.9, 2002), abrupt decreases were observed at each tip of the segment rupture (Eberhart-Phillips et al., 2003). So, this aspect has clearly to be validated and new trenching sites must be found out to increase the slip vs rupture length dataset.

We are thus aware that our "paleoseismic approach" contains a significant amount of uncertainty. To address the issue of seismic hazard, we can also follow a slip rate approach. Our results based on radiometric datings outstandingly validate the rate published by Winter et al. (1993). Trenches show vertical displacement between 2.85 and 3.65 meters of recent soils (cf Table 4.1) -i.e. between 14.3 and 18.3 meters, following the hypothesis of a 11.5° slip vector- which have been produced during the last 6,500 ± 1,000 years (the oldest evidence of earthquake is dated by 4,500 y BC in T2). This leads to a mean slip rate of ~2.5 mm/a. Accordingly, if we assume a total fault surface of 100x20 km² (only 70 km have been mapped up to now), we can basically calculate the recurrence time of a Mw=7 or Mw=7.5 earthquakes. This is obtained by dividing the seismic moment of this assumed earthquake by the total fault moment (product of its slip rate and its surface area), following the "maximum magnitude model" as described by Wesnousky (1986). Such a calculation gives recurrence times of 200 and 1,100 years, respectively.

The total displacement rate of the North-Andean Block with respect to South America ranges between 6 and 8 mm/a according to the reference (Trenkamp et al., 2002; Nocquet et al, 2009; Egbue et al., 2010). Nocquet (pers. comm.) calculated a dense field velocity in the Equatorian Andes and the velocity vectors of 4 stations (see figure 4.2, TORR, TOTO, MIGU and ZAGR) can be used to assess the current (horizontal) slip rate of the PF. This calculation assumes that the fault is vertical and that its strike is N26°E. For the 2 couples (TORR/TOTO and MIGU/ZAGR), the parallel-to-strike component of slip rate is close to 4 mm/a. This geodetic value can be compared with our geological value (despite the slight dip angle of the slip vector attached to this slip value). It is significantly higher than our

finding, and we here formulate some comments. First, this difference does not necessarily mean a contradiction. Geological and geodetical slip rates may be different in a given region, even in plate boundary areas where tectonic loading is constant since several million years. Tectonic loading may not be equally distributed within a fault system during a reduced time span (below seismic cycle duration), because of transient phenomena (e.g. clustered earthquakes, postseismic strain accumulation) (see for example Oskin et al., 2007).

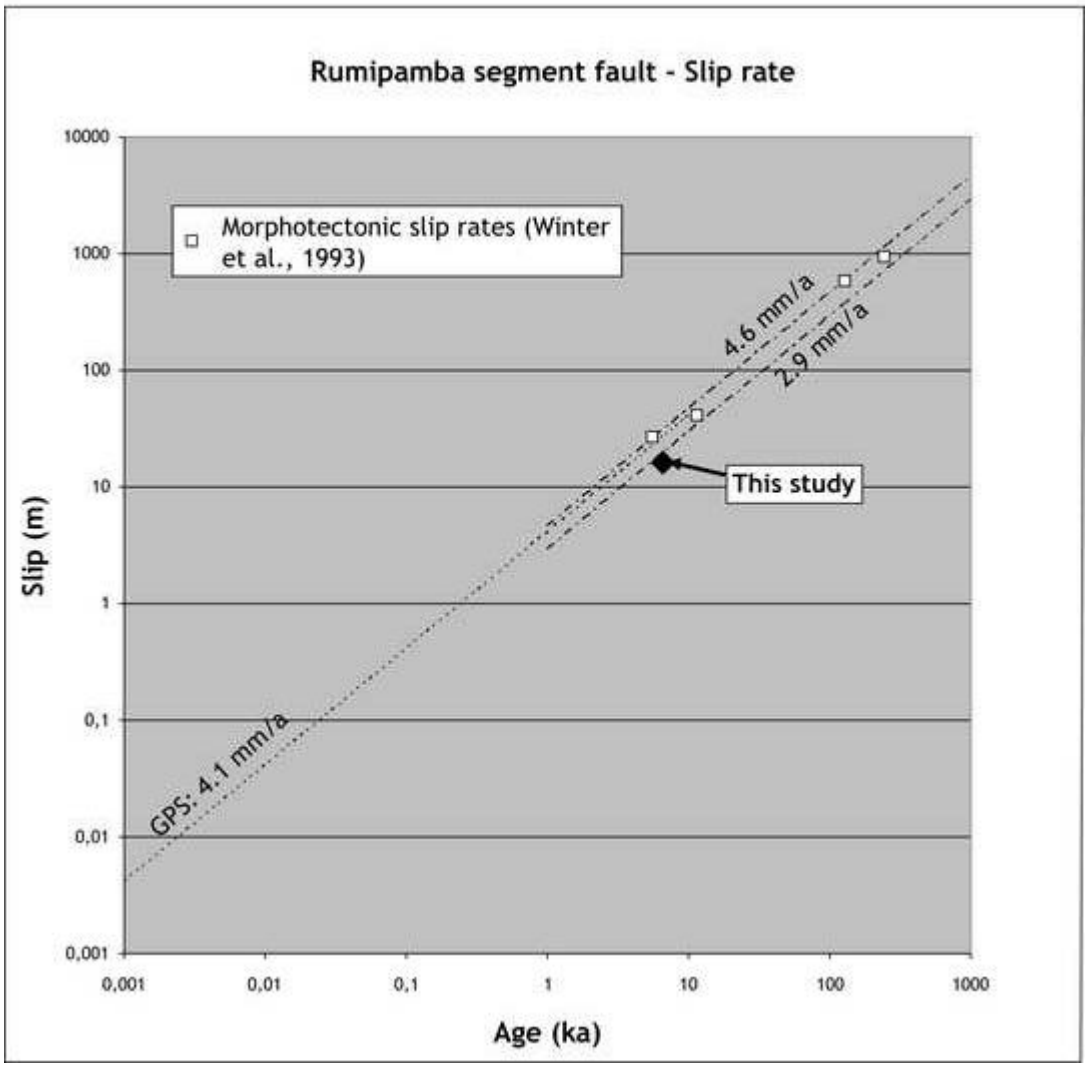


Figure 4.11: Graph illustrating the various estimation of slip rates in the area of the Rumipamba segment of the Pallatanga fault. GPS value (dashed line) (Nocquet, personal communication) is extrapolated to longer-term time periods; white squares refer to the values from the morphological survey by Winter et al. (1993); black diamond refers to this work (according to measured vertical offsets in trench and ^{14}C datings).

Geodetic and geologic rates thus represent different durations in the seismic cycle history and the former may not be as steady as the latter. Moreover, it must be stressed that the 'GPS value' here integrates a large volume of crust that either encompass other

active faults not found yet, or accommodate strain in a distributed pattern. Regarding the first alternative, Alvarado (2009a) shows for that matter a possible active fault system, running N-S through the Western Cordillera (see figure 4.2). This discussion cannot end without mentioning that the "GPS value" is outstandingly in the range of the values published in the morphological study by Winter et al. (1993). According to this study, the "Holocene" value (about 4 mm/yr.) is significantly higher than the "Holocene" value from our geological approach (2.5 mm/yr.) that includes absolute dating. We then provisionally formulate the hypothesis that the offset morphologic features (at increasing distance from the fault) were inappropriately associated by these authors with climatic events, which actually are older than they postulated: for example, the cr1 crest line displaced of 27 m (figure 4.4) may have been shaped during a Late Glacial ice advance (~10 ka) instead of during the Holocene.

A subsequent mapping campaign allowed tracking the fault trace towards the north, in the Riobamba basin. The fault trace can be followed according to typical morphological features associated with strike-slip displacements, like stream offsets, pressure ridges, sag ponds. What we know from this is that deformation probably propagates both to the north (along the western edge of the Inter-Andean valley) and to the north-east (towards the eastern rim of the Cordillera Real). This last segment could be the structural link between the Pallatanga fault (to the south) and the Pucara and Llanganates faults (to the north) which are candidates to be the source of the Pelileo destructive earthquake (1949) (Beauval et al., 2010). This propagation of deformation to the north drastically increases the seismic risk for Riobamba city, because rupture segments probably run all along the outskirts of the vulnerable big city of Riobamba.

4.1.7 Conclusion

The Pallatanga fault (PF) is a segment of the deformation zones that accommodates the relative displacement between the South America Plate and the North Andean Crustal Block. Starting from a previous detailed morphological study (Winter et al., 1993), the study focused on the stratigraphic and sedimentological record of the fault activity in the locality of Rumipamba. According to the trench survey and ^{14}C datings, we evidenced for the last 6,500 years the occurrence of (at least) 4 large-magnitude events (M≥7) for the first time in Ecuador. Moreover, we probably found out the surface trace of the last historical

earthquake and confirmed the source that shook and destroyed the nearby city of Riobamba in 1797 (M~7.6, Beauval et al., 2010). The mean recurrence time of the prehistorical and historical earthquakes is estimated at ~1,500 years. Finally, the inferred Holocene slip rate (~2.5 mm/yr.) is slightly lower than the longer-term slip rates estimated by Winter et al. (1993) on the basis of morphological evidences. Anyway, this rate is too low regarding the relative displacement rate of NAB/SAP determined from GPS data (Nocquet et al, 2009). These results emphasize the issue of seismic hazard for the inhabited basin of Riobamba. Additional studies are needed to

- continue the mapping of active segments to the north and the north-east, in order to complete the fault map and characterize the Megashear segmentation
- increase the dataset of paleoseismic events and fault throws (new trenches, new datings), in order to constrain the fault slip-length profile and to better understand the seismic cycle;
- take into account the environmental effects of the 1797 earthquake in order to calibrate the published macroseismic intensities in the epicentral area.

Acknowledgments

This research was funded by the French Agency for Research (ANR) within the “Andes Du Nord 2007” project (ADN ANR-07-BLAN-0143).
The authors give special thanks to the Indian communities of Rumipamba and neighboring villages, for their warm welcome and “technical” contribution to logistics and trench cleaning. Thanks also to the various authorities of Ecuador who make this research possible: Autonomous Decentralized government of Chimborazo Province, Direction and Technical Division of Risk Management of Chimborazo Province (Cecilia Samaniego, Pablo Morillo, Luis Jaya), Prefecture of Colta Canton (Miguel Diaz), Municipal Head of Colta (Hermel Tayupanda), Political Headquarters of Juan de Velasco government district (Sara Sayay). The French “Institut de Recherche pour le Développement” staff of Quito is also well-rewarded for its logistic support. We also benefit of the help and fruitful discussions with people from the Escuela Politecnica Nacional de Quito (Instituto Geofisico), with MM Pascal Podwojewski (IRD) and Jérôme Poulenard (Savoie University) about andisols. We especially took benefit of the field trip with Benjamin Bernard (IRD) and Daniel Andrade (EPN-IG Quito) about volcanism issues.
Datings were performed at the LMC14 laboratory of Saclay and Gif-sur-Yvette, France (Jean-Philippe Dumoulin and Christophe Moreau). Geochemical results were performed at the IRSN (Sylvain Bassot and Aurélie Mifsud) and at the ISTERRE laboratory (Bruno Lanson).

Chapitre 5

Synthèses géodynamique et Bloc Nord Andin

5.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons nos travaux sur la déformation active de l'Equateur à plus grande échelle. Ils reposent sur le constat suivant : pour établir un zonage sismique, il faut disposer d'une cartographie à jour des failles actives. Cette carte n'était pas à jour (« Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions », By Arturo Egüez, Alexandra Alvarado, Hugo Yepes, Michael N. Machette, Carlos Costa and Richard L. Dart ; U.S. Geological Survey Open-File Report 03-289, 2003) et le seul moyen d'obtenir un travail homogène en quelques années et à grande échelle était de prendre le parti de se baser sur l'analyse morphologique détaillée et systématique de la topographie et de l'imagerie satellitaire, ainsi que sur les révisions et compilations des études effectuées par d'autres auteurs en Equateur (Dávila, 1990 ; Soulas et al., 1991 ; Tibaldi and Ferrari, 1992 ; Winter et al., 1993 ; Tibaldi et al., 1995 ; Lavenu et al., 1995 ; Ego, 1995 ; Ego et al, 1995 ; Ego and Sébrier, 1996 ; Ego et al., 1996a ; Ego et al., 1996b ; Hibsch et al., 1997 ; Bès de Berc, 2003 ; Villagómez, 2003 ; Dumont et al., 2005a ; Dumont et al., 2005b ; Bès de Berc et al., 2005 ; Legrand et al., 2005 ; Winkler et al., 2005 ; Dumont et al., 2006 ; Tibaldi et al., 2007 ; Fiorini and Tibaldi, 2011) .

L'analyse de la morphologie tectonique que a été décrite dans le chapitre 2 de cet document, nous a permis d'obtenir une cartographie détaillée des structures tectoniques actives. Cette cartographie est accompagnée d'un tableau qui détaille l'information permettant de conclure sur l'identification et l'activité sismique des structures tectoniques présentées sur la Figure 5.1a et les paramètres qui les caractérisent (direction, pendage, slip, observations structurelles, caractéristiques morphologiques, sismicité, taux de mouvement, récurrence, séisme caractéristique). Avec ce nouveau jeu de données, nous souhaitons proposer une base de données associée à la carte tectonique. Pour certaines structures, nous ne disposons pas encore de suffisamment d'informations pour compléter le tableau, mais l'objectif de cette base de données est d'être implémenté par la suite, dans le cadre des programmes de recherche financés par le Gouvernement de l'Equateur (Sistema Nacional de Information SNI, www.senplades.gob.ec).

Pour la partie sismotectonique de ce travail, une étude détaillée des mécanismes au foyer a été menée, avec sélection des meilleurs candidats pour publication des plus fiables, comme a été décrit dans le chapitre 2 de ce document.

Une étude des séismes historiques récente à laquelle j'ai participé a permis de calculer les magnitudes équivalentes de certains séismes historiques : Beauval et al, 2010, présenté en annexe.

Exemple de destructions lors du séisme crustal d'Ibarra 1868
(Source El Nacional 1872).

Contrairement au Chili ou au Pérou, les réseaux locaux Equatoriens enregistrent une très forte sismicité crustale historique à la fois en terme de magnitude mais aussi en nombre (Sepulveda et al, 2008 ; Armijo al, 2010)). Plusieurs évènements de Mw>7 ont eu lieu à de très faibles profondeur et le risque associé à ces séismes a souvent été négligé en Amérique du Sud. Pour identifier la source de ces tremblements de terre, il est nécessaire d'étudier les failles actives à plusieurs échelles de temps et avec différents types de méthodes, car elles sont parfois bloquées et non nécessairement associées à une sismicité instrumentale. Pour cette raison, nous avons pu nous intéresser à la fois à un sous segment de la faille de Pallatanga pour les tranchées paléosismiques et à l'évolution géodynamique de la déformation crustale à plus grande échelle durant les quelques derniers milliers d'années.

Nous avons pu définir et carter environ 400 segments de failles actives au Quaternaire et 6 systèmes de failles majeurs listés ici (Figure 5.1a et b):

1. Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP)
2. Quito-Latacunga (QL)
3. El Angel-Huayrapungo-Nanegalito-Apuela (AHNA)
4. Cutucú-Napo (CN)
5. Macas (M)
6. Canandé-Río Lachas (CRL)

D'autre part, nous avons reporté dans la cartographie les principales structures anciennes pour les géoréférencer et pouvoir les identifier par rapport aux structures plus récentes. Nous avons utilisés les travaux portant sur la cordillère Occidentale, principalement les cartes géologiques échelle 1 :200000 (Pratt et al., 1997 ; Dunkley et Gaybor, 1997 ; Mc Court et al., 1997 ; Hughes et al., 1999 ; Boland et al., 2000) et aussi l'information cartographiée par Jaillard E. (comm pers. , non publiée). Pour les autres structures anciennes, bien reportées et connues, nous avons utilisé la carte géologique de l'Equateur 1 :1.000.000 (Zamora and Litherland, 1993), les travaux de Aspden and Litherland (1992), Benítez (1995) et Deniaud (2000) (Figure 5.1b).

Vers la Colombie

Les connexions des structures tectoniques actives à travers la frontière avec la Colombie ne sont pas contraintes, donc nous avons cartographié les structures principales avec les mêmes critères employés pour celles de l'Equateur. Nous proposons ici d'utiliser comme références, mais re cartées et adaptées les structures récentes proposées par Paris et al, (2000), ainsi que les travaux de Velandia et al. (2005), Tibaldi and Romero (2000), Tibaldi et al. (2007). Pour les structures anciennes, nous avons utilisé la carte géologique de la Colombie de Gómez et al. (2007) et Reynaud et al, 1999 (Figure 5.1b et 5.2).

Le résume de ces travaux et l'interprétation géodynamique qui en découle, se trouvent dans la section 5.3.

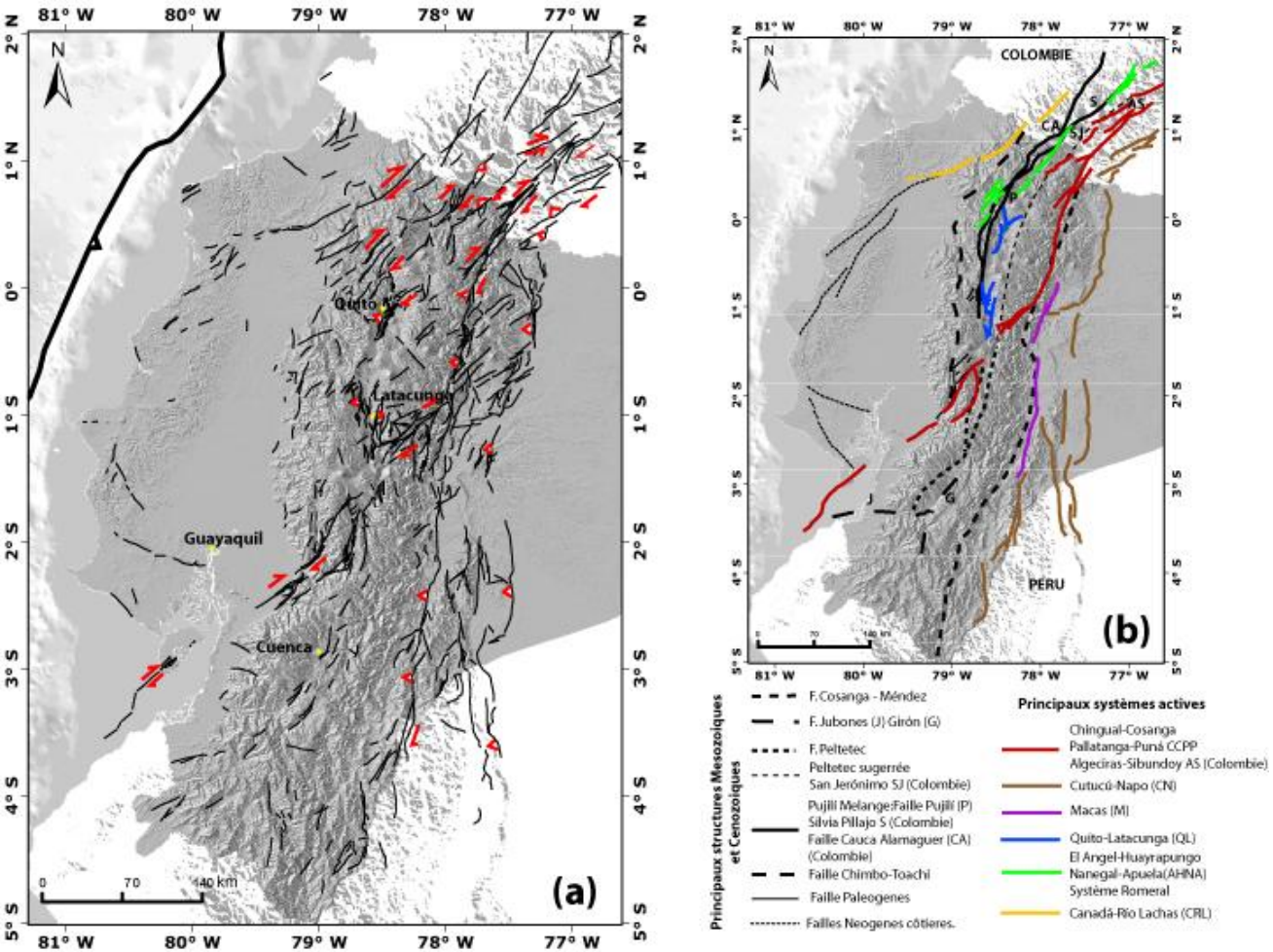


Figure 5.1 : a) Carte détaillée des failles actives de l'Equateur, avec sa cinématique. b) Carte des principales structures Mésozoïques et Cénozoïques, et des principaux systèmes de failles actives de l'Equateur et sud de la Colombie

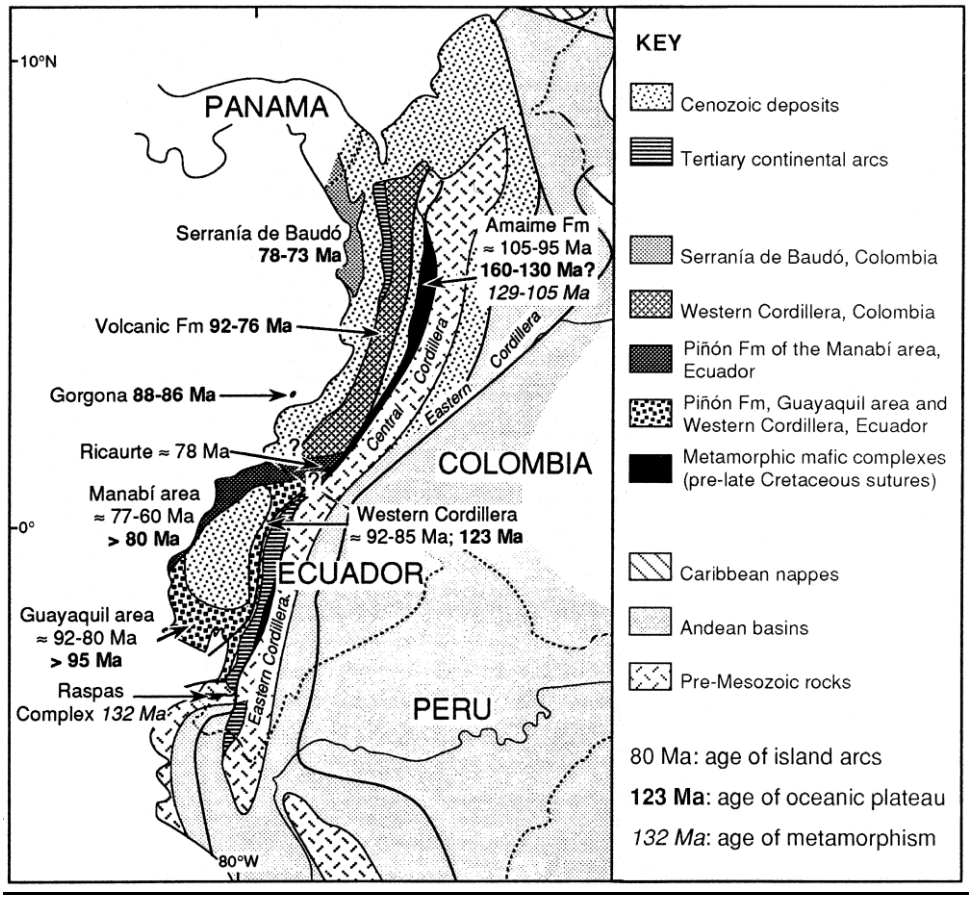


Figure 5.2 : Géologie schématique de l'Equateur et la Colombie. Les nombres indiquent l'âge des plateaux océaniques (en gras) et les arcs volcaniques d'îles (standard). D'après Reynaud et al, 1999.

5.2 Perspectives

Nous avons aussi avancé sur des études de terrain au sud de Machachi, dans le secteur Chisinche (Figure 5.3, 0.564 S 78.59 W). Dans cette région, on a pu observer une importante déformation, nouvellement identifiée, qui se caractérise par des failles inverses et des chevauchements (Figure 5.3). En surface, la déformation est associée à une petite colline allongée selon une direction NE-SW, qui contrôle le drainage d'une petite rivière secondaire (Tambillo). Les premières datations avec radiocarbone montrent que la déformation est récente ~3000 années BP. Ce travail est encore en cours.

Plus au sud, à l'est du village de Pastocalle, nous avons aussi pu travailler sur une nouvelle structure inverse, qui déforme une série de couches volcaniques et affleure à la faveur d'une tranchée sur la route. Ces couches appartiennent aux éruptions du volcan

Cotopaxi (Figure 5.4). Elles sont déformées, plissées et basculées par une faille inverse, très peu pente de direction N 40° (pendage 25° vers le S). La déformation est aussi très récente d ~2800 années BP, à partir de nos résultats de datations du radiocarbone que nous avons faite. L'interprétation est aussi en cours.

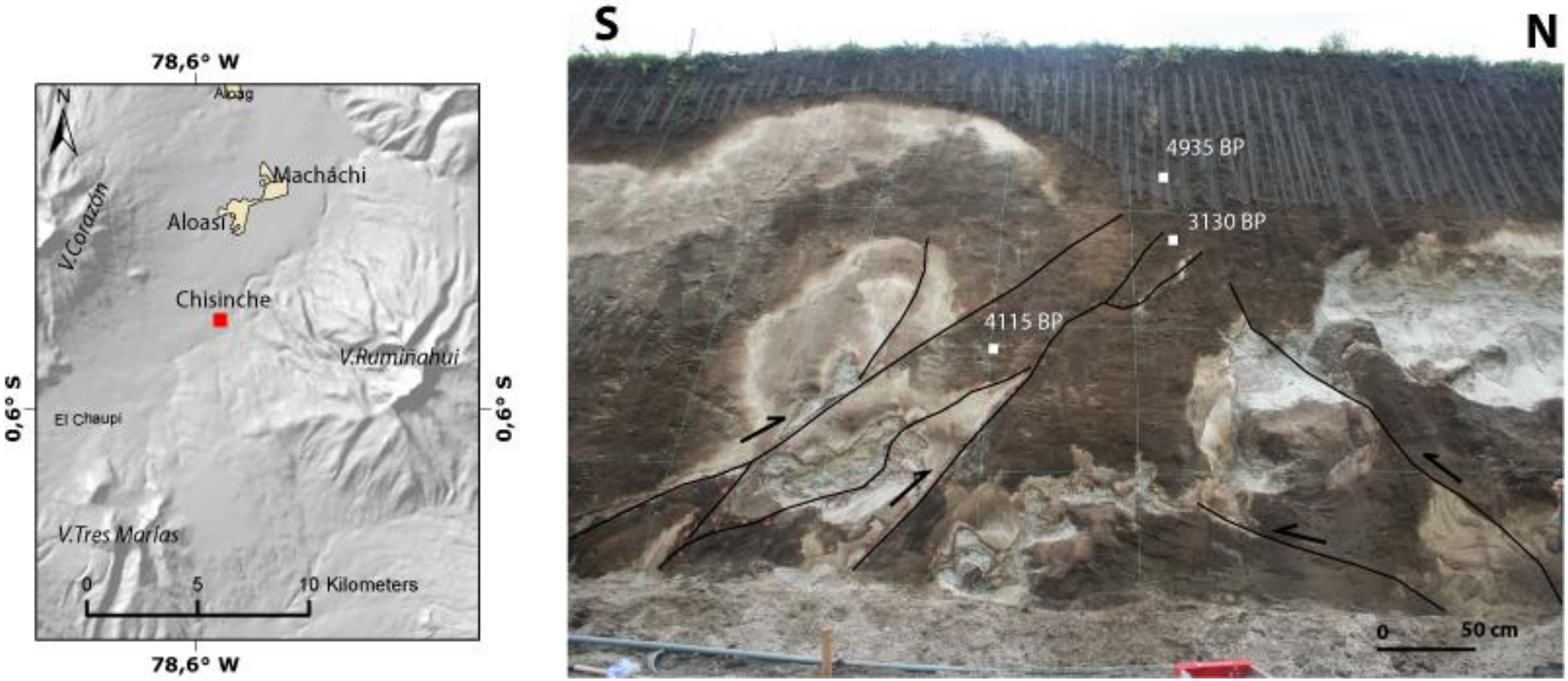


Figure 5.3 : Exemple du type de déformation dans la zone de Chisinche. Les dépôts de couleur blanche correspondent à des cendres et ponces, probablement du volcan Cotopaxi. Les âges sont de radiocarbone Annexe 3.

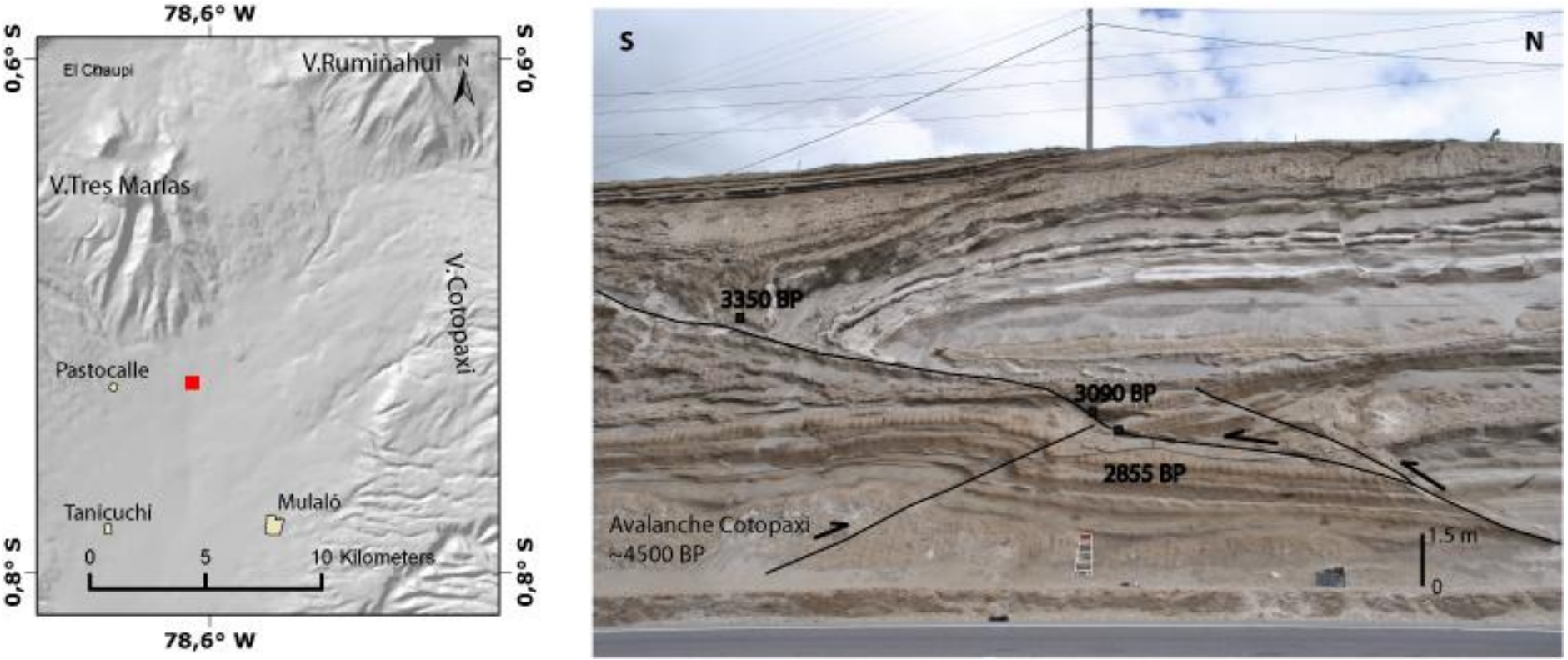


Figure 5.4 : Exemple du type de déformation dans la zone de Pastocalle. Les dépôts de couleur blanche correspondent à cendres et ponces, probablement du volcan Cotopaxi. Les âges sont de radiocarbone Anexee 2.

5.3 Progressively migrating and narrowing continental plate boundary in Ecuador: present-day localized active faulting delimiting the North Andean Block to the East

Alvarado A[1,2]., Audin L[2]., Nocquet JM[3]., Jaillard E[2]., Mothes P[1]., Jarrín P[1]., Segovia M., [1]and Cisneros D[4].

[1]*Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, A. P. 17-2759, Quito, Ecuador.*

[2]*Institut des sciences de la Terre (ISTerre) IRD : UR219, CNRS : UMR5275 – IFSTTAR – Université de Savoie – Université Joseph Fourier - Grenoble I – INSU – OSUG – France*

[3]*Géoazur, Université de Nice Sophia-Antipolis, Institut de Recherche pour le Développement (UR 082), Observatoire de la Côte d'Azur,Villefranche-sur-Mer, France*

[4]*Instituto Geográfico Militar (IGM), Quito, Ecuador.*

Summited a Tectonics

5.3.1 ABSTRACT

Along the Ecuadorian margin, oblique subduction of the Naca plate at a high rate induces deformation of the upper plate, which is partitioned through the northeastward motion of the North Andean Block (NAB). Accommodation of this motion along a restraining belt has been postulated to be distributed across the Interandean Valley only since the Quaternary. However, for the last 15 Ma, both exhumation and tectonic history of Ecuador suggest that the northeastward motion of the NAB was rather accommodated by the activity of east migrating and progressively narrowing successive restraining belts. Here, we present geologic data, earthquake epicenters focal mechanisms, GPS results and the Ecuador active faults map consistent with this new kinematic model. All data show that the active deformation is nowadays localized along a single major fault system, connecting different active fault segments from the Gulf of Guayaquil to the eastern Cordillera (Puná-Pallatanga and Chingual-Cosanga Fault Systems) and accommodating the motion of the NAB with respect to south America. The eastern limit of the NAB is then localized rather than distributed, marking a sharp boundary between the NAB. . The NAB boundary follows a northeast-striking transpressional system to north south-striking compressive fault segments, which partition the deformation coherently with the convergence direction and yield stress in the upper plate. Eastward migration of the restraining belt since the Pliocene, abandonment of the Pujilí and Peltetec sutures and reactivation of north south-striking ancient fault zones lead to the final development of a unique tectonic boundary southeast of the North Andean Block, favoring its extrusion as a continental block to the Northeast at 7-8mm/yr.

Keywords: Continental Extrusion, Active tectonics, Northern Andes.

5.3.2 Introduction

Geodynamics of the Northern Andes departs from the classical Andean subduction type. Large-scale crustal deformation and uplift of the continental plate resulted from the Farallon oceanic plate convergence since 140 Ma (Pindell and Kennan, 2009) and built this peculiar part of the Andean orogeny for the last 23 Ma (Hey, 1977). In Ecuador, the overall geologic evolution of the active margin reflects its history and controls the present-day deformation pattern. In response to the oblique convergence, a sliver, trapped between the trench and stable part of the South American plate (i.e. the Guyanese craton) is “escaping” NE-wards and behaves as a microplate with little internal deformation: the North Andean Block (NAB) (Pennington, 1981, Egbue et al., 2010).

In order to study this region of the Northern Andes, various studies focused on independent geologic, stratigraphic, tectonic or geodetic studies in Ecuador. We chose here to study the large scale kinematics and the eastern limit of the NAB over the last 15 Ma. We study in details its present day localization in order to propose an integrated model at various spatial and temporal scales, and to document the eastern boundary of this micro-plate.

5.3.3 Sutures and inherited tectonic structures

Ecuador is subdivided into tectono-stratigraphic zones that extend parallel to the length of the Northern Andean range (Figure 5.5). The Coastal region and the Western Cordillera comprise accreted oceanic terranes, separated from each other by ancient sutures or tectonic zones, which control the present day topography (Jaillard et al., 2009). The Interandean Valley comprises the Plio-Quaternary Volcanic zone, the products of which overly oceanic terranes and their contact with the continental crystalline rocks (Figure 2). Although the Cordillera Real and eastern Subandean range are covered by dense tropical vegetation, most of these regions exhibit continental rocks with their sedimentary cover (Zamora and Litherland, 1993; Aspden and Litherland, 1992).

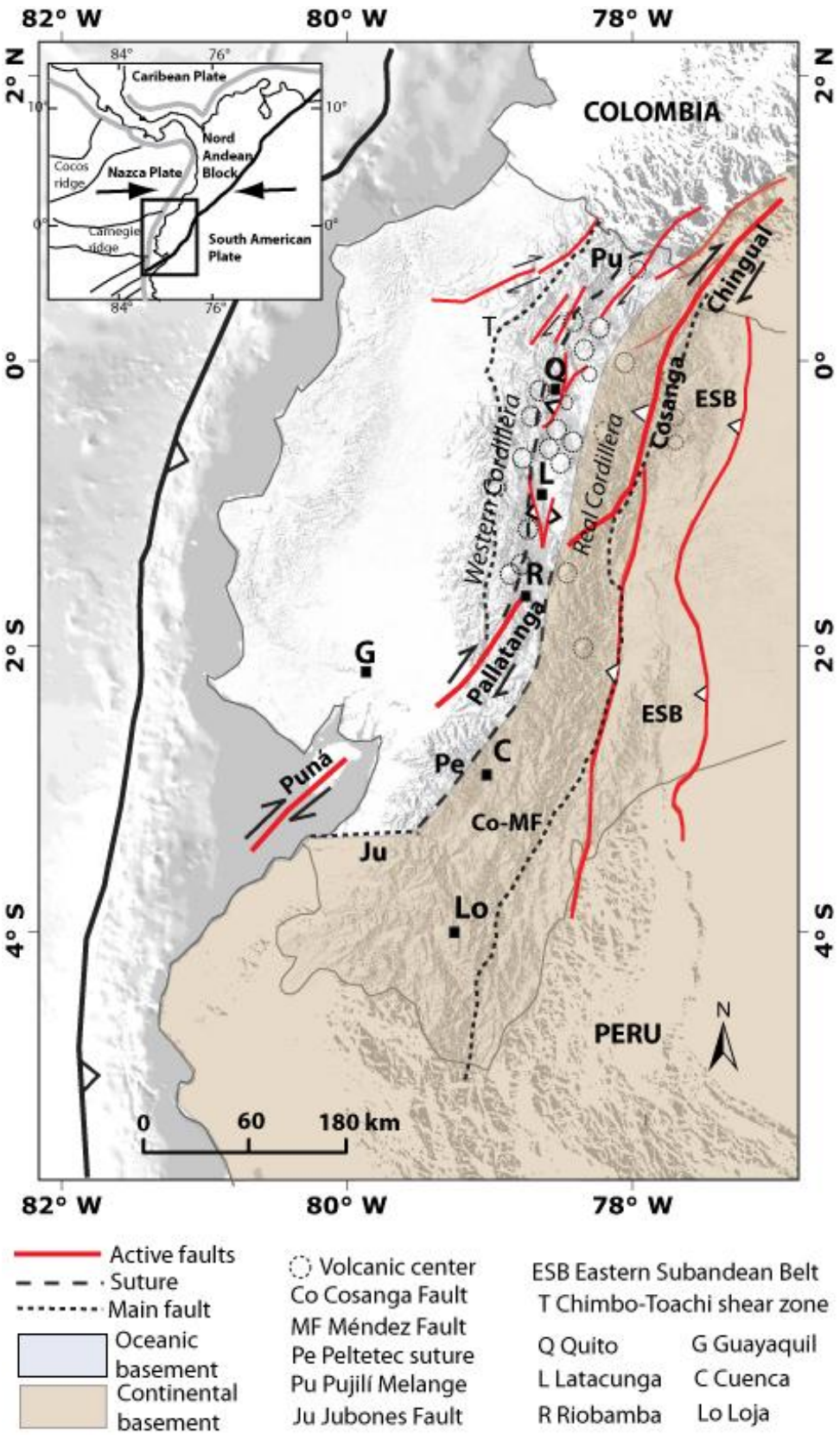


Figure 5.5 : Active Tectonic map with major fault systems and their kinematics in Ecuador in continuous red line. The principals sutures zones are drawn after Zamora and Litherland, 1993; Aspden and Litherland, 1995; Hughes and Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 2009, in black dotted lines. The regional geodynamic settings are represented in inset. Active volcanic centers are reported on the topographic map.

The lateral escape of the NAB is active since the latest Cretaceous (Jaillard et al., 2009), along several suture zones (Pennington, 1981; Kellogg and Vega, 1995; Hughes and Pilatasig, 2001; Trenkamp et al., 2002; Egbue et al., 2010). Rocks on either side of the suture zones belong to fundamentally different plates, tectonic or metamorphic regions: oceanic plateaus and island arcs to the West or NW, and continental rocks and to the East and SE (Feininger, 1987; Lebras et al., 1987; Aguirre, 1992; Van Thournout et al., 1992, Reynaud et al., 1999; Hughes and Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003; Jaillard et al., 2009). Most of the accreted terranes extend laterally for several hundreds of kilometers in a roughly north-northeast direction along the northern Andes, are only a few tens of kilometers wide and are separated by deep crustal suture zones (Figures 5.5 and 5.6). In southern Ecuador, east-west to northeast-southwest fault systems and sutures (such as the Jubones fault on Figure 5.5) mark the transition from the Central Andes of Peru to the Northern Andes of Ecuador (Zamora and Litherland, 1993).

Two kinds of suture zones or fault systems are reported on Figure 5.5. The first one illustrates the major phases of deformation recorded by the continental metamorphic domains, while the second one marks the eastern limit of the accreted oceanic terranes (Figures 5.5 and 5.6). As shown on Figure 5.7, the Cosanga and Méndez Faults are part of a same ancient tectonic system. First active during the Jurassic time span, the Cosanga-Méndez Fault System marks the limit between the metamorphic rocks of the Cordillera Real and non-deformed domains of the Sub Andean zone (Aspden and Litherland., 1992). The Peltetec Suture zone marks the boundary between the pre-Jurassic continental basement and Jurassic island arc rocks, as described by Aspden and Litherland (1992) south-east Riobamba (Figure 5.7). To the South, next to the Peruvian border, the Jubones suture zone marks another limit between continental and oceanic domains and corresponds to the southern extension of the Peltetec Suture zone. The Pujilí Melange and it suture zone, first defined by Hughes and Pilatasig (2001), show a dextral mouvement that probably bring up the oceanic terranes of the Western Cordillera onto the Interandean Valley volcanic rocks (Figure 5.7). A few km-wide, this suture zone presents highly deformed outcrops of mainly ophiolitic rocks (Hughes and Pilatasig., 2001). The last accretion phase is dated from the Paleocene when the Piñón terrane was accreted to the continent (Jaillard et al., 2009). The eastern limit of this terran approximately coincides with a tectonic boundary, the Chimbo-Toachi shear zone (Hughes and Pilatasig, 2001; Jaillard et al., 2009; Figure 5.7).

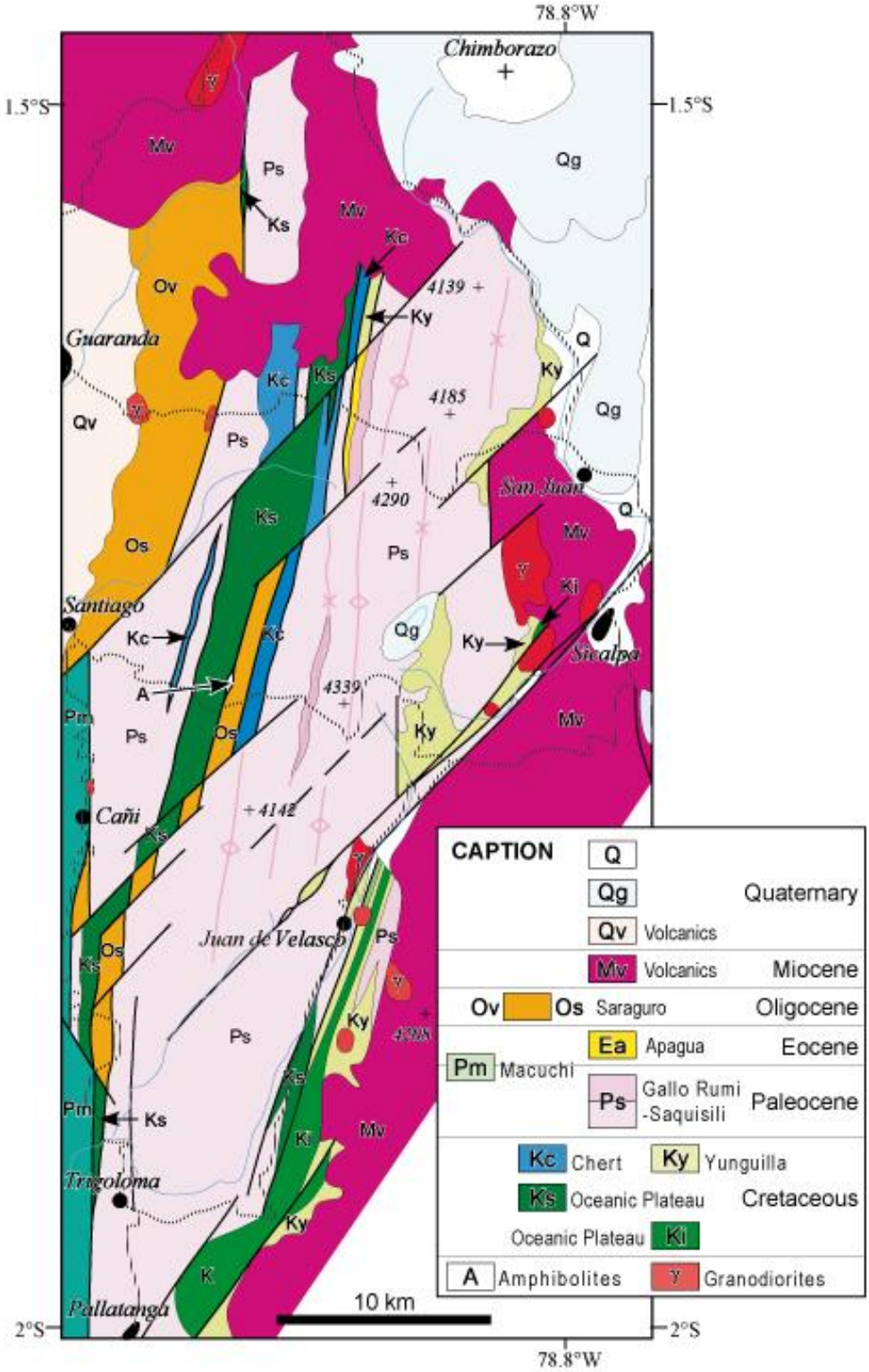


Figure 5.6 : Geological map of the Western Cordillera of Ecuador along Pallatanga fault system (1°30' – 2° S). Note the systematic right lateral NE offset, dated as Late Miocene and displacement of older (Late Oligocene to Miocene) NS sutures and terranes north of Juan de Velasco village. However these NE, faults seem not to affect the Quaternary to recent volcanic rocks

5.3.4 Geologic evolution of Ecuador since the latest Cretaceous and paleogeographic interpretation

Accretion of oceanic terranes to the Ecuadorian continental margin occurred between 75 and 58 Ma (Spikings et al., 2001; Jaillard et al., 2004; 2008; 2009). Since then, NE-ward oceanic convergence led to the activation of the former sutures bounding the oceanic units as dextral strike-slip faults and flower structures (Jaillard et al., 2004; 2009; Amórtegui et al., 2011). During the Cretaceous – Eocene time span, a series of pull-apart basins formed in the Western Cordillera, in relation to strike slip movement along the suture zones (Toro, 2007). These basins formation ended up in the Eocene (Toro, 2007) and were coeval with the exhumation of the whole Western Cordillera (Spikings et al., 2010; Hoorn et al., 2010; figure 5.6). Since the roughly N-S striking flower structures crosscut Oligocene volcanic deposits, they were active until Late Oligocene to Miocene times (Figure 5.6). These transpressional structures were subsequently cut and offset by NE trending dextral faults, the play of which can be dated as Late Miocene, since they crosscut the Miocene volcanic piles (Figure 5.6). However, these faults seem not to affect the Quaternary to recent volcanic rocks from the Chimborazo volcano (Figure 5.6). During the Miocene, fore-arc marine basins develop in the present day coastal region (Progreso, Manabí and Borbón basins; Benitez, 1985; Deniaud, 2000). These marine basins were uplifted during the Pliocene and finally filled up by continental deposits during the Pleistocene. During the Mio-Pliocene, the Gulf of Guayaquil basin opened as a consequence of the NAB escape to the north, and was characterized by moderate subsidence and sedimentation rates. However, during the Pleistocene, this basin is marked by a sharp increase of subsidence associated with a high deposition rate of about 8600 m/Myr. (Benítez, 1985; Deniaud, 2000).

Thermochronologic studies revealed the variable exhumation rate of each Andean domains, and several distinct cooling events since the Cretaceous (Spikings et al., 2001; 2010). These exhumation phases were coeval with transpressive deformations recorded in the continental and are recorded between 75 and 55 Ma, 43 and 30 Ma, and during the last 15-10 Ma (Spikings et al., 2005). Although spatially variable even in a single region, the exhumation pattern for the last 15 Ma is represented on Figure 5.7 (Steinmann et al., 1999; Spiking et al., 2000; 2001; 2010; Winkler et al., 2005).

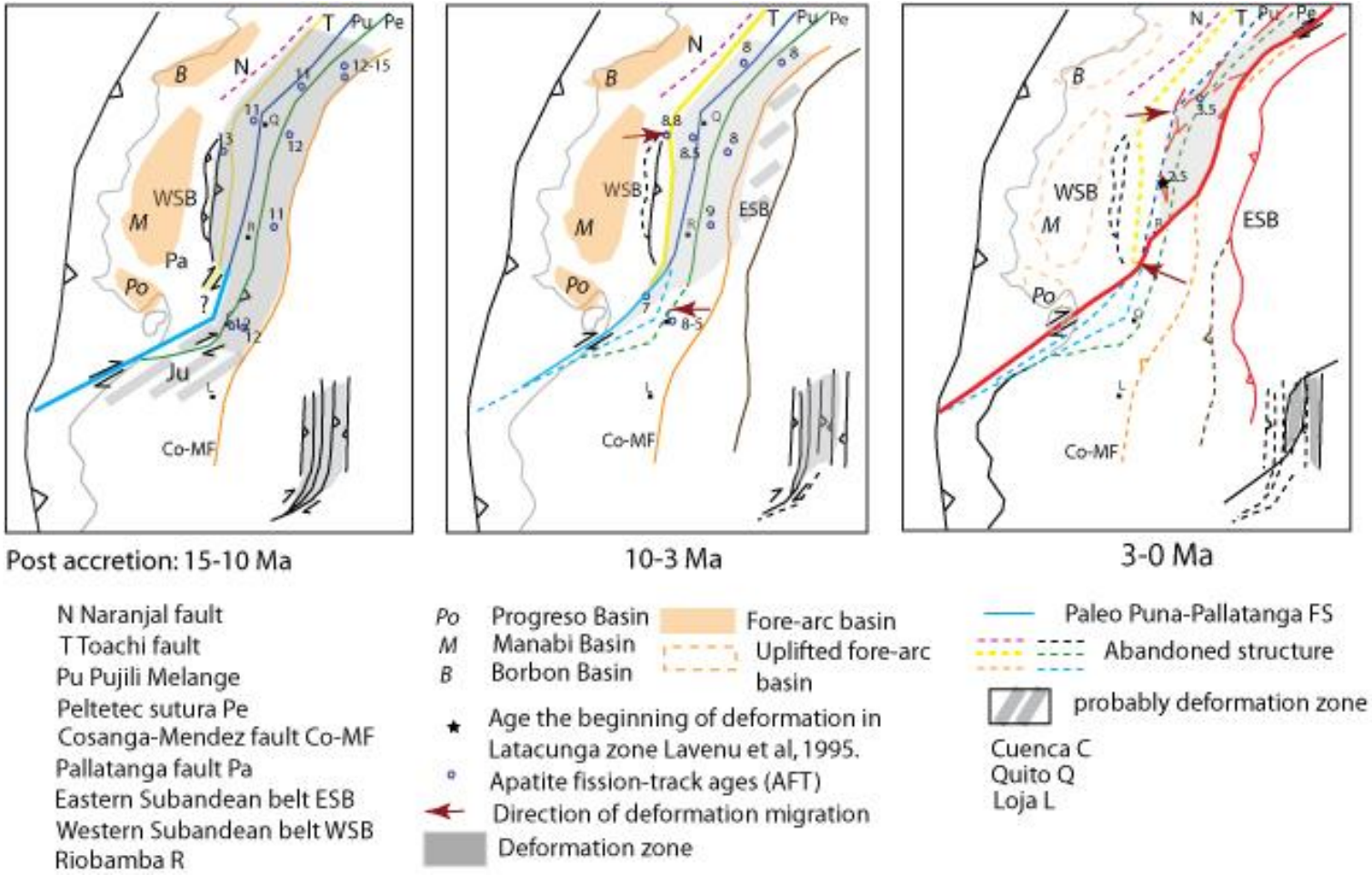


Figure 5.7 : Previous thermochronological data after 15 Ma superimposed on the suture and fault map, in order to illustrate the overall evolution of exhumation as described in the literature. Apatite fission-track ages : Steinmann et al., 1999 ; Spiking et al., 2000, 2001,2010 ; Winkler et al 2005. The cartoon illustrates the large scale evolution and eastward migration of the deformation during times. Fore-arc basin localization after, Deniaud 2000

The overall rock uplift traduces recent continental deformations, not necessarily controlled by terrane bounding faults or sutures (Spiking et al., 2001; 2010). Indeed, since the Middle to Late Miocene (15 to 10 Ma), most of the domain comprising the present-day Western Cordillera, Cordillera Real and Interandean Valley has been uplifted from southern Ecuador to Colombia (Figure 5.5 and 5.7) (Steinmann et al., 1999 ; Spikings et al., 2000; 2001; Spikings and Crowhurst., 2004). Miocene and younger exhumation of both the Western Cordillera and the Cordillera Real has been constrained by AFT analysis (Figure 3) and tectonic studies (Figure 5.6). For example, highly deformed rocks from the Chimbo-Toachi suture zone (CO) were rapidly cooled and exhumed at 5 Ma, and Jurassic basement rocks located close to the Chingual Fault in northernmost Ecuador cooled rapidly since 6 to 4 Ma (Spikings et al., 2000, 2005).

Between 9 Ma and 5 Ma, the eastward migration of the uplifted and deformed areas was associated with the initiation of the deformation of the Subandean zone (Figure 5.7). Apatite fission track ages from the igneous basement rocks from the Subandean Zone suggest that they were rapidly cooled during the Late Miocene (Ruiz, 2002). However, the detrital ages on zircons from the Subandean region suggest averaged low exhumation rates in the source regions, i.e. the eastern flank of the Andes, for the Middle Miocene to Recent time span (Ruiz, 2002).

5.3.5 Neotectonic data

In the tectonic map of Ecuador presented in this paper, we defined active faults through a broad range of Quaternary markers: alluvial terraces, moraines or volcanic formations, as well as through detailed local field surveys and paleoseismic trenches (Chapitres 3 Alvarado et al and Chapitre 4 Baize et al). Figure 5.8a displays a simplified topographic and tectonic map of Ecuador. Based on previous systematical studies of satellite and air photographs and on fieldwork, a number of active segments and major faults were identified. In the following, we summarize the different main active fault segments from north to south, together with their main characteristics.

Chingual fault system

In northern Ecuador, the Chingual fault crosses to the eastern side of the Andean Cordillera (Tibaldi and Ferrari, 1992; Ego, 1995) and connects to the La Sofia and Río Cofanes

faults in Ecuador. Morphological and geodetic evidences for right-lateral to compressional slip combined with datations permit to propose reliable slip rate measurements for the Quaternary-Present period. Slip rates along the Chingual system would range in values from 7 mm/yr. to 10 mm/yr. (Ego, 1995; Tibaldi et al., 2007). The Chingual fault system extends in Colombia through the Afiladores-Sibundoy-Algeciras Fault System (Paris et al., 2000; Velandia et al, 2005; Figure 5.5 and 5.8a).

The Cosanga fault system

The Cosanga segment (Figure 5.5 and 5.8a) follows the entrenched valley of the Río Cosanga and trends N-S showing compressive component of movement during the Quaternary period. The successive active fault segments can be followed up to northern Ecuador in the Río Quijos valley. It shows a mainly reverse offset with a dextral secondary component and connects northward to the Salado and Reventador fault segments, in the 'La Sofia' village. It finally merges with the Río Cofanes segment. The Salado reverse fault is associated to the Mw 7.1 crustal earthquake in 1987 (Gajardo et al, 2001). The Cosanga segment is located near to the old Cosanga fault, defined by Aspden and Litherland (1992).

The Pallatanga fault system

The Pallatanga segment (Figure 5.5 and 5.8a) is part of the Pujilí Melange (Hughes and Pilatasig, 2001). It interrupts the Western Cordillera, east of the Gulf of Guayaquil (Winter et al., 1993) and extends about 200 km to the NE across the Interandean Valley, up to the foot of Chimborazo volcano, following the entrenched valley of Río Pangor. To the Southwest, the Pallatanga fault system can be traced down in the topography toward the coastal plain. It forms at least two restraining bends and then connects to the active fault segments on the Puná Island.

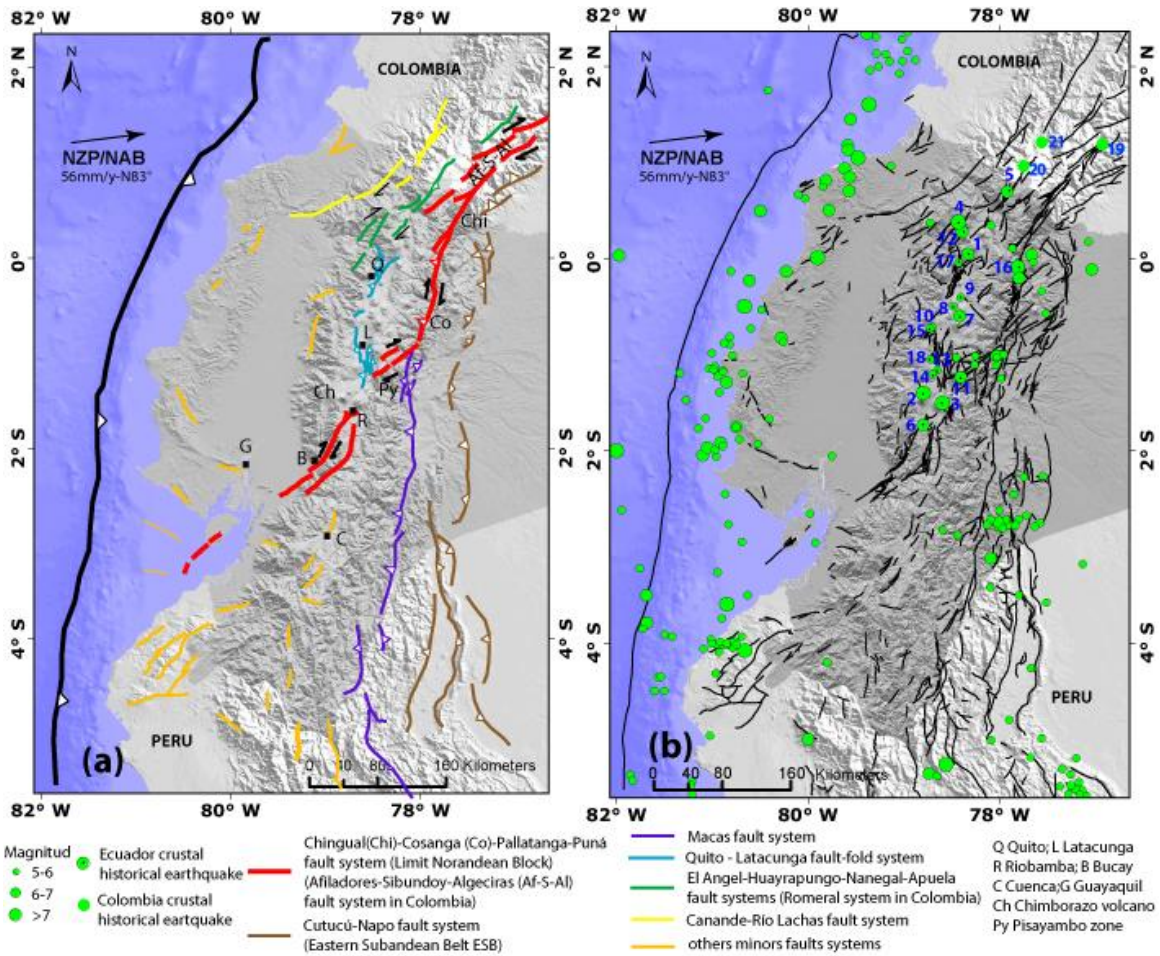


Figure 5.8: a) Active fault map of Ecuador: active fault systems and their Quaternary kinematics. b) Instrumental and historical crustal seismicity in Ecuador (>40km deep, and Magnitude >5). Active fault segments reported on 30m DEM Souris,2005. Numbers in blue: Ecuador historical data compiled after Beauval et al., 2010 and Colombia historical data after Calvache, 2007 and Espinosa, 2010, approximated localization (see Table 5.1)

The Puná fault system

In parallel to the Miocene evolution of coastal Ecuador, the Puná fault system (Dumont et al., 2005a, Witt and Bourgois, 2010) is defined as the southern boundary of the NAB. This system include several active segments: the Zambapala flower structure (Lions, 1995), the Santa Clara fault (Dumont et al, 2005a) and to the south, in the Gulf of Guayaquil, the Amistad flower structure (Benítez, 1985; Deniaud, 2000) is considered to represent the offshore continuation of the main Pallatanga-Puná fault system (Figure 5.8a).

Mácas fault system (MFS)

In Southeastern Ecuador, the Mácas fault system bounds the Cordillera Real on its western side and was probably part of the Méndez fault north of its present day trace (Figures 5.5 and 5.8a; Aspden and Litherland, 1992). Morphological evidences suggest a compressional deformation and a contribution to the Subandean thrust belt (Bès de Berc et al., 2005) although no significant crustal seismicity (M > 4), nor instrumental neither historical appears to be related to this structure (Figure 5.8b).

Code Figure 4b	Y/M/D	Event name	Mag.	Code Figure 4b	Y/M/D	Event name	Mag.
1	1587/08/31	Guayllabamba	6.4 Ml	12	1955/7/20	Atahualpa	6.1 Ml
2	1698/6/20	Ambato	7.3 Ml	13	1960/7/30	Pasa	5.7 Ml
3	1797/2/4	Riobamba	7.6 Ml	14	1962/11/16	Cusubamba	5.9 Ml
4	1868/8/16	Ibarra	7.3 Ml	15	1976/10/6	Pastocalle	5.7 Mb
5	1868/8/15	El Angel	6.6 Ml	16	1987/3/6	Salado-Reventador	7.1 Mw
6	1911/9/23	Cajabamba	6.2 Ml	17	1990/8/11	Pomasqui	5.3 Mw
7	1914/5/31	Antisana	6.4 Ml	18	1996/3/28	Pujilí	5.9 Mw
8	1929/7/25	Murco	5.9 Ml	19	1834/1/20	Sibundoy*	7.7 Ms
9	1938/8/10	Sangolqui	5.8 Ml	20	1923/12/14	Cumbal*	7.0 Ms
10	1944/9/15	Toacazo	5.7 Ml	21	1947/7/14	Guaitara*	7.0 Ms
11	1949/8/5	Pelileo	6.8 Ms				

Table 5.1: Crustal earthquakes, historical and instrumental associated with important damages. Ml ~ Mw magnitude after, Beauval et al., 2010. * South Colombia crustal historical earthquakes, data after Calvache, 2007, Espinosa, 2010. Ms surface wave magnitude, Mw seismic moment magnitud, Mb body-waves magnitude.

Napo-Cutucú fault system (Eastern Subandean Belt ESB)

Mesozoic to Cenozoic strata is involved in fold-and-thrust belt of the Subandean region (Figures 5.5 and 5.8a). The Cutucú-Napo Fault System represents the easternmost

belt of deformation in Ecuador. Mostly involving thin skin tectonics, the Cutucú-Napo Fault System is active from its northern part in the Napo region to the Puyo and Pastaza regions, affecting the Quaternary drainage network at least (Bès de Berc., 2003). Volcanic activity developed in this area along the Napo structure and in the Puyo area (Hoffer et al., 2008). The subandean region uplift is likely to be related to the presence of a local-scale, low angle thrust ramp underlying the Subandean Zone and emerging locally in front of the Cutucú-Napo Fault System (Bès de Berc., 2003; Legrand et al., 2005). The easternmost thrusts characterize here the eastward propagation of a continental accretionary wedge as observed to the South in the Peruvian Andes (Gil et al., 2001). This structure is associated to the Macás Mw 7.1 crustal earthquake in 1995 (Legrand et al., 2005).

Quito – Latacunga fault system QL

This fault system gathers the Quito Fault System (QFS, Figure 5.5 and 5.8a; Chapitre 3) and the Latacunga Fault System defined after Lavenu et al. 1995, Alvarado, 2009b, Fiorini and Tibaldi, 2011). These fault systems affect the whole pile of Quaternary to Holocene layers that fill in the Interandean Valley, attesting for the ongoing tectonic activity of blind thrusts in this region. The QFS exhibits evidence for a 2-3 mm/yr. GPS shortening rate, whereas the Latacunga fault system shows a less rapid rate of ≈ 1 mm/yr. (Chapitre 3, Alvarado et al.). The QFS is expressed by parallel strands of folds located above main blind, west dipping, en échelon thrust faults.

To the South, the Latacunga fault system eventually terminates along the Pallatanga Fault (P) (Chapitre 4, Baize et al). To the west, the mean N-S strike of the Quito and Latacunga faults rotates to a more NNE-SSW azimuth, and the faults are apparently rooted in the deeper Pujilí Suture zone.

Systematic analyses of fault size, geometry and geomorphic displacement reveal a hierarchy of tectonic features (Chapitre 3) in Ecuador and define for the first time an additional Quito-Latacunga micro block: limited west by Quito-Latacunga fault system, east by Cosanga fault system; south by Pallatanga fault system and Pisayambo structures. Its northern limit is distributed north of QFS. Indeed, several branches of the Algeciras Sibundoy Chingual Fault system display evidences of continuation southwest into the Interandean Valley, with a NNE-SSW direction: like La Sofia, Santa Barbara segments and San Gabriel

system. In the same area, but bordering west the Interandean Valley, El Angel strike-slip fault system is related to the Romeral fault system in Colombia (Figure 5.8a)

Finally, the Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná fault system (CCPP) represents the best developed fault system in Ecuador (Figure 5.8a). It constitutes the eastern tectonic boundary of the North Andean Block and connects 3 different transpressive and reverses subsystem. It was first suggested by Ego et al. (1996a) to be associated to a major restraining bend in Ecuador or some secondary active fault, lying east of a main transfer zone described by Winkler et al. (1995). The CCPP extends about 800 km, from the trench in Southwestern Ecuador, to the eastern side of Cordillera Real in northeastern Ecuador (Figure 5.5). In the geomorphology, it is expressed by one or more parallel fault segments striking N-S to NE-SW, which localize the partitioned deformation yielded to the upper plate by the oblique convergence. The NS trending segments localize several major historical earthquakes as well as instrumental seismicity as described in the following.

5.3.6 Seismicity and Focal Mechanisms

In Ecuador, local seismic station coverage is dense enough to allow for determination of hypocentral depths (*e.g.* Segovia and Alvarado, 2009). We also revise previously published fault plane solutions (Calahorrano, 2001; Alvarez, 2003; Troncoso, 2008; Segovia and Alvarado, 2009; Manchuel et al., 2011; Instituto Geofísico-EPN, 2012**)** and determined both focal depths and fault plane solutions for well recorded local seismicity (Figure 5.9).

Since 1988, the local seismic network (RENSIG) detected more than 44,000 tectonic events, 14 % of them with magnitudes ≥ 4 with environ 300 focal mechanisms (Figure 5.9). Determination of the stress field was made using the largest events recorded between 1996 and 2005, with the greatest number of stations and a good azimuthal coverage (Figure 5.9). Focal mechanisms from P-wave polarity were determined with SPHER (Guillier and Chatelain, unpublished) and subsequent stress tensor analysis was performed using TENSOR based on the right dihedron method (Delvaux, 2001; Angelier and Mechler, 1977). We determined the three principle axes of the stress tensor considering the classification of events (Figure 5.9), and according to different tectonic-structural zones (Segovia and Alvarado, 2009).

Epicenters of well-located shallow crustal earthquakes (M > 4 and less than 40 km deep) that occurred in Ecuador in the last 25 years define three distinct zones of seismic activity (Figure 5.9). To the west, a first seismic zone lies parallel to the coastline and marks the seismogenic zone and the boundary between the Nazca and South America plates (Stauder, 1975). The second belt of crustal seismic activity occurs within the overriding continental plate and follows a NS trend parallel to the mountain chain. Most of these crustal events take place along the eastern edge of the Western Cordillera and illustrate the activity of the Quito-Latacunga reverse fault segments west of the Interandean Valley. The third zone of seismicity underlines the Cosanga fault trace and the subandean region, east of the Cordillera Real (Figure 5.9).

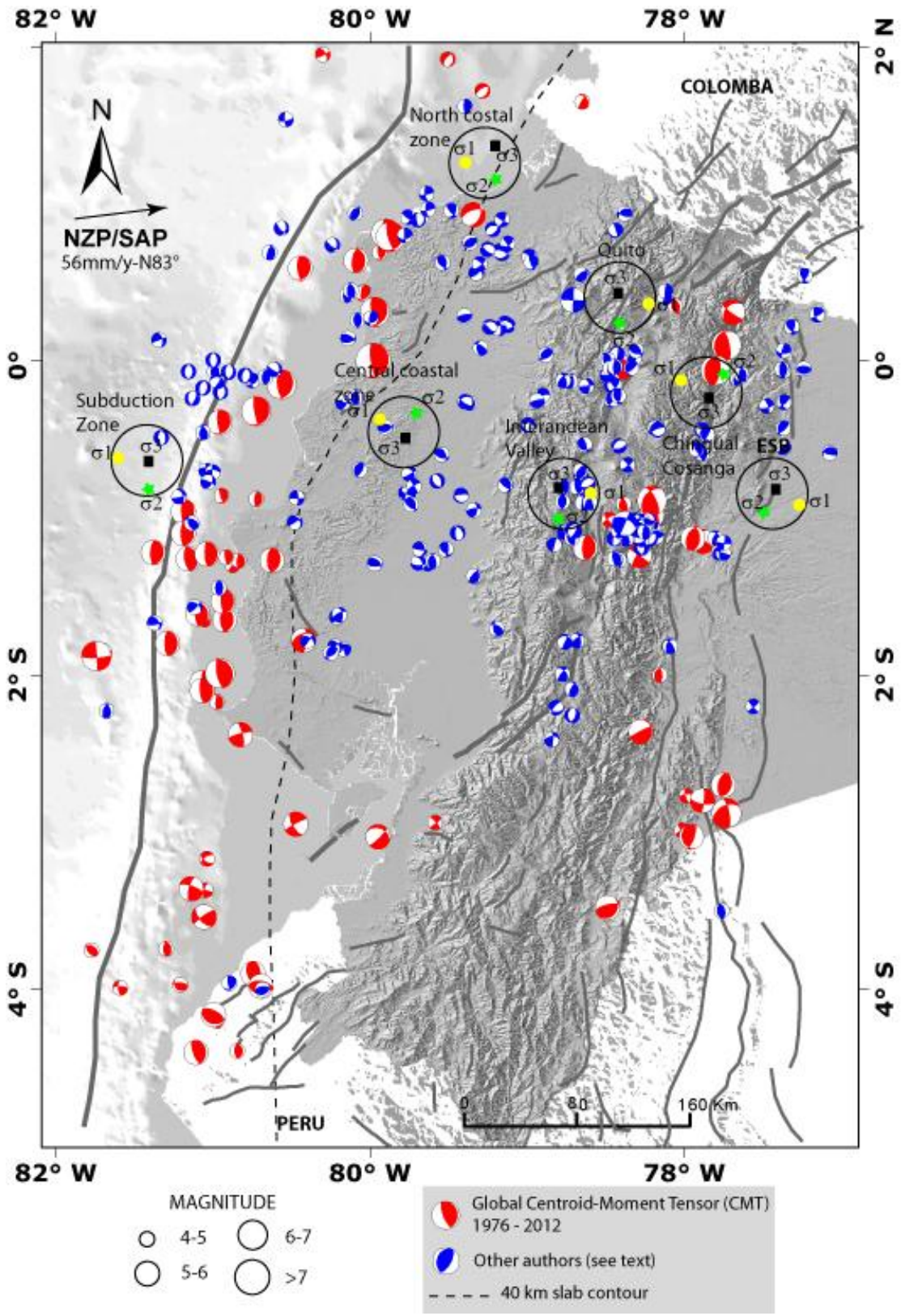


Figure 5.9: Seismic Focal Mechanisms in Ecuador (Magnitude>4 and depth<40km), reported on the active fault map (this study) of Ecuador. Line the isodepth of the slab at 40 km after Slab 1.0 (Hayes et al., 2012). Data sources: Global Centroid-Moment Tensor (CMT), Suarez et al., 1983 ; Mendoza and Dewey, 1984 ; Calahorrano, 2001, Segovia and Alvarado, 2009, Alvarez, 2003; Manchuel et al., 2011, Troncoso, 2008; Instituto Geofísico-EPN Database (2012). First stress tensor, for crustal earthquakes after Segovia and Alvarado, 2009. ESB Eastern Subandean Belt.

In the forearc region, there is a great variation in the stress directions from N 13° to N 130°. In the arc zone, close to Quito and in the Interandean Valley, stress directions are gathered in between N 90° and N 120°, whereas south of the Interandean Valley, the stress direction is N 125° (Figure 5.9). Along the Quito-Latacunga fault system, however, Quaternary and ongoing movements are proved to be mainly compressive with a right lateral component by previous geomorphic analysis (Lavenu et al., 1995; Fiorini and Tibaldi, 2011). These offsets are perfectly compatible with fault plane solutions of earthquakes that occurred on these structures (e.g., Segovia and Alvarado, 2009) (Figure 5.9).

In Pisayambo, stress directions vary again greatly from N 50° to N 150°, with 72 events (30 % of total events). The transition zone between the Cosanga and Pallatanga segments is marked by a high level of background seismicity (25% of the Ecuadorian seismicity, Troncoso, 2008). It is called the "Nido de Pisayambo" (Guillier et al, 2001) and is mainly linked with the tectonic activity of a NE-SW strike-slip fault system involving numerous secondary fault segments in any direction. The epicenter distribution of crustal events evidences a noticeable quiescence of seismic activity along the southern Pallatanga and Puná Fault systems. However recent paleoseismic studies confirmed the occurrence of 5 Mw 7.5 earthquakes for the last 3500 years along this fault, rupturing more than 100 km south of Guayaquil as for 1797 historic event (Figure 5.8; Chapitre 4). Seismic activity is also low in the forearc and subandean regions, as also observed in Peru or Bolivia (e.g. Tavera and Buforn, 2001).

In the backarc region, stress directions vary between N 260° and N 315° in the Chingual-Cosanga faults systems and between N 20° and N 120° in the subandean zone. The principal stress direction for deeper earthquakes beneath the forearc and arc regions varied between SW- SE directions for the extension stress, with an almost vertical compressive component, whereas in Eastern Ecuador depth seismicity, the extensional stress regime is horizontal. The remarkably linear, N-S trending eastern flank of the Cordillera Real (Figures 5.8 and 5.9) represent the eastern limit of deformation. Indeed, crustal instrumental seismicity (Figure 5.8) as well as historical seismicity (Table 5.1) underline the trace of the CCPP fault system from 0° to 2° latitude South (Beauval et al., 2010). Additionally, the level of instrumental and historical seismicity is significant along the Cosanga-Chingual, Pallatanga and Quito-Latacunga fault systems, even south of Puná. But no moderate, neither large earthquake is reported south along the main strand of Mácas FS.

5.3.7 GPS results

We used GPS measurements to monitor present-day crustal motion in the area of the Cordillera Real between latitudes 0.8°S and 0.8°N, and to constrain the location of the southeastern boundary of the NAB along two segments. Our results are derived from GPS campaign sites provided by the Instituto Geográfico Militar (IGM), which we re-measured in 2009 and 2011. All campaign sites have a minimum observation period of 10 years, leading to velocity determined at the 1 mm/yr. level, or less. We analyzed the data with the GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2010) software using a standard strategy for geodynamics. We then defined a Stable South America Reference Frame by estimating an Euler pole using 17 sites sampling the Brazilian shield and Argentina, with no internal deformation (wrms = 0.49 mm/yr.).

With respect to that reference frame (figure 5.10a), sites located west of the Quito Fault System show velocity of the order of 11 mm/yr., while sites located in the Interandean Valley show velocity of 8 mm/yr., all in a N 90°E (±10°) direction. They indicate that at least 3 mm/yr. of shortening is presently accommodated across the Quito Fault System, within the Interandean Valley (Chapitre 3). Another new major result is the sharp gradient of velocity farther east, across the CCPP. Figure 5.10b shows the same velocity field expressed with respect to the Interandean Valley, as defined using (PAM1, PAPA, PINT, REDO, SALV, SBAR), which shows little internal deformation (wrms = 0.6 mm/yr.). In that reference frame, clear relative motion is seen between the Sub-Andean Fold Belt and the Inter-Andean Valley. About 7 mm/yr. of SW-ward, right-lateral transpressive motion is clearly seen southeast of the CCPP. Lower velocity found for site ELCH probably reflects inter-seismic strain accumulation close to the fault. Therefore, relative motion between the East Subandean Belt and the Inter-Andean Valley appears to be highly localized (Figure 5.10b and 5.10c). This relative motion derived from GPS is consistent with the focal mechanism derived for the 1987 Mw = 6.9 earthquake, the largest event that occurred during the instrumental period (Kawakatsu, 1991), therefore providing an additional evidence for the CCCP being the major southeastern boundary of the NAB.

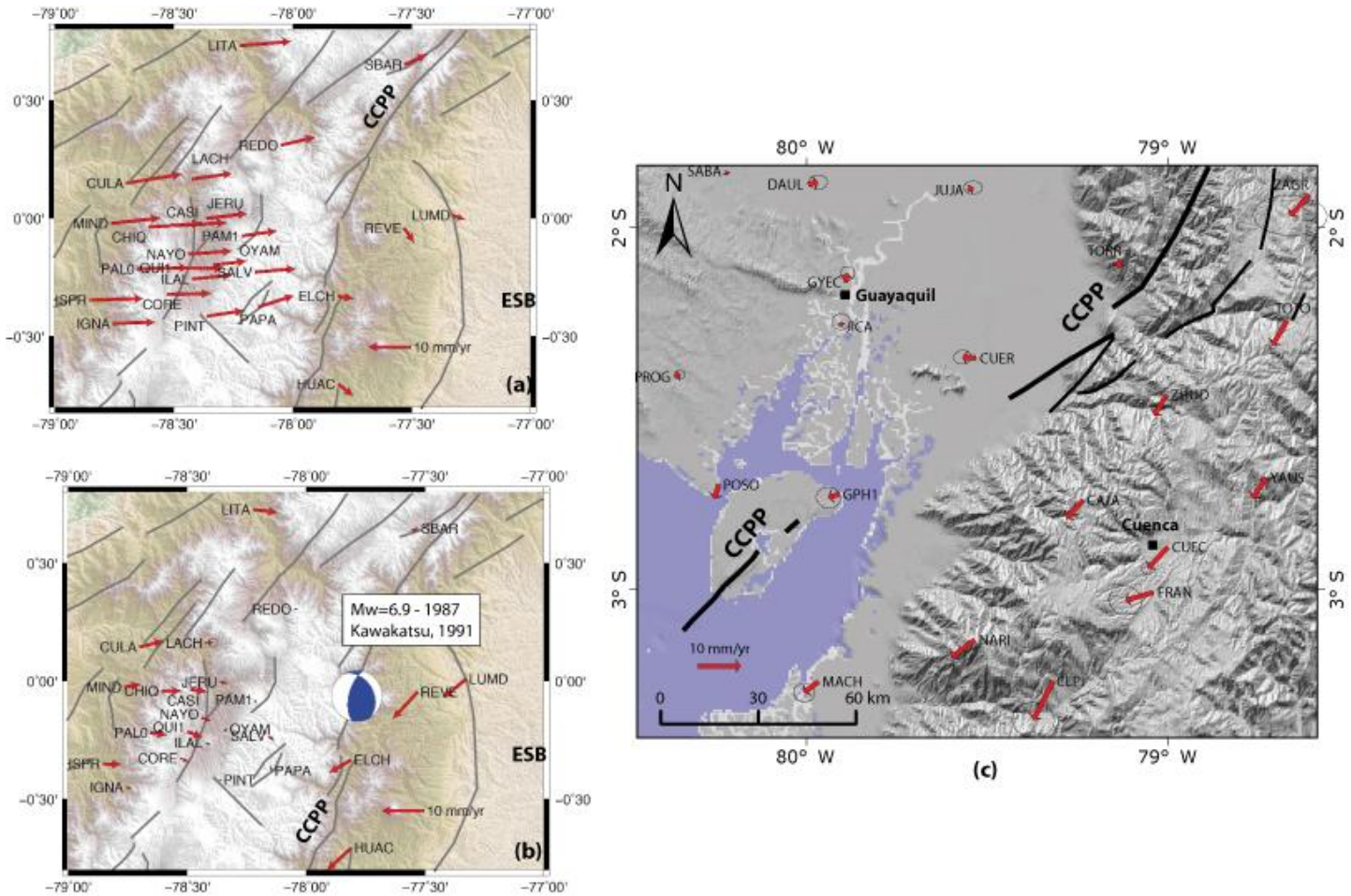


Figure 5.10: a) GPS horizontal velocity field with respect to Stable South America. b) GPS horizontal velocity field with respect to the Interandean Valley (see text for details), together with the Focal Mechanism derived by Kawakatsu (1991) for the 1987 (Mw 6.9) Earthquake. c) GPS horizontal velocity field with respect to the Babahoyo bassin. CCPP Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná Fault System. L Latacunga city, R Riobamba city, ESB Eastern Subandean Belt.

5.3.8 Discussion: Narrowing restraining bend, localized tectonics and uplift timing

During the last two decades, several models have been proposed to explain the tectonic activity observed in Ecuador (e.g. Tibaldi and Ferrari, 1992; Lavenu et al., 1995 ; Ego et al., 1996a ; Dumont et al., 2005a ; Winkler et al., 2005 ; Witt and Bourgois, 2010). Previously proposed models fall into two major conceptual classes. A first category includes models that conceive the tectonic activity to be distributed on 4 individual reverse fault systems active in the higher Andes between the western Cordillera piedmont and the Subandean region, that accommodate diffuse deformation in the Northern Andean Block during its northern 'escape' (e.g. White et al., 2003). A second category includes models that consider the restraining belt model proposed by Ego et al., (1996a), with a present day active restraining belt cutting through the Interandean Depression. (At both crustal and regional scale, all these models rely on partial geological and/or geophysical data, thus only having local or short term temporal significance. Besides, most of them have much underestimated the role of regional active tectonics that cannot be studied on the field and overestimated the role of the accessible ones that controlled the present plate deformation. Our new kinematic model on Figure 5.11 is based on observations made with a multidisciplinary approach based on geologic, geomorphic, seismic and geodetic data).

These observations have regional significance because structural major features, such as the CCPP Fault System, presently accommodate significant amounts of deformation and display different kinematics and seismicity with respect to other tectonic systems in Ecuador, such as Quito or Latacunga FS. The Brazilian shield, east of the Ecuadorian Andes constitutes therefore a stable point that allows independent kinematic determination of tectonic extrusion of the NAB (Nocquet et al., 2009). We show here the dominant role of the CCPP FS with respect to the Peltetec and Pujilí inherited inactive fault zones in the accommodation of the present-day deformation associated with the NAB relative motion. The NAB motion is constant all along the CCPP fault system: about 7 to 8 mm/yr. toward the Northeast. As a consequence, NAB deforms internally, with an East-West, ≈ 1 to 4 mm/yr. rate of shortening. Up to 11 mm/yr. of dextral motion is then accommodated across both the Quito-Latacunga Fault System and the CCPP Fault System. The CCPP marks the southeastern boundary of an independent forearc sliver (QL micro block), pinned to the NAB.

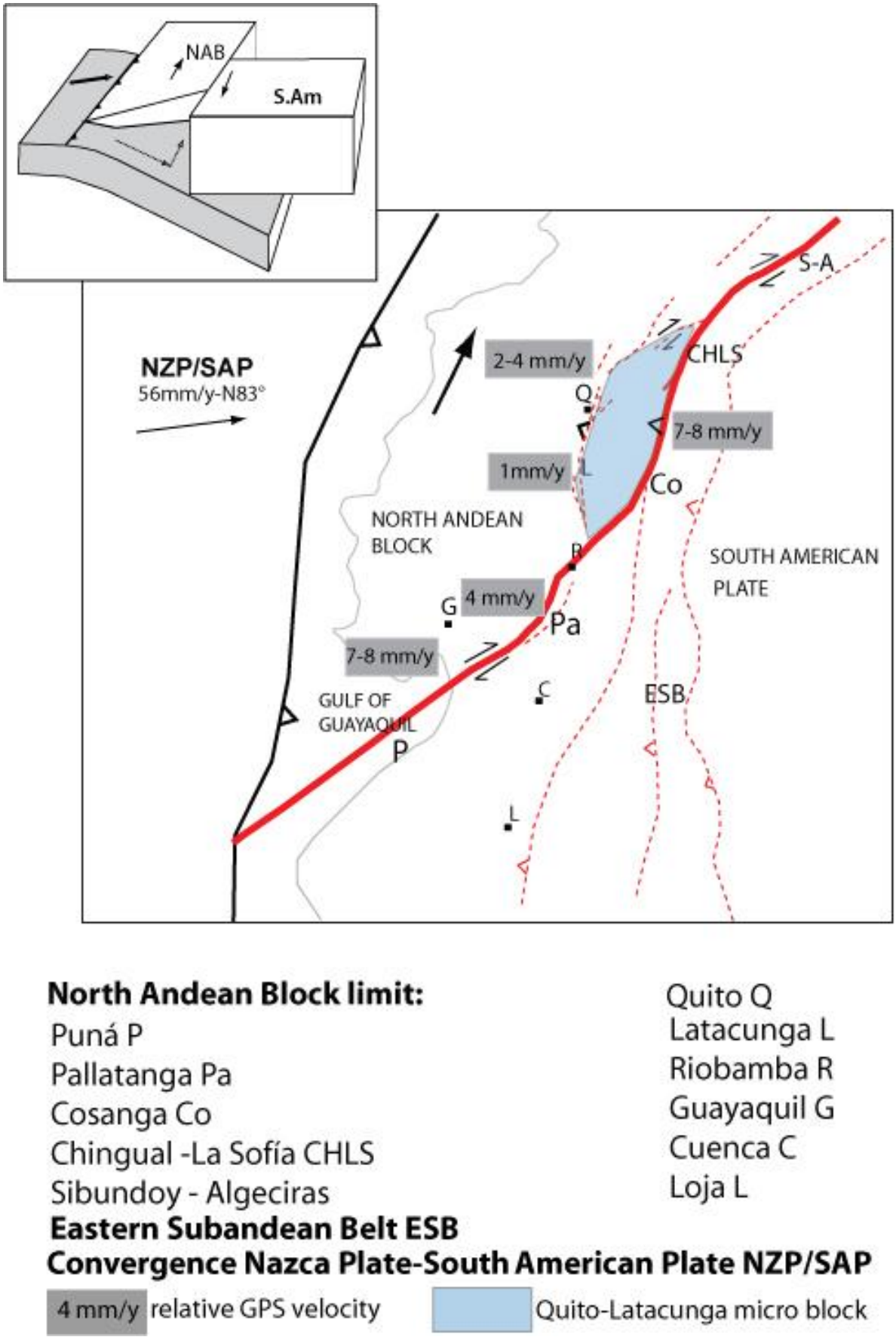


Figure 5.11 : Present day eastern limit of the North Andean Block. In light blue the Quito Latacunga micro block. Final model for the extrusion of the NAB. The velocities correspond to GPS measurements.

Ecuador cordilleran uplift as well as active deformation appears also to be intimately linked with the development of evolving tectonic configurations, which probably involve, however, successively narrowing restraining bend rather than a single one. Also, the principal tectonic shortening or transpression between the former trench location and stable craton appears to have migrated eastward from the Western Cordillera to the Cordillera Real since 15 Myrs. Hence, the transpressional style described for most of the CCPP must represent the dominant deformation style for the Quaternary. Our model no longer fit with a Pliocene restraining belt and a compressive graben but rather with a major unique fault system, bounding rigid blocks, and localizing most of the deformation. Indeed, we postulate also that dextral transpressional deformation played a fundamental role in the structural development and uplift of the Northern Andes in Ecuador for more than 15 Myrs, in opposition to the mainly compressive deformation style recorded in Northern Peru (Naeser et al., 1991). Modeling the structure of the northern Andes as a dextral transpressional margin requires a temporal evolution of the NAB southeastern boundary, and associated restraining bends, into a more mature fault system that suggests the establishment of a localized continental plate boundary.

Geophysical data indicate that the allochtonous terranes are dipping eastward; constituting a crustal accretionnary prism, which indeed forms the crustal roots of the Ecuadorian Andes (Guillier et al., 2001). Following the accretions, the last tectonic episodes of activity are associated to the most rapid uplift of the Cordilleras (15-0Myrs) and correspond to the initiation of continental deformation. As ongoing subduction yield compression to the upper plate, Bonnardot (2003) proposed that the over thickened and vertical prism became rigid and are not able anymore to accommodate additional compression. As a consequence, most of the strain should be transferred eastwards to the Cordillera Real inherited Fault zones (3-0 Myrs). In this view, 40 to 15Myrs ago, the deformation was concentrated along the sutures and faults like the Chimbo-Toachi Fault System, the Pujilí Melange and the Peltetec Suture (Jaillard et al., 2009; Spikings et al., 2010), but as structures were reorganized with the migration of the deformation, it compressed the Interandean Valley and both the Interandean Valley and the Cordilleras were exhumed rapidly as observed between 15 and 0 Ma (see Figure 5.6). The rapid exhumation ended up with the coastal plain and marine basins uplift during the Quaternary. In the Quaternary then, began the development of active structures across and within the Interandean Valley, as for the activation of the Puná-Pallatanga Fault System. This direction, also activated with the Afiladores-Sibundoy-Algeciras Fault System, began to act together with the CC to short circuit the restraining bend that tend to vanish and narrow, while maturing to form a unique fault system, well connected at depth as demonstrated by seismic and geodetic data. Indeed,

without a complete GPS and seismic data sets covering the whole length of CCPP Fault system, the remnants active segments and the Quito Latacunga microblock would suggest the distribution of continental deformation in and east of the Interandean Valley, as proposed by White et al. (2003). However, most of the continental shortening and strike slip deformation is now demonstrated to be well localized on a single fault system newly defined here: the Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná Fault System.

5.3.9 Conclusion

The purpose of this paper is to contribute some new seismic and geodetic data bearing on the active tectonics of Ecuador and to summarize this data set in order to propose likely mechanisms that explain the evolution of the Andes since 15 Myrs. We are primarily concerned with evidences of recent faulting, particularly reflected by intracontinental earthquakes, GPS measurements and geologic evidences of quaternary faulting. Both geologic and geomorphic studies of quaternary faulting (e.g., Ego et al., 1996a) and GPS measurements (e.g., Trenkamp et al., 2002; White et al., 2003) call for partitioning of the active deformation in Ecuador. On the contrary, our compiled and new data demonstrate the existence of a localized rather than distributed intraplate continental boundary showing slip rates of ~ 7 to 10 mm/yr : the CCPP fault system.

NAB extrusion occurs rapidly as the Nazca plate moves eastward relatively to the Brazilian Shield at ~ 56 mm/yr (Kendrick et al., 2003). Such a motion suggests that 20 % of the movement is transferred to the continental plate by coupling along the subduction zone. GPS control points in the westernmost part of Ecuador move rapidly (7 mm/yr.), northeastward with respect to Eastern Ecuador (e.g. Nocquet et al., 2009) and traduces the extrusion of a rigid continental block. Crustal seismic activity is higher in the Northern Andes and large earthquakes indicate active transpression to occur in this region, mostly along the NESW trending fault systems.

Morphotectonic and seismic data suggest that, in central Ecuador, the modern tectonic limit of the NAB is located east of the Interandean Depression, along the Chingual-Cosanga Fault System, and that tectonic activity is concentrated on this single NS-trending transpressive strand, whereas in southern Ecuador, motions are distributed along two NE-trending strands, the Puná-Pallatanga Fault System and the Chingual-Cosanga Fault System, respectively (Figure 5.5). The southern single strand of Pallatanga appears to have matured into a true strike-slip fault (Figure 5.7), whereas distributed strain occurs in the Pisayambo area, between this segment and the Cosanga fault. This peculiar region may be a propagating system, still implicating several fault segments connecting at depth.

Indeed, our new seismic and GPS data set presented here shows a localized motion, suggesting that connection of the Pallatanga and Cosanga fault systems is currently going on.

Acknowledgements

This publication was made possible through support provided by the IRD-DSF and the project (Andes du Nord) from the Agence Nationale de la Recherche under the Contract Number ANR-07-BLAN-143.

Constructive reviews by XXX of a previous version helped to improve the manuscript. This contribution is part of an Ecuadorian–French cooperation program between the Instituto Geofisico, Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN), Quito, Ecuador and the UMR Isterre.

Chapitre 6

Seismogenic source definition for seismic hazard assessment in Ecuador

Ce chapitre est constitué d'un papier en préparation qui présente quelques exemples de zones sismogéniques en l'Equateur que j'ai défini dans le cadre d'un projet défendu par notre institut en Equateur auprès des autorités. Ici, je présente mon travail de compilation des informations disponibles à ce jour pour chacune des zones. Il intègre les résultats de cette thèse dans le but de créer un zonage sismotectonique à jour. Cette partie du travail est aboutie et est dorénavant disponible pour les calculs d'aléa probabilistes qui seront effectués dans le cadre de la thèse d'H. Yepes (qui démarrera cette année 2012 à Isterre). Ce papier sera soumis d'ici la fin d'année 2012, après une réunion de travail prévue avec H.Yepes, L. Audin et C.Beauval.

6.1 Introduction

One of the fundamental steps to achieve seismic hazard estimation is the definition of a seismo-tectonic zonation. Building the seismo-tectonic zonation of a territory consists in identifying within this territory the zones which have the potential to generate earthquakes (from moderate to large magnitudes). In the process of calculating probabilistic seismic hazard, the recurrence of earthquakes in each of these zones needs to be modeled. The ideal case corresponds to a fault identified and for which the earthquake characteristics can be constrained by prior events of an accurate seismic regional catalogue (Meletti et al., 2002 ; Basili et al., 2008). Most often, the level of knowledge in terms of active faults and the relatively short time range of the seismic catalogs do not allow identification of a complete set of faults. Instead areal seismic sources are defined by taking into account a rather diffuse seismicity (approx. 40yrs instrumental and 500yrs historical earthquakes). The resulting source zone is defined as gathering a set of faults with similar properties (among them: mechanism, depth, maximum magnitudes) which cannot be taken into account individually (as for recurrence parameters that cannot be determined individually). For the hazard calculations, a source zone will be considered homogeneous in terms of earthquake density, earthquake depths, and earthquake focal mechanisms. A unique frequency-magnitude distribution will be describing the whole source zone.

Techniques to characterize individual seismic zones can be very diverse in the litterature, and this objective is achieved all around the world by applying various criteria depending on the regions and on the authors (e.g. Stirling et al., 2002, 2012; Petersen et al, 2008 ; Stucci et al, 2011). The seismic source definition is based mainly on geological and geodetical information, as well as on the historical and instrumental seismicity (e.g. Basili et al. 2008). Recently, the development of geodetic techniques, especially the use of high precision GPS, has contributed to a significant improvement in

the characterization of seismic sources, especially along subduction zones such as the Japanese subduction (Kanda and Simons., 2010).

"The definition of seismogenic source in Ecuador" is part of the Seismic Hazard Actualization in Ecuador" project, supported by the Ministerio de la Vivienda, and lead by the Instituto Geofisico de Quito. It concerns the identification and characterization of active seismic sources in Ecuador, including both crustal and subduction sources, and the calculation of probabilistic seismic hazard over the whole territory. The final aim is the establishment of an updated Seismic Building Code, following international standards. The present study focuses on the definition of the seismic source zones together with criteria used during this process. It does not address the modelling of earthquake recurrence within each zone (which will be the topic of another paper).

The work of identification and characterization of seismogenic sources has been achieved through the compilation and analysis of:

- databases and publications related to the seismicity of Ecuador and the plate boundary zones (instrumental data, historical data and focal mechanisms).
- Publications related to the tectonics and geodynamic of Ecuador, Colombia and northern Perú Bathymetric information, geodetic data, coastal morphology , seismic profiles and marine geophysical data.

In this work, the seismic sources have been defined in Ecuador using for the first time in this region a multidisciplinary approach based on available seismological, geological and geodesic data. The perimeter of the study concerns the Northern Andes of Ecuador and the Nazca Plate. A total of 26 seismic zones are defined and characterized by the predominat type of deformation.

6.2 Seismic sources zones in Ecuador

6.2.1 Geodynamic and seismotectonic settings

Ecuador is situated in a complex geodynamic setting involving a continental tectonic block and a microplate, in front of an active subduction zone. Over twenty years of neotectonic analysis now provide a more complete understanding of the active geodynamic settings in Ecuador.

6.2.1.1 Continental area

Ecuador is morphologically defined from west to east by a wide and low coastal region (~100 m.a.s.l), bounded to west by a coastal cordillera (~300 m.a.s.l), an active volcanic arc and the Northern Andes topographic relief formed by two parallel ranges (Western and Eastern Cordilleras ~4000-4400 m.a.s.l) separated by the Andean Depression (~2000-2700 m.a.s.l). East of the range, the eastern sub-Andean belt (ESB) shows lower altitude (~2400 m.a.s.l) than the Cordilleras and extends eastwards to the Amazonian plain (Figure 6.1). This morphology is the consequence of a common geodynamic history for the Northern Andes (Ecuador-Colombia-Venezuela, Pindell and Kennan, 2009), very different from the Central Andes one (Perú-Chile-Bolivia; Barnes and Ehlers, 2009). Indeed, the present day Ecuador setting results from a transpressive evolution that has occurred throughout the Paleocene, initiated as an oblique subduction (Daly, 1989 ; Toro, 2007, Jaillard et al, 2009). Since the Upper Cretaceous, the evolution of this region has been punctuated by the accretion of a series of oceanic terranes (Hughes and Pilatasig, 2002 ; Mamberti et al., 2003; Toro, 2007; Kennan and Pindell., 2009; Jaillard et al., 2009), that have been annexed to the western border of the eastern Cordillera and to the continental domain.

With the end of terrane accretion in the Paleocene (Jaillard et al., 2009), the development of the current subduction system began, still characterized by oblique subduction (Daly , 1989). The present day convergence direction (N83° Kendrick et al., 2003 ; Nocquet et al., 2009) began in the Oligocene (Daly, 1989). This stable convergence direction over time induced a strong horizontal partitioning and yield stress absorbed by the upper plate, inducing the “northwards escape” of a specific continental area: the North Andean Block (Figure 6.1 Ego, 1995). The Nazca convergence rate is about 56 mm/yr., relative to stable South America (Kendrick et al., 2003; Nocquet et al., 2009).

There is a general consensus regarding on the ~8mm/yr. to 10mm/yr. northward motion of the North Andean Block relative to South American plate (Nocquet et al., 2009 ; Egbue and Kellog, 2010). Lately, this has been strongly supported by recent GPS surveys (White et al., 2001, Trenkamp et al., 2002; Chapitre 5 into this document). Nevertheless, this NAB-South America plate boundary which drives active tectonics along the northern Andes of Ecuador (from Colombia to Venezuela) comprises transpressional and compressional segments.

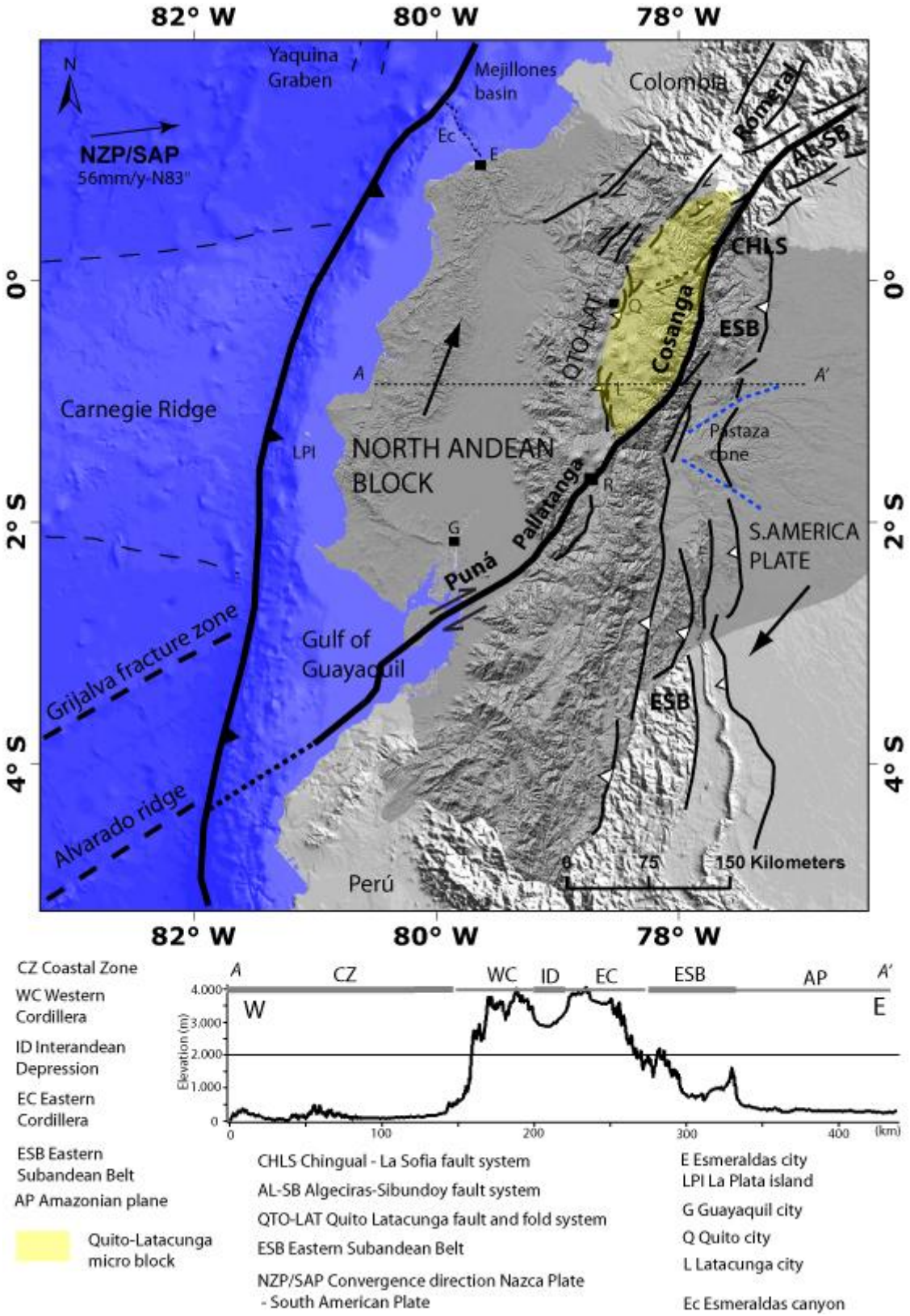


Figure 6.1: Ecuador tectonic and morphologic settings reported on DEM 30m. The cross-section shows the differences in height between the coast zone, the Andes and the Amazon plain. Additionally there is the inter-Andean valley situated between two mountain ranges and with a height intermediate Eastern Sub Andean Belt. South America DEM and bathymetry, courtesy Michaud F.

The eastern limit of this block is now well defined and called the Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná Fault System (Figure 6.1, chapter 5 into this document). Additionally, a newly defined microblock is limited east by the previously mentioned system and west by the Quito-Latacunga thrust System (Figure 6.1, chapter 5 into this document).

Another important active tectonic system is located on the eastern Subandean zone. These structures are mostly defined by a series of east-vergent thrust faults that accommodates compression originated by the eastward migration of the deformation (Figure 6.1, Eastern Sub-Andean Belt ESB, Bés de Berc et al., 2003; Legrand et al., 2005).

6.2.1.2 Offshore subduction and coastal area

On the other hand, the offshore plate boundary between the Nazca and the South American Plates is one of the more important seismogenic sources in Ecuador. This area can be divided into three main morphological zones, respectively the trench, the continental submarine and the coastal margins morphology, detailed below.

The Southern Zone extends from 4.5° S to 2° S, where the subduction trench and the continental submarine margin show a N-S orientation. The Gulf of Guayaquil developed over this segment of the margin. The formation of this sedimentary basin was strongly influenced by the northward drift of the North Andean Block (Benítez, 1985; Deniaud, 2000). Within the Nazca Plate, the Grijalva fracture zone (N65°, Lonsdale and Klitgord, 1978), is an important feature (Gutscher et al., 1999). The age of the oceanic crust is older south of the Grijalva fracture than north (~27 Myrs south to ~10 Myrs to north, Hey 1977, Lonsdale and Klitgord, 1978). The subduction trench is more than 4700 meters deep in front of Perú (Collot et al., 2009) and decreases to the north towards the Gulf of Guayaquil (Deniaud et al., 1999).

In the Central Zone, between 2° S and 0.5° N, the trench direction changes to N 20°. On the Nazca Plate, the currently subducting Carnegie Ridge, is a major morphological feature. This oceanic plateau is 2 km high and 10 km thicker than the typical Nazca oceanic crust (Graindorge et al., 2004, Sallarès and Charvis, 2003). This ridges has been subducting since ~5 Ma (Gutscher et al., 1999 ; Collot et al., 2009). Between the ridge and the margin, the subduction trench is shallower than in the other segments to the north and to the south (2500 m, Collot et al., 2009). Additionally, the eastern border of the Carnegie ridge is affected by several faults, mainly with normal motion (Collot et al., 2009). In the extreme North of this segment, various seamounts are observed and some of them

have already subducted (Collot et al., 2009; Ratzov et al., 2009). The continental basin there also present several faults trending North-South and affecting the Quaternary sediment cover in the submarine margin (Collot et al, 2009).

In the Northern Zone, between 0.5° N and 4.5° N, the trench orientation is approximately N30°. Within the Nazca Plate; the Yaquina graben trending NNE-SSW, is a distinctive feature (Hey, 1977). Between the graben and the continental margin, the development of a thick sedimentary sequence is observed. Its origin corresponds to the submarine canyons of Esmeraldas and Patía/Mira (Collot et al., 2009). At this location, the depth of the trench reaches nearly 4000 m (Collot et al, 2009). On the submarine continental margin, the elongated Mejillones basin has been filled, almost parallel to the trench by Quaternary sediments (Collot et al, 2009). In recent studies, the existence of crustal active splay-faults was highlighted branching from the interplate contact at depth (Collot et al, 2008). These structures are identified as the source and the southern limit of the rupture zone of the 1958 earthquake (Mw 7.8) (Collot et al, 2008).

6.2.2 Estimation of the magnitude for the characteristic earthquake of a seismogenic source and its recurrence rate in each zone

For seismic hazard assessment purposes, a maximum magnitude needs to be determined for each source zone. This maximum magnitude characterizes the greatest earthquake that can occur within the source zones. The source zone can be either a fault source or an areal zone. In the case of a fault, following Youngs and Coppersmith (1985), the maximum event which can break the whole fault zone is called the characteristic earthquake. In the case of an areal source zone, the maximum magnitude is deduced from the historical earthquake catalogue and from the size of the largest tectonic structures belonging to the zone. This maximum magnitude will be used as upper bound in the Gutenberg-Richter recurrence model. The method for estimating the maximum magnitude varies according to the quantity and quality of available data for each source.

If a large historical earthquake occurred in the zone, and if this earthquake is believed to be the largest possible according to the geological structures within the zone, the maximum magnitude is fixed to this historical maximum value. However, when an active fault has been identified, and historical observations are unavailable for this source or the available magnitudes are believed to be too low with respect to the potential of the faults, the *M*max is estimated using the relationships developed by Leonard (2010) from worldwide data. These equations relate the moment magnitude with the fault rupture area (RA), and/or the segment rupture length (SRL).

Then, the average time interval between two characteristic earthquakes on the fault needs to be evaluated. Due to the short period of the historic record in Ecuador (no longer than 500 years), usually only one characteristic earthquake is known, and the recurrence interval is obtained following Wesnousky (1986) law:

$$T = Mo / Mog$$

Where Mo corresponds to the seismic moment released by the characteristic earthquake on the fault, and Mog is the seismic moment calculated using the slip rate, obtained by geological and geodesic methods. It was not possible to obtain the recurrence for all structures because for some of them, information is lacking.

These maximum magnitudes and the range expected for the associated inter-event times were passed on to the team working on the seismicity model. This team has been using this information, as well as the earthquake catalogue from 1541-present to derive the recurrence models for each of the source zone. This work is currently ongoing and will be presented in a future paper.

Then, relying on this overview, we propose to define two groups of seismogenic sources: Subduction Seismogenic sources and Crustal Seismogenic sources.

6.2.3 Definition of Subduction Seismogenic Sources.

Two groups were differentiated: Interplate and Intraslab Deeper Seismogenic sources.

6.2.3.1 Interplate Subduction Seismogenic sources along the trench

The Ecuador active margin is characterized by oblique subduction of the Nazca Plate towards the east at 5.6 cm/yr (Kendrick et al., 2003; Nocquet et al., 2009). The Nazca Plate is marked by numerous topographic heterogeneities: the wide and thick buoyant Carnegie Ridge, Grijalva fracture, and the narrow Alvarado ridge and the Yaquina Graben (Figure 6.1). The subduction margin has been divided into three seismogenic sources which are detailed below (Figure 6.2).

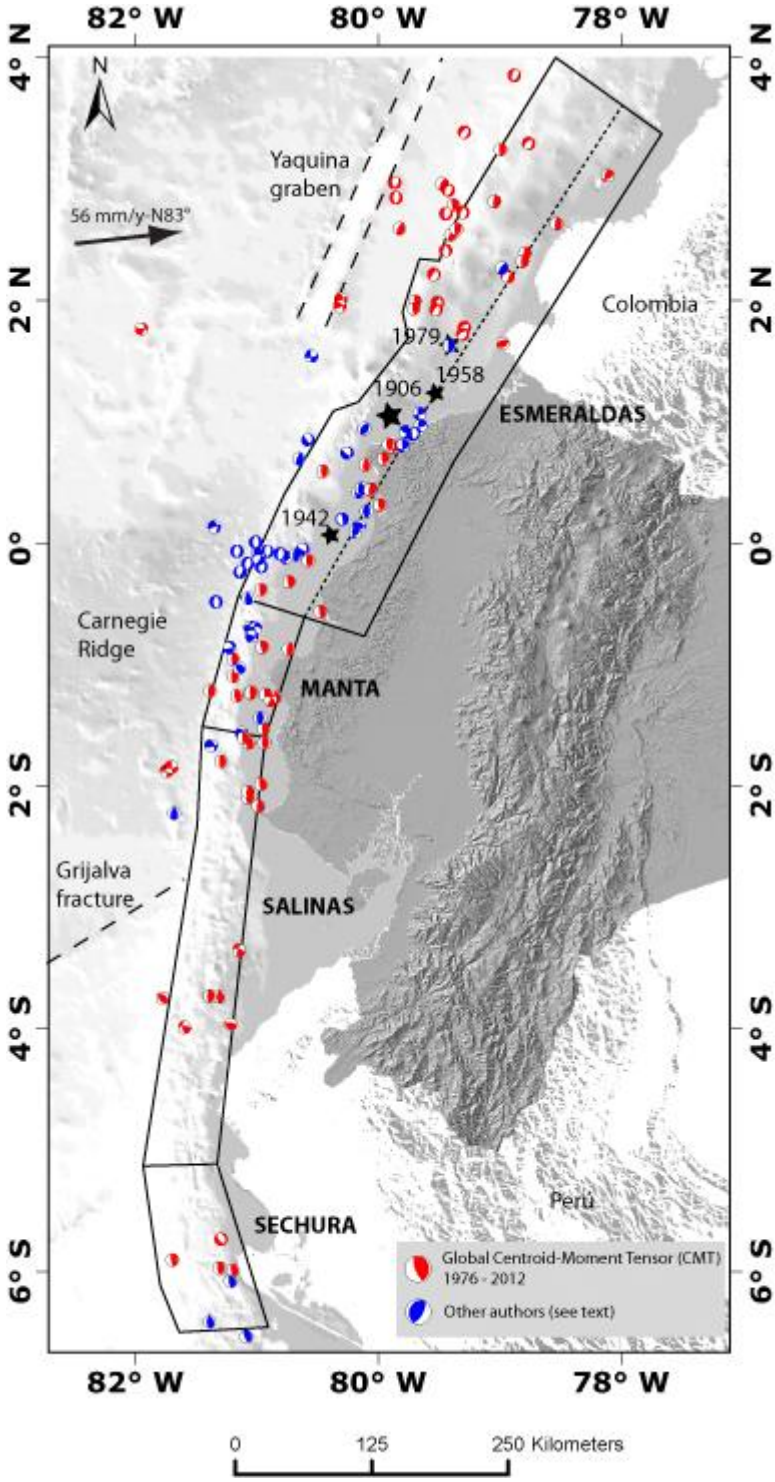


Figure 6.2: Subduction Margin Seismogenic Sources. Focal mechanism other authors: Manchuel et al, 2011; Segovia and Alvarado, 2009; Alvarez, 2003, Mendoza and Dewey, 1984 and Instituto Geofisico-EPN, 2012. Earthquakes magnitudes > 4.0. South America DEM and bathymetry, courtesy Michaud F. Ecuador DEM 30 m.

6.2.3.1.1 Esmeraldas example: best constrained subduction seismogenic source

This zone corresponds approximately to the Northern Zone trench - margin system, described above (Figure 6.2). Due to the absence of a permanent seismic or geodetic station in the

submarine area, the seismicity distribution allows us to define neither an accurate depth nor properly determine the limit of the continental and oceanic crust. We thus chose to create a unique zone, including both type of lithosphere as shown on Figure 6.2. In Figure 6.3, the green block would correspond to the Esmeraldas source, whereas the gray block corresponds to the continental Canandé-San Lorenzo source. The lower depth limit for the continental source was fixed at 20 km, considering the average thickness of the continental crust in this zone and accordingly to the available seismic profiles on the margin (Collot et al, 2008).

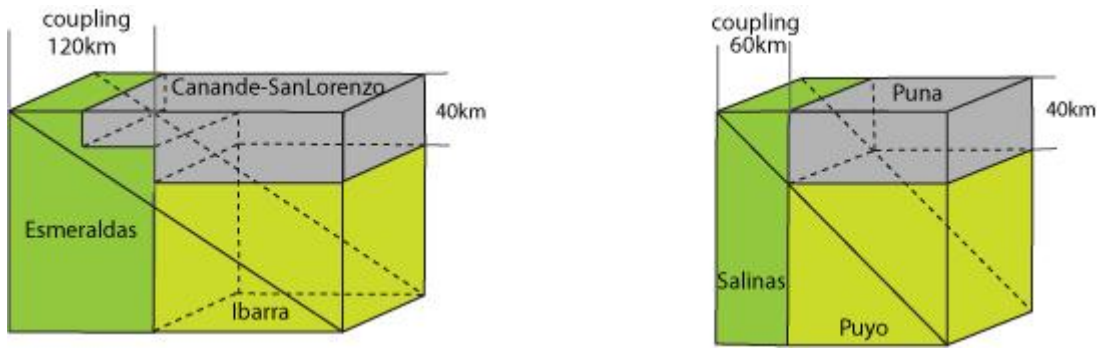


Figure 6.3: Diagram showing the geometry of the subduction seismogenic sources.

This source of this zone corresponds approximately to the rupture zone of the January 31, 1906 earthquake (Mw 8.8; Engdahl and Villaseñor, 2002), which is the greatest event recorded in Ecuador until present (figure 6.2). The NE-SW extension and limits of this source also relies on the locations of three aftershocks: May 14, 1942 (Mw 7.8 Pacheco and Sykes, 1992), January 19, 1958 (Mw 7.8 Pacheco and Sykes, 1992) and December 12, 1979 (Mw 8.1 Pacheco and Sykes, 1992). These earthquakes were relocated by Mendoza and Dewey (1984).

Moreover, the new elastic model, obtained from GPS data, shows that the interseismic coupling in this sector is approximately 550 km long and 120 km wide, from the subduction trench to the continent (Nocquet et al., 2010; as represented on Figure 6.2). This is perfectly consistent with the Mw 7 aftershocks distribution described above.

The seismicity model requires an estimate for the maximum possible earthquake magnitude in each source zone. This maximum magnitude for this source is set to be equal to the historic maximum, moment magnitude Mw 8.8 (1906 earthquake Engdahl and Villaseñor, 2002). It should be pointed out that the event localization in the EHB seismicity catalog is located within the oceanic crust. Nevertheless the authors agree that this event is not related to the slab flexure (outer rise) but

to the subduction process itself (Kanamori and McNally., 1982). The proposed location from Swenson and Beck (1996) was considered in this work.

Focal mechanisms available for the sources in this zone have been displayed in Figure 6.2. Most of the focal mechanisms correspond to inverse ruptures clearly associated to the subduction interface. However, North of the zone, a region displaying abundant normal focal mechanisms may be related to some pre-existent fractures in the Nazca Plate that have not been studied yet (Segovia and Alvarado, 2009). A similar pattern is observed south of the zone, but in this case it could be related to the subduction of a seamount described by Ratzov et al. (2009).

Regarding the recurrence time of the characteristic event, it was estimated from the seismic coupling (Nocquet et al., 2010). We calculated the seismic moment (Mo) released by the main earthquakes which occurred in the 20th century (1906, 1942, 1958 and 1979). We used a convergence rate velocity of 56 mm/yr between the Nazca plate velocity and the South American Plate velocity NZP/SAP (Kendrick et al., 2003; Nocquet et al., 2009) and a 60% of coupling (Nocquet et al., 2010). With these factors we estimated that a period of 200 years is necessary to release a seismic moment budget comparable to the three greatest events of the 20th century ($2{,}25 \times 10^{22}$Nm). Besides, as the seismic moment corresponding to the 1906 earthquake ($1{,}97 \times 10^{22}$ Nm) is almost equivalent to the total seismic moment relased in the 20th century; a 300 years recurrence interval is estimated for a 1906 earthquake type.

6.2.3.2 Intraslab Deeper Seismogenic sources

This group includes intraslab earthquakes. The criteria used to define these sources are mainly: the depth distribution of the seismicity, the rupture mechanism available in the zone, and the variation of the rupture planes orientation both based on the focal mecanisms (Figure 6.4a).

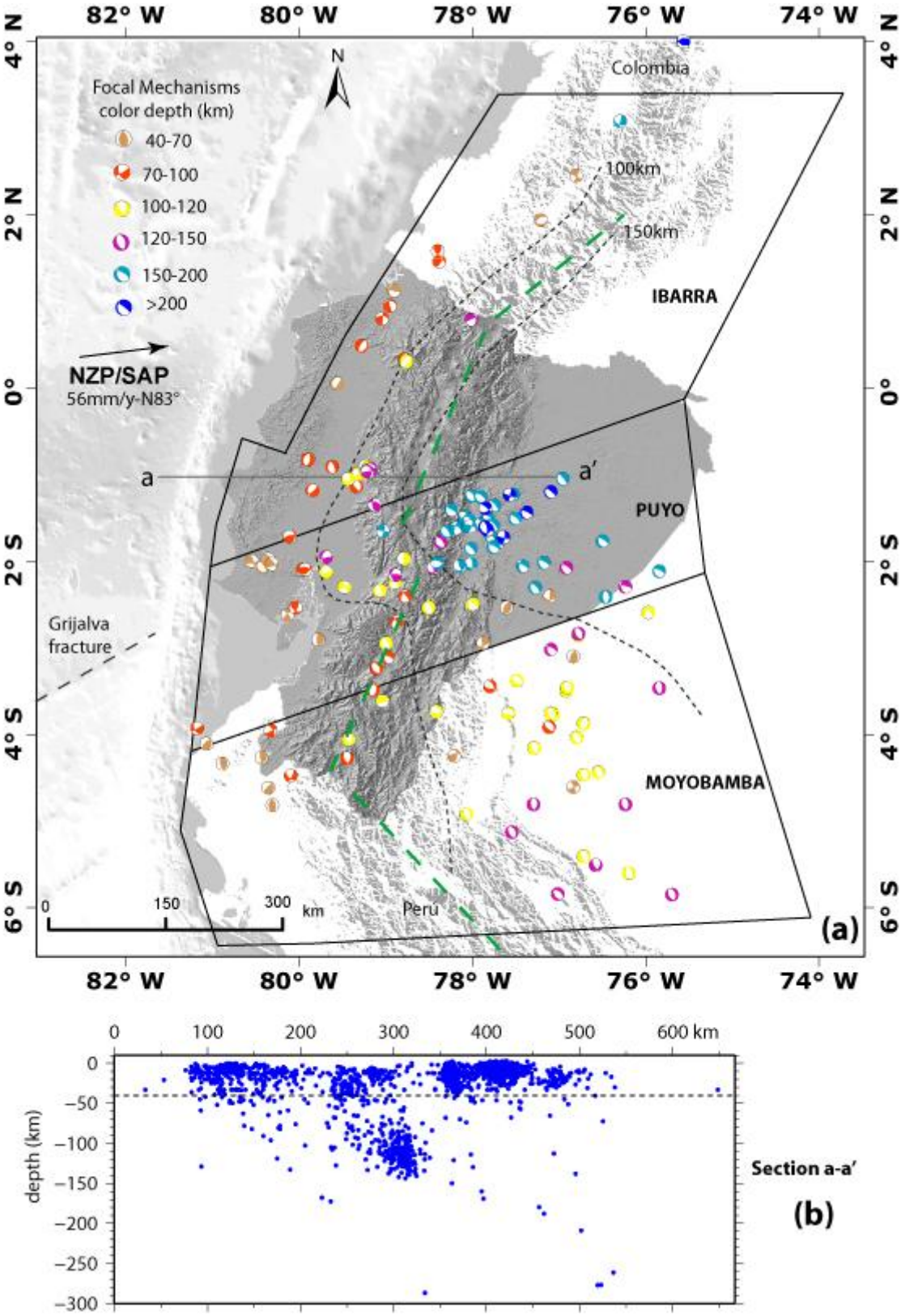


Figure 6.4: (a) Subduction Deep Seismogenic Sources. Focal mechanism sources: CMT, Manchuel et al, 2011; Segovia and Alvarado, 2009; Alvarez, 2003, and Instituto Geofisico-EPN, 2012. Earthquakes magnitudes > 4.0. South America DEM and bathymetry, courtesy Michaud F. Ecuador DEM 30 m. Green line corresponds to main cordilleras direction (b) Earthquakes depth distribution, section width 30 km.

The maximum depth of the continental crust base is fixed to 40 km (Figure 6.4b). This is classically determined as being the Moho depth and is coherent with the observed seismicity distribution in the upper plate lithosphere. The subducted Nazca plate is seismically active to depths of about 650 km. Some earthquakes occurred in a segment of the subducted plate that has produced frequent earthquakes with focal depths of 100 km to 150 km beneath the Earth's surface.

Events with focal-depths between 40 and 300 km are called 'intermediate-depth' earthquakes, as distinguished from 'shallow-focus' earthquakes, showing depth less than 40 km, and 'deep-focus' earthquakes, showing depths greater than 300 km. Intermediate-depth and deep-focus earthquakes represent deformation within subducted slabs, rather than deformation localized at the plate boundariy contact. Intermediate-depth and deep-focus earthquakes typically cause less damage at the surface than shallow-focus earthquakes. But large intermediate-depth and deep-focus earthquakes may be felt at great distances from their epicenters.

Seismicity distribution in plane view indicates that the subducted slab beneath southern Ecuador, inferred to be former oceanic Farallon lithosphere, is much steeper than below central Ecuador, inferred to be younger oceanic lithosphere with hotspot volcanism (Figure 6.4; Gutscher et al., 1999).

Using data from the new Catalog of seismicity, which contains a greater number of earthquakes (with magnitudes between 5 and 6), we draw some reference depth limits between 100 and 150 km shown in Figure 6.4. We also considered only earthquakes deeper than 40 km. The results are consistent with those observed by Gutscher et al. (1999) and Tavera and Buforn. (2001), in relation to a segmentation of the subducting plate.

As stated earlier, we can thus define 3 zones for Intraplate deep sources:

South of 4 °S, the seismicity extends east of the trench, between 500 and 600 km. In addition, the direction of the ruptured planes, given by the focal mechanisms is preferentially NS, suggesting the continuation of the flat slab as in northen Perú (Tavera and Buforn, 2001). This is the Moyobamba source zone in Northern Perú, a magnitude Mw7.2 earthquake in 1997 occured 150 km to the north of the 26 September 2005 Mw7.5, earthquake, at a similar depth (Figure 6.4).

Between 4 °S and 2 °S, the seismicity extends between 400 and 500 km from the trench. Deepening rapidly reaching ~ 200 km is further characterized in that there is a concentration of seismicity that accounts for 7-10% of the annual seismicity, so it is called Puyo Seismic Nest (IG internal reports, many years, www.igepn.edu.ec). The direction of the planes of rupture given by the

focal mechanisms is ~ N140°. Between 2° and 3 °N, the seismicity extends 250-300 km east, away from the trench. It is much more dispersed and this suggests a flat slab dipping 30 to 35 °. The Puyo source zone includes most of Ecuador deep seismic events (>200km) and is the transition zone between the flat slab and the steeper slab to the north (Figure 6.4a). Magnitude 1953 12 12 - Túmbes, Perú - M 7.4 (Silgado, 1957)

Finally the Ibarra source extends between 2°S and 4°N, 250 km east away form the trench and comprises less events than the previous deep sources. It corresponds to the segment where the slab is steeper 30-35° (Figure 6.4a). Maximum magnitude 1859 -03-22 Mw7.2 (Beauval et al., 2010)

These variations in the slab shape were interpreted by Gutscher et al, (1999) as "caused by lithospheric tears separating the buoyant, shallowly subducting Carnegie Ridge from segments of steep subduction". But the variation in direction and the lack of tear type focal mechanisms led us to think that these "anomalies" are the result of this peculiar limit between the Carnegie ridge and the southern different oceanic crust entering the subduction. It is also marked in processes recorded by the upper plate such as the active volcanism north of latitude 2.5°S (Hall et al., 2008). The direction of the Andean cordillera varies similarly from NW-SE (south of latitude 4.5°S) to NNE-SSW (~4°S and 2°S) and to almost N-S north of 2°S (Figure 6.4a).

Another interesting characteristic of the upper plate is the major alluvial cone of the Pastaza River which cuts through the Sub-Andean range, shown in Figure 6.1. This cone separates the thrust systems of Napo to the north from Cutucú to the south. The subduction of an aseismic ridge, as the Carnegie ridge or even the Grijalva fracture sometimes may have a significant impact on the dynamics of the overriding upper plate. In the central Andes of Perú, the Nazca Ridge subduction imprint can be tracked as far as on the eastern side of the Andes (Espurt et al., 2007). The Fitzcarrald arch is believed to be the topographic response of the Nazca Ridge flat subduction northern limit, 750 km inboard of the trench and in this sense could be compared to the Pastaza region. Another important feature to highlight at this latitude is the orientation change of the eastern North Andean Block limit (from NE-SW to NS; Figure 6.4). All these geologic and morphologic changes in the upper crust seemed to be related to the deep Slab "anomalies". But the mecanisms and the relationships of these processes remain unknown.

6.2.4.3 Crustal Seismogenic sources

The new model for Quaternary deformation in Ecuador, proposed in chapter 5 of this document, was considered here and defines the crustal sources. The model and maps report the main fault systems and its relative deformation rates, mostly derived from GPS data, but also some morphoquantitative and paleoseismic results (Figures 6.1, 6.5 and 6.6).

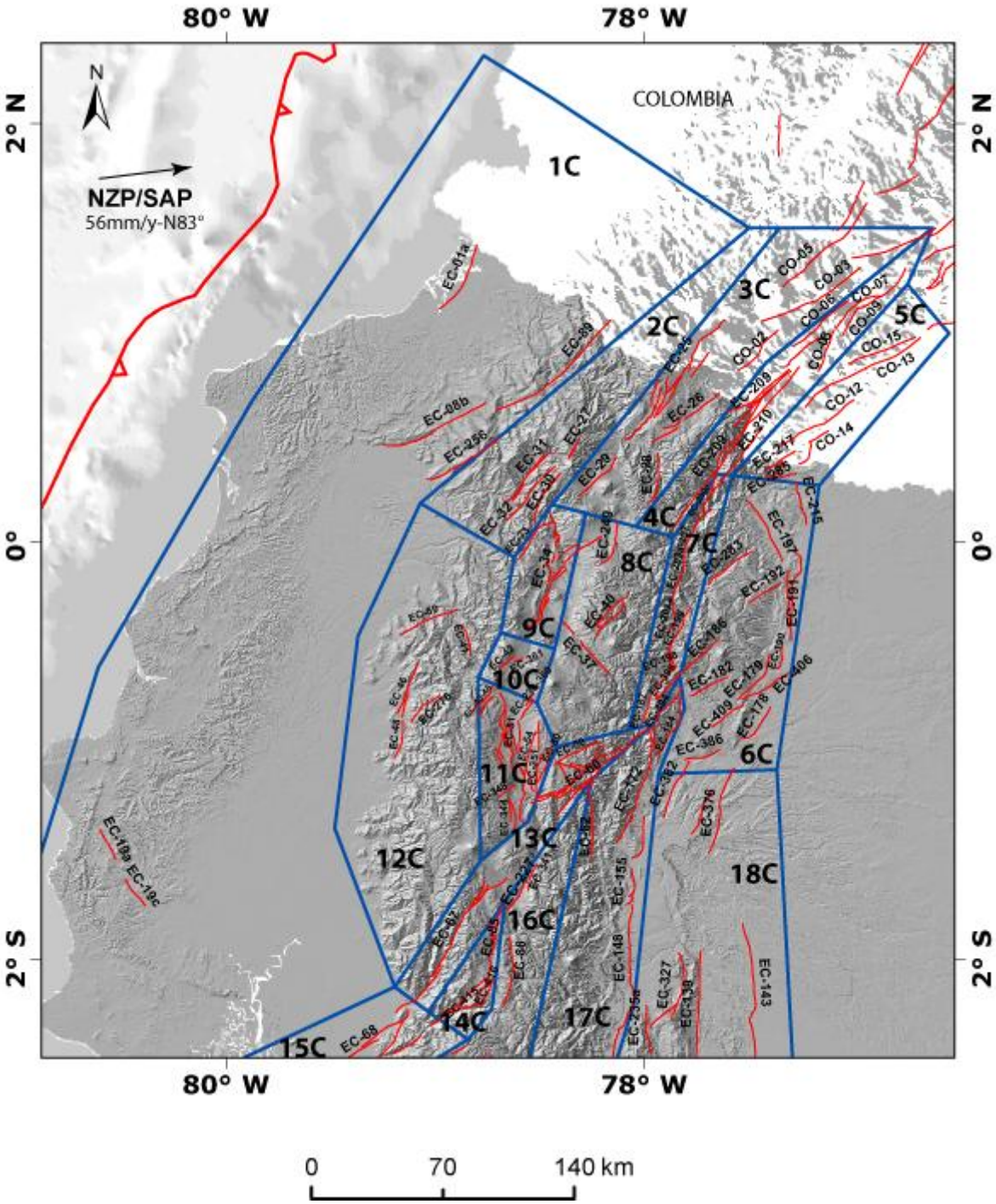


Figure 6.5: Crustal seismogenic sources and fault systems (north Ecuador and south Colombia). See Apendix for the fault codes. Ecuador DEM 30m. Colombia fault sources: Paris et al, 2000; Tibaldi and Romero, 2000; Velandia et al, 2005; and chapter 5 in this document.

The fault source model has been substantially updated from that of the earlier model (Figure 6.1). New onshore geological mapping and interpretations, combined with a substantial contribution of offshore fault sources, have resulted in the addition of new sources and the revision of many of the existing sources. The distribution of fault sources is shown in Figures 6.5 and 6.6, and the parameters and key references for each source are listed and indexed in the appendix (available in the electronic supplement to this paper). The fault sources shown on Figures 6.5 and 6.6 are generalizations of mapped fault traces, which is appropriate for regional-scale PSHA. All fault sources are assigned a general dip and dip direction. The dips are obtained from focal mecanisms (where available) or inferred by taking into account surface exposures, surface geology or geomorphology (e.g., fold geometries). We present here a selection of the main faults corresponding to the major crustal fault systems in Ecuador (Figure 6.5 and 6.6, and Apendix).

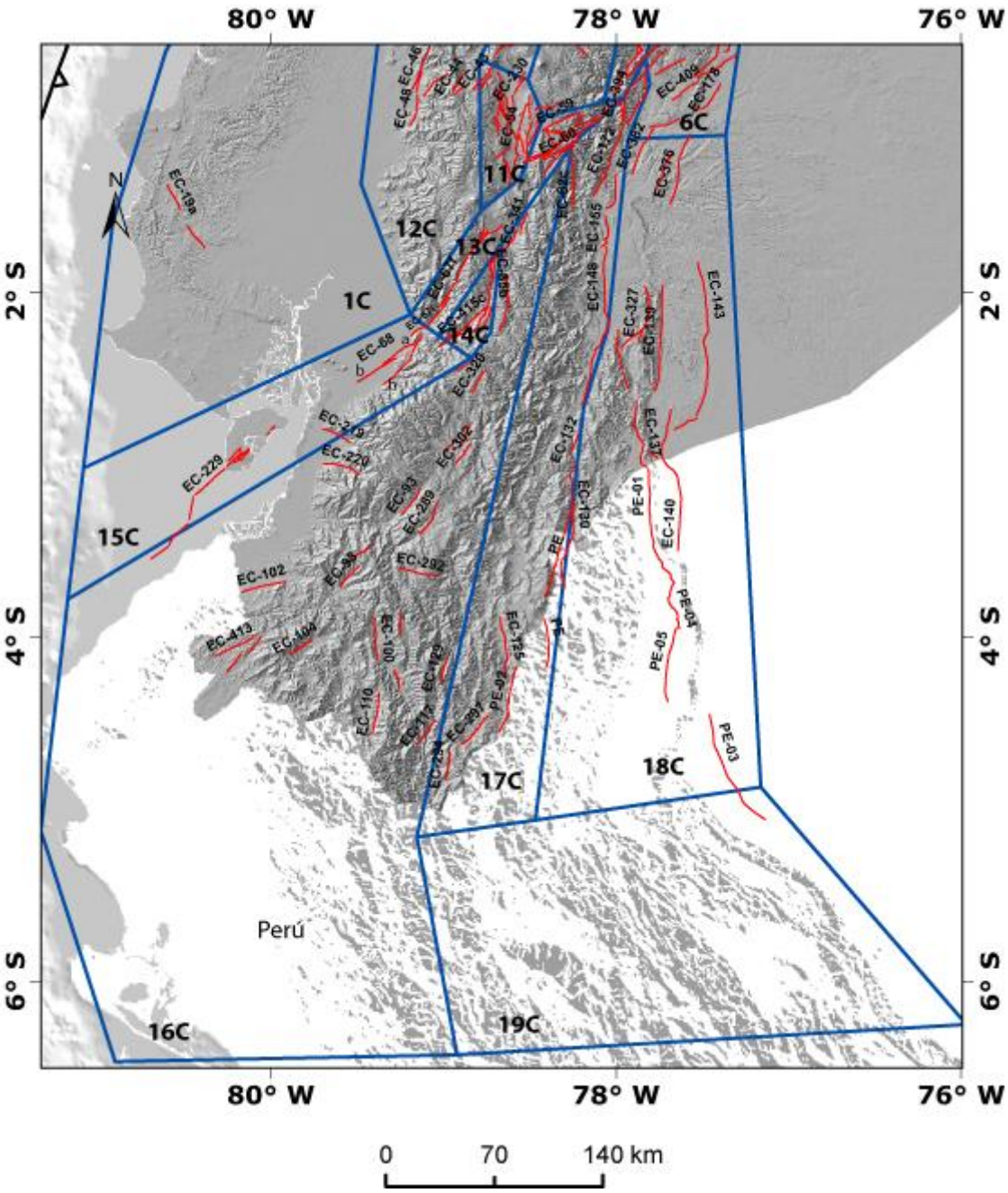


Figure 6.6: Crustal seismogenic sources and fault systems (southern Ecuador and northern Peru). See Apendix for the fault codes. Ecuador DEM 30m. Peru faults chapter 5 in this document.

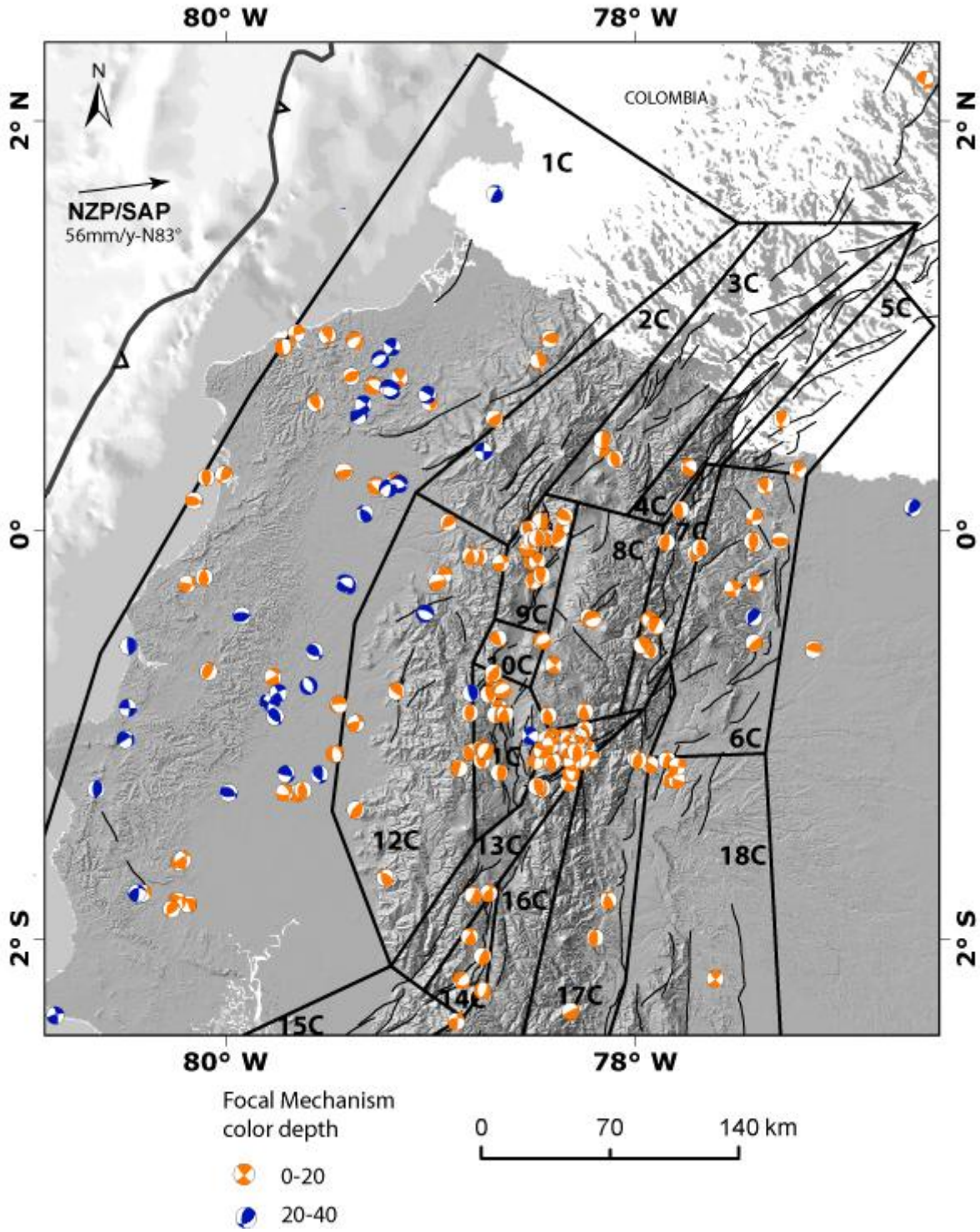


Figure 6.7: Crustal seismogenic sources and focal mechanisms (northern Ecuador and southern Colombia). Focal mechanism sources: CMT, Manchuel et al, 2011; Segovia and Alvarado, 2009; Troncoso, 2008; Alvarez, 2003; Calahorrano, 2001 and Instituto Geofisico-EPN, 2012. Earthquakes magnitudes > 4.0. Ecuador DEM 30 m.

In order to characterize the main kinematics of crustal seismogenic sources, we used the focal mecanisms obtained by several authors for earthquakes magnitude greater than 4 (Figure 6.7 and 6.8; CMT project: 1976-2012, Isacks and Molnar, 1971, Suarez et al., 1983,; Segovia and Alvarado, 2009; Calahorrano, 2001; Alvarez, 2003, Troncoso, 2009 ; Manchuel et al, 2011 and

Instituto Geofisico-EPN, 2012). In addition, the main historical earthquakes generated by crustal fault (Table 6.1 and Figure 6.9; Beauval et al., 2010) that will be used in the characterisation of these sources.

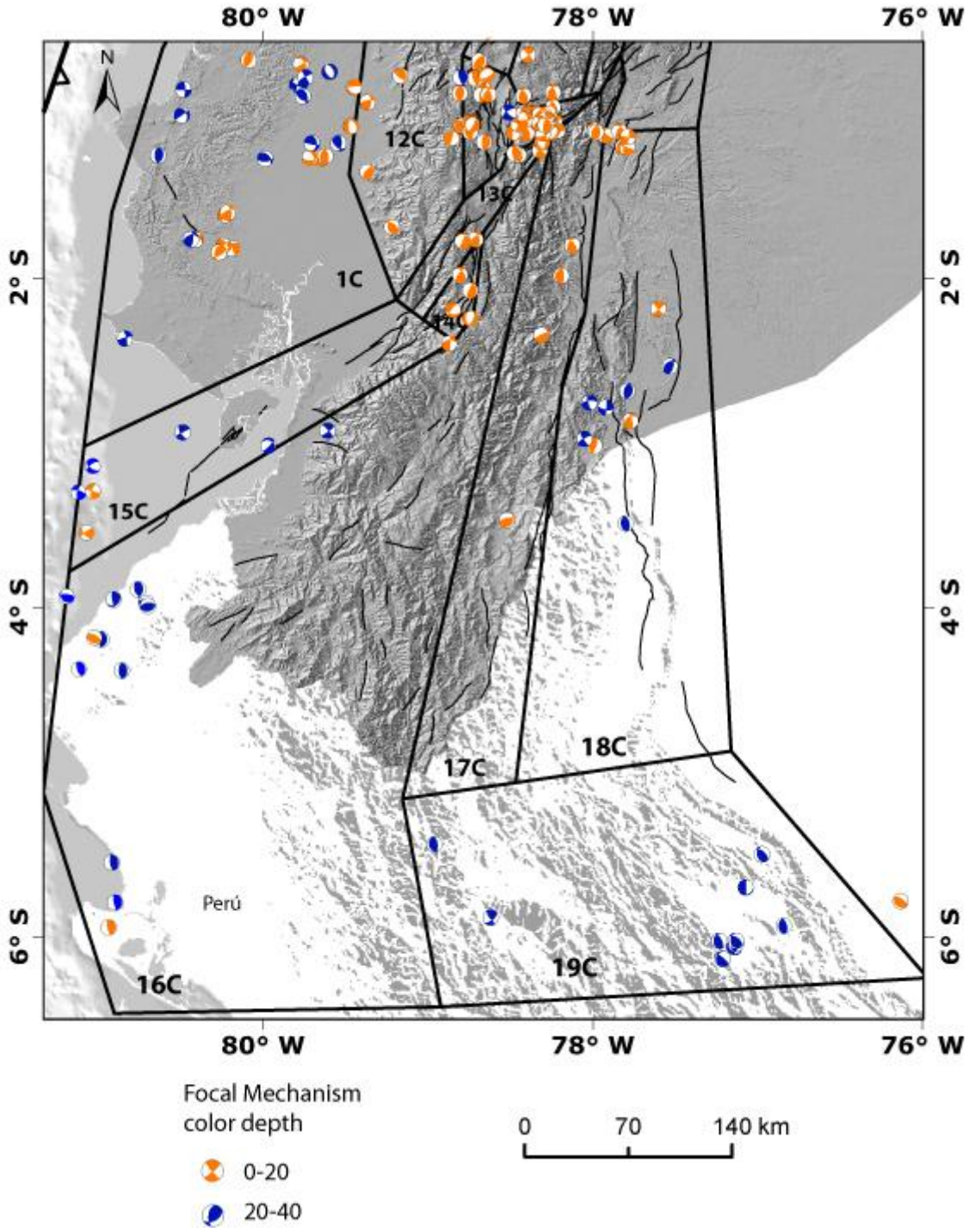


Figure 6.8: Crustal seismogenic sources and focal mechanisms (southern Ecuador and northern Peru). Focal mechanisms sources: CMT, Segovia and Alvarado, 2009; Troncoso, 2008; Isacks and Molnar, 1971, Suarez et al 1983 and Instituto Geofisico-EPN, 2012.Earthquakes magnitudes > 4.0. Ecuador DEM 30 m.

Below are described 2 examples of the most representative crustal seimogenic sources. For identification were assigned a number to each corresponding name, that corresponds to the main fault system.

Y/M/D	Event name	Magnitude	Y/M/D	Event name	Magnitude
1587/08/31	Guayllabamba	6.4 MI	1949/8/5	Pelileo	6.8 Ms
1698/6/20	Ambato	7.3 MI	1955/5/11	Due-Reventador	6.8
1797/2/4	Riobamba	7.6 MI	1955/7/20	Atahualpa	6.1 MI
1868/8/16	Ibarra	7.3 MI	1960/7/30	Pasa	5.7 MI
1868/8/15	El Angel	6.6 MI	1961/04/08	Pepinales	-
1911/9/23	Cajabamba	6.2 MI	1962/11/16	Cusubamba	5.9 MI
1914/5/31	Antisana	6.4 MI	1976/10/6	Pastocalle	5.7 Mb
1929/7/25	Murco	5.9 MI	1987/3/6	Salado-Reventador	7.1 Mw
1938/8/10	Sangolqui	5.8 MI	1990/8/11	Pomasqui	5.3 Mw
1944/9/15	Toacazo	5.7 MI	1996/3/28	Pujili	5.9 Mw

Table 6.1. Historical crustal earthquake (Beauval et al., 2010). MI Intensity magnitude calibratde to equivalent to Mw (mean values); Mw moment magnitude, Ms surfacesl waves magnitude and Mb body wave magnitude.

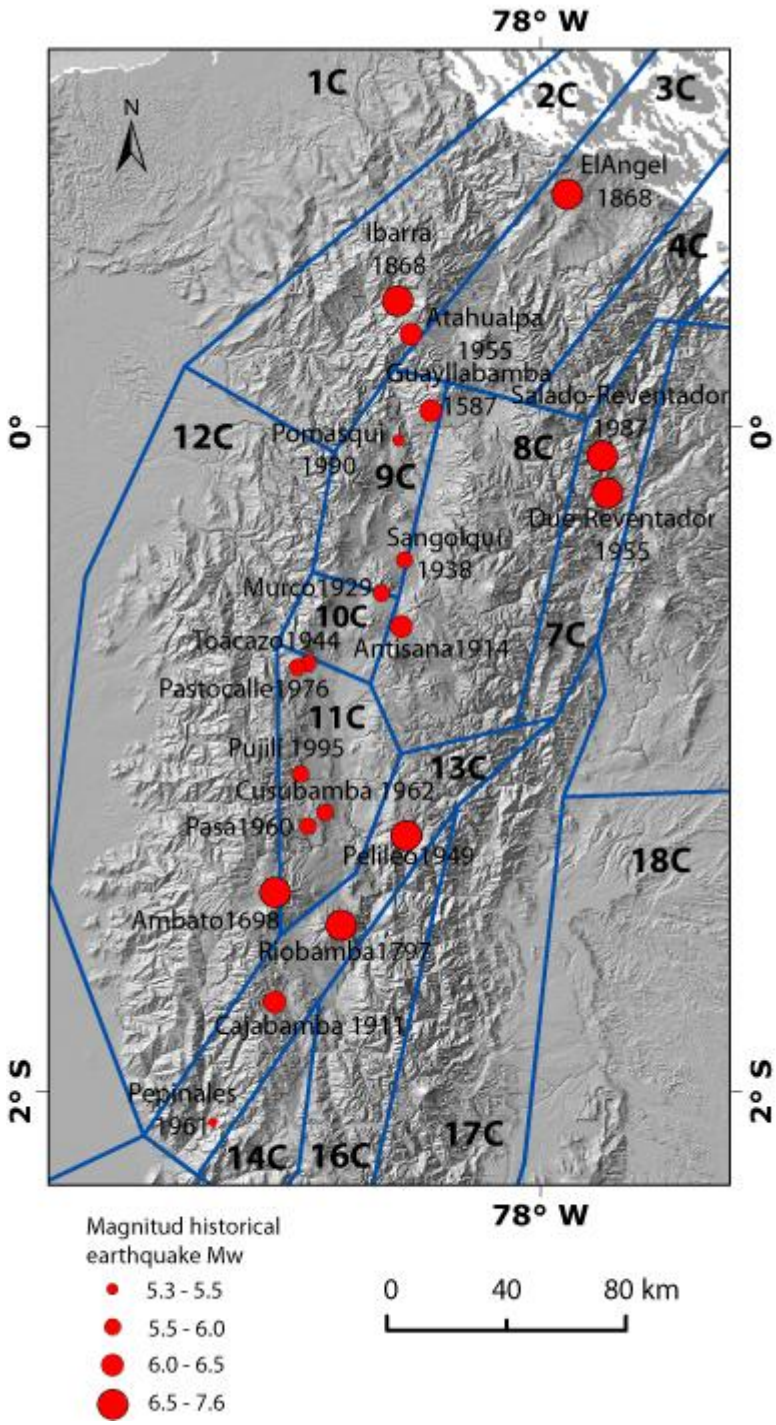


Figure 6.9: Historical crustal earthquake and seismic zonation (modified after Beauval et al, 2010).

6.2.4.1 9C Quito

Quito source is part of the Quito-Latacunga fault system that limitate the Quito – Lactacunga mini block defined in chapter 5 (Figure 6.1 and 6.5). This source is composed by tree main systems: the Quito Fault System (QFS) and the Guayllabamba Fault System (GFS) (Chapter 3 section 3.4) and Nono fault system. The first one includes blind inverse, in echelon, faults that are morphologically

evidenced by folds (Chapter 3 section 3.4). The main plane of these structures shows a western dipping orientation with an angle between 40 °. There are also low angle thrusting type structures located in front (east) of the mayor system. There is strong evidence that indicates a progradation of the inverse system to the east. Geodetic data allow estimating a realtive velocity rate between 2 and 4 mm/yr. (Chapter 3 section 3.4).

The Guayllabamba Fault System is mainly formed by dextral strike slip faults. It is connected with the Quito system through a deformation zone which transfers the inverse motion in the SW to strike-slip motion to the NE (Chapter 3 section 3.4).

The existing microseismicity concentrates beneath the Quito Fault System and is recorded at depth between 0 and 20 km. Main focal mechanisms are reverse (Figure 6.7).

We estimate the characteristic magnitude using the ruptura área (RA) as well as the surface rupture length (SRL). The Puengasi segment presents the biggest magnitude of 6.4 Mw using RA and using SRL (Chapter 3 section 3.4) (Apendix). Even if a total rupture is not highly probable, due to the segmentation, we estimate a total rupture for the QFS. In this case, we obtain a 6.9 (RA) and 7.1 (SRL). And in the case of the GFS, the Rio Uravia strike-slip segment shows a maximum magnitude of 6.5 Mw (Apendix) (Chapter 3 section 3.4).

The strongest historic earthquake belonging to this source is the Guayllabamba 1587 event (6.4 Mw) and occurred on the northern segment of the Quito Fault System (Table 6.1, Figure 6.9;(Beauval et al, 2010).

Holocene deformation demonstrate the activity of QFS, as well as 28 historic seismic events (I>5) and a major paleo event (I=X) for the last 1500 yrs. The former is estimated to be related to a moment magnitude 6.5-7 earthquake produced by the rupture of the whole segment of QFS (Hibsch et al. 1997).

Using the Wesnousky relationship (1986) we estimate a recurrence period of 141 years considering a slip rate of 4mm/yr. (averaged velocity GPS, Chapitre 3 in this document) for a 6.4 Mw event in Puengasi segment. While, if we considered a total rupture with a 7.1 Mw event, using the same slip rate the recurrence period obtained is 580 years (Chapter 3 section 3.4).

In this source, another historic event (Sangolqui 1938, MI=5.8; Table 6.1; Figure 6.9) is also included (Beauval et al, 2010).

The Nono fault system is related to the eastern limit of the Cretaceus suture named Pujili Melange (Hughes and Pilatasig, 2002). It is less active than the QFS either geomophologically or regarding the earthquake distribution. We estimate a maximum magnitude of 6.6 Mw for the main Nono-Pululahua fault segment, based ont the surface rupture length (SRL) and Leonard (2010) relations.

6.2.4.3.2 13C Pallatanga – Pisayambo

We included two tectonically important zones into this source. Pisayambo zone, to the north and Pallatanga fault system, to the south.

Pisayambo zone is characterized by its strong background seismicity, representing 25% of the total seismicity generated in Ecuador (Troncoso, 2008). This zone corresponds to the Pisayambo seismic swarm (PSS). Most of the events (95%) are located between 0 and 20 km. Rupture mechanisms are very heterogeneous and no specific kinematic pattern is observed (Figure 6.7). This suggest a highly fratured and complexe zone.

Many N60° faults are located south of the Pisayambo and several N 150° to N160° structures are observed west of Pisayambo. These structures show geomorphic evidences of strike slip kinematics.

We interpreted this area as a transition zone between the mainly NS Cosanga system and the Pallatanga system with a N30° direction. This could explain the high grade of deformation observed in the Pisayambo zone (Figure 6.1; Chapter 3). PSS is the southern limit of Quito-Latacunga micro block.

The historical seismicity, south of PSS includes the Pelileo 1949, Ms 6.8 ; Table 6.1; Figure 6.9). The greatest estimated magnitude, using SRL and Leonard (2010), for these structures corresponds to the Rio El Golpe segment 6.6 Mw (Appendix).

The Pallatanga fault system recorded a long evolutionary history since the Pliocene (Chapter 3). Bellavista segment is the northern end of the Pallatanga Fault system (Winter et al, 1993) and is

the most studied segment in terms of paleoseismic crustal deformation. It is characterized by a sharp geomorphic expression. Kinematically strike slip with a secondary reverse component, the horizontal deformation rate is estimated between 2.9 y 4.6 mm/yr (Winter et al, 1993; Baize et al. Chapitre 4 in this document).

Recent paleoseismic studies in the same area (Baize et al, submited), demostrate that this structure is the original source of Riobamba historic earthquake 1797 (7.6 Mw, Table 1, Figure 6.6) that caused the destruction of the town and its re-construction north of its original location. This earthquake is considered as the largest crustal seismic event in South America and caused more than 12000 deaths (Egred, 2004).

The last 5 earthquakes on this fault segment showed a maximum magnitude of 7.2 to 7.6 Mw, with recurrence periods of about 1300 yrs (Baize S., Audin L., Winter T., Alvarado A., Pilatasig L., et al Chapter 4 in this document), corresponding to a deformation rate of ~2.5 mm/yr. Relative horizontal rates of around 4 mm/yr are obtained after GPS data.

Other historic earthquakes belong to this source: Cajabamba 1911 (MI 6.2) and Pepinales 1960 (no magnitude available, Table 6.1, Beauval et al, 2010) however current background seismicity is very low and dispersed (Figure 6.9).

6.3 Discussion and Conclusions

Previous seismogenic sources were defined in 1990 as requested by Ecuador government authorities. This new compilation of informations permits the revision of former work. In order to complete the seismogenic zonation, we proposed here to gather a large number of new datasets, some of which did not exist at all at that time.

Seismic hazard assessment requires the study area to be subdivided into seismic sources or zones. These are defined by drawing polygons over a seismically active territory. As a result of the geodynamic history of Ecuador, our polygons may have a complex geometry, reflecting the numerous major tectonic trends, heterogeneous distribution of seismicity in space and time.

The delineation of seismic source zones is here accomplished based on the knowledge of geology, active tectonics, and record of seismicity (paleo, historical and instrumental) in Ecuador, including its nearest borders with Perú and Colombia for some source zones. The geodetic data obtained by Global Positioning System-GPS measurements also provide a valuable data set to

complement the tectonic observations, moreover in our geodynamic context involving the subduction zone. The major contribution of this work is to provide a homogeneous compilation of data on each seismogenic sources – active faults capable of generating earthquakes above a threshold magnitude Mw ≥ 5.5 . Major tectonic features, such as plate boundaries or the main transfer faults are taken into consideration. This finally provides a first set of seismogenic sources whose principal kinematicals are reported in a Table 6.2 and in maps form on Figures 6.5 ando 6.8.

During future works step, we could merge several source zones according to their properties, as for 9C Quito, 10C Machachi and 11C Latacunga. We could then reshape or redesign the zones according to their geodynamic context (subduction uncoupled or NAB CCPP fault system).

The source zone design implies uncertainty in their geometry or limits definition. However, the notion of uncertainty here is difficult to assess. In order to resolve this issue, Meletti et al., 2008 propose defining classes of uncertainty: we chose 2 classes ranging from 2 to 5 km. We set to 2 km the uncertainty for crustal zones, and 5 km for the subduction zones sources.

In the future, the Ecuador active fault map will improve following new paleoseismic investigations and geophysical studies. The seismic catalog in the continental region but also for the submarine margin is also improving at present with new detailed studies such as the ATACAMES marine campaign, 2012. Also, it will surely benefit from the rapid development of the National Seismic Network funded by the SENACYT in 2009-2012.

Seismogenic source	Faulting Mechanism
1C	Undetermined
2C	Strike slip
3C	Reverse (El Angel system) and strike-slip (San Gabriel system)
4C	Strike-slip
5C	Strike-slip
6C	Reverse
7C	Reverse
8C	Undetermined
9C	Reverse
10C	Strike-slip
11C	Reverse
12C	Undetermined
13C	Strike-slip
14C	Reverse (Guamote system) and strike-slip (Huigra system)
15C	Strike-slip
16C	Undetermined
17C	Reverse
18C	Reverse
19C	Reverse

Table 6.2 Ecuador crustal seismogenic sources and kinematics

Chapitre 7

Conclusion et Perspectives

Ce travail de thèse avait pour objectif d'étudier les failles actives majeures en Equateur en Amérique du Sud. La région des Andes du nord en Equateur est une des rares zones actives en Amérique du Sud qui bénéficie d'un catalogue de sismicité historique montrant une activité tectonique dans la plaque chevauchante. Plusieurs travaux sur l'activité sismique indiquent l'occurrence de forts séismes destructeurs mais les failles ne sont pas systématiquement identifiées car seuls quelques segments principaux avaient pu être cartés auparavant (Egüez et al, 2003). Finalement, un catalogue national des failles actives était nécessaire pour l'estimation de l'aléa sismique et la proposition d'un zonage sismogénique national. De plus, comme dans de nombreuses régions du monde, la stratigraphie et la géologie Quaternaire sont très mal connues et nous avions pour contraintes sélectionné pour datation les marqueurs de la déformation active les plus représentatifs. Malheureusement, pour la région de Quito, le matériel essentiellement volcanique (dacites et andesites) ne permet pas d'appliquer les méthodes de datation de la surface par isotopes cosmogéniques, ni d'identifier beaucoup de niveaux repères. Nous avons donc choisi de dater certains paléosols et quelques produits volcaniques plus régionaux (la coulée d'El Batán par exemple).

7.1 Faille de QUITO

L'étude de la géomorphologie quantitative dans la zone de Quito, capitale de l'Equateur, a montré que c'est un outil suffisamment puissant pour contraindre l'évolution spatiale de la déformation. D'un part, nous avons ainsi pu confirmer que la ville est installée sur un système de chevauchements aveugles actifs, mais aussi qu'ils progradent vers l'est, ce qui n'était pas reporté avant. De même, nous avons montré la complexité de la structure tectonique de Quito, formée par un système de plis en échelon. Par exemple, nous avons mis en évidence la relation du système de Quito avec les failles qui affectent le bassin sédimentaire de Guayllabamba (Figure 7.1). La connexion de ces deux systèmes de failles actives s'effectue par l'intermédiaire d'une série de failles décrochantes qui accommodent la composante dextre en relation avec la convergence oblique de la subduction. Cela suggère un transfert important de contraintes au contact interplaque vers la plaque chevauchante et une certaine du Bloc Nord Andin, dorénavant peu déformable après l'histoire compliquée des accrétions.

Même si nous n'avons pas eu le temps dans ce travail pour étudier plus en détail le bassin rectangulaire développé à l'ouest du volcan Cayambe (Figure 7.1), il semble faire partie de ce

système complexe, qui régionalement se connecte vers l'est avec un autre système de faille majeur : La Sofía et Chingual, principalement dextres (Soulas et al., 1991 ; Ego, 1995).

Nous avons de plus montré que ces failles actives se branchent parfois en profondeur sur les structures plus anciennes, mais que les sutures ne sont pas systématiquement réactivées. En effet, certaines sont aussi pour partie abandonnées lors de la migration de la déformation vers l'Est depuis 15Ma.

Malgré nos efforts, la quantification de la déformation en utilisant ces méthodes reste encore à faire et reste difficile à l'échelle géologique, à cause des problèmes de définitions et de datations des unités stratigraphiques et géologiques. Il reste de même à mesurer les débits réels et les précipitations pour caractériser la dynamique fluviale dans la région. Il faut signaler que ce type d'analyse morpho-quantitative est la première qui se réalise dans la zone.

L'analyse de la séismicité locale nous a permis de démontrer que les systèmes de failles de Quito montrent un pendage relativement vertical, en moyenne de 40° vers l'Ouest. L'analyse des mécanismes focaux confirme que les mécanismes de rupture sont principalement inverses avec une composante décrochante sur les failles en échelon du système de faille de Quito. De plus, l'ensemble de la structure se caractérise par une importante microsismicité Mw< 4 et un déficit de sismicité historique ou instrumental si l'on en croit les données GPS de campagne depuis 15 ans.

Notre travail a permis d'apporter les premières datations dans la zone, qui démontre que la déformation est plus récente (<800 ka) que ce qui avait été estimé auparavant. Avec ces nouvelles données, on a calculé un taux de raccourcissement Quaternaire horizontal minimum préliminaire de 0.41 mm/a. et un taux de soulèvement vertical de 0.33 mm/a.

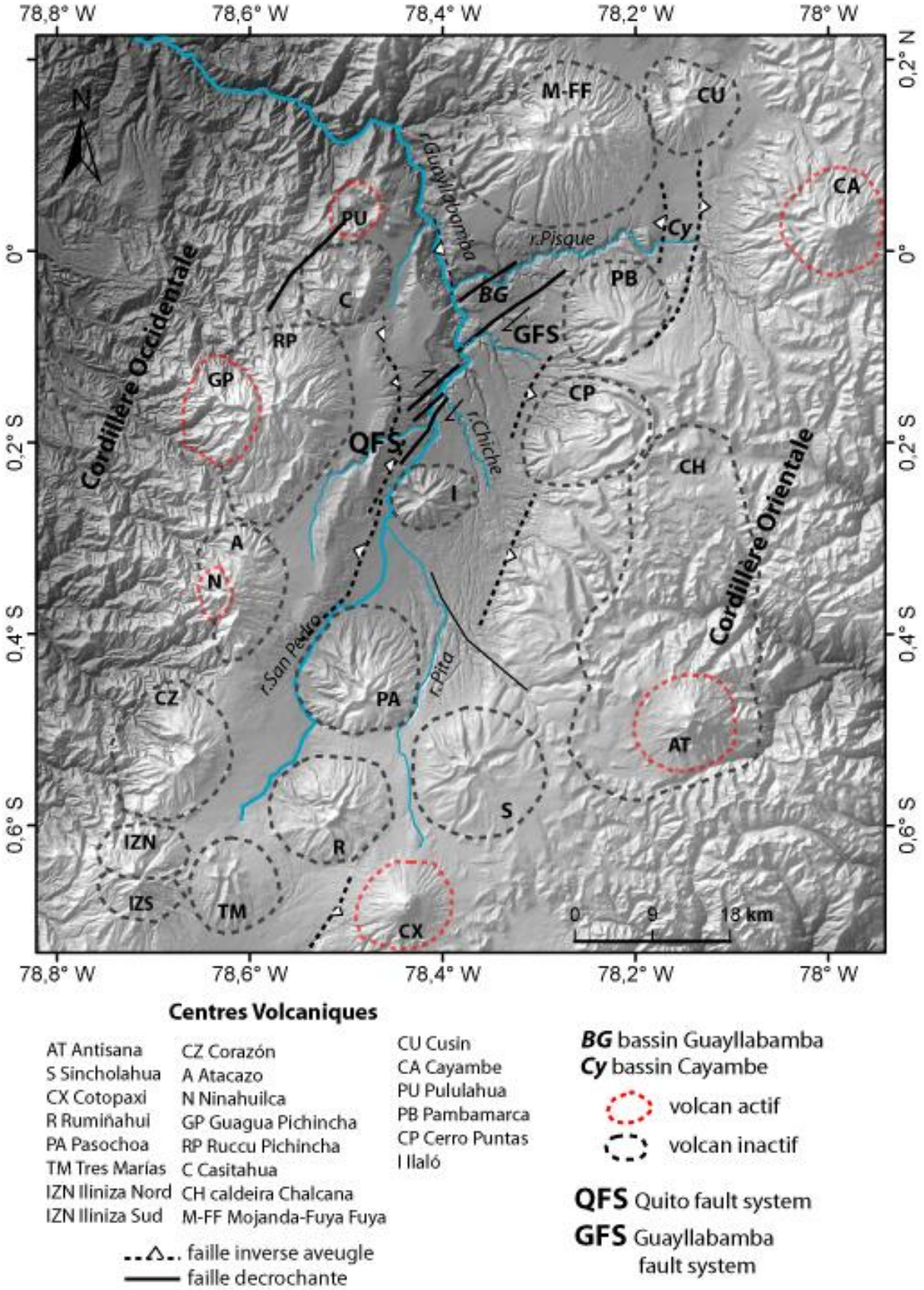


Figure 7.1 : Principaux structures tectoniques dans la zone de Quito.

L'apport des mesures GPS a été très important pour confirmer les observations géomorphologiques et quantifier les taux de déformation 'instantanées' dans le but de les comparer aux taux Quaternaire. Avec l'intégration de ces deux types d'études, les interprétations géodynamiques sont bien plus robustes. Ces données GPS montrent un raccourcissement horizontal de 4mm/a. Si l'on considère un modèle cinématique direct simple de faille inverse (pendage de 40° W), ce calcul permet de définir une zone de couplage de profondeur 7 km, et de 10 km de long. Cela correspond effectivement à un segment individuel de la structure en échelon de Quito et à un séisme maximum de Mw 6.

Avec la relation de Wesnousky (1986), nous avons pu calculer des taux de récurrence entre 79 ans (4mm/a) et 769 ans (0.41 mm/a), pour le segment le plus court et entre 141 années (4 mm/a) et 1376 années (0.41mm/a), pour le segment plus long. L'analyse de la sismicité historique montre que le dernier évènement important qui pourrait être associé à ce système, a lieu en 1587 (Guayllabamba Mw 6.4). Ce séisme crustal remonte à 423 années en arrière, donc on voit qu'il y a un déficit de sismicité par rapport aux récurrences calculées pour le GPS, mais ce n'est pas le cas pour la récurrence déduite de la géologie. Ces différences entre les taux à 'long terme' et à 'court terme' ont été reportée aussi dans d'autres régions du monde (e.g. Liu et al, 2000 ; Dixon et al, 2003 ; Cowgill et al, 2009), mais cette observation est particulièrement intéressante ici de par les possibles implications que cela peut avoir en terme de risque sismique. Nous avons estimé le temps de récurrence avec les deux valeurs de vitesse, 4 mm/a pour le GPS et 0.41 mm/a de la géologie, avec des séismes de Mw 5.9 et Mw 6.4, qui correspond aux segments respectivement les plus court et les plus larges du système de failles Quito.

Dans d'autres régions du monde, des travaux ont pu montrer que l'accommodation du taux de déformation peut se distribuer sur plusieurs segments d'un même système de failles (Bennett et al, 2004; Walker et al, 2010). Pour l'exemple le plus étudié et instrumenté, le système de failles de San Andreas, qui accommode le mouvement relatif entre les plaques Pacifique et Amérique du Nord, les taux de déformation varient du simple au double: de 3 à 6 cm/an (Weldon et al, 2004).

L'analyse des vitesses le long des différentes failles en Equateur montre que l'activité sismique n'est pas sur tous les segments de failles du CCPP depuis 500 ans, induisant pour celles-ci des périodes d'activité intense et quasi permanente (Pisayambo) ou des périodes de déficit de sismicité (Pallatanga-Puná). Cela pourrait aussi traduire une distribution de la déformation à court terme sur les différents systèmes de failles (à l'échelle de 500 ans), qui ne serait pas manifeste dans l'activité cumulée sur le Quaternaire. En effet, grâce à l'analyse de tranchées sur le système de faille

de San Andreas, des auteurs ont mis en évidence une activité périodique de la faille à l'échelle Quaternaire (Weldon et al, 2004 ; et Sharer et al, 2010) mais aussi des taux de déformation plus rapide pour certaines périodes temporelles. C'est finalement le même type d'observation que nous réalisons grâce aux tranchées sur le segment de Bellavista pour le système de faille de Pallatanga.

Un autre paramètre important semble être la relation du volcanisme avec la tectonique dans ce contexte particulier de la Dépression Interandine. Il n'y a pas d'incompatibilité entre cette activité volcanique dans une zone en compression, surtout segmentée. Mais l'influence du volcanisme en terme mécanique, de traversée de la lithosphère et les caractéristiques thermiques en profondeur en termes d'influence sur la localisation de la déformation est mal connue. Par exemple, il reste encore à expliquer le rôle des intrusions magmatiques sur l'évolution temporelle du champ de contraintes régional: est ce que nos observations traduisent un processus ponctuel ou plus permanent. Il est pourtant particulièrement clair que cette interaction tectonique/volcanisme existe, comme ça a été mis en évidence pendant l'éruption du volcan Guagua Pichincha 1998-2001 (Calahorrano, 2001 ; Legrand et al, 2002) et pour le Cotopaxi en 2001.

D'autre part, en parallèle avec les datations effectuées pour la région de Quito, nous avons pu échantillonner et apporter de nouvelles données géochimiques pour améliorer les corrélations stratigraphiques dans la région et établir les liens avec les centres volcaniques d'où sont issus ces produits.

7.2 Cinématique et modèle de déformation crustale en Equateur

Dans un travail à une échelle plus régionale, nous avons établi et défini les caractéristiques des principaux systèmes actifs de l'Equateur, ce qui nous a finalement permis de proposer un modèle d'évolution d'un grand système de faille continental : Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP) (type faille Anatolienne mais moins bien étudié et moins « fameux »), qui se poursuit vers la Colombie, et représente la limite entre le Bloc Nord Andin et la plaque Sud-Américaine (Figure 7.2 a). En plus, cela suggère l'existence d'un micro bloc, en réponse à l'évolution de la déformation vers l'est. Ce micro bloc (que nous choisissons d'appeler Quito-Latacunga) est limité à l'ouest par les systèmes inverse de Quito et Latacunga, et à l'est par les systèmes de faille Chingual-Cosanga. Au sud, il est limité par une zone de déformation complexe qui produit à peu près 30% de la sismicité du pays. Au nord, la limite est formée par une succession de failles principalement décrochâtes de direction NE-SW, qui s'étend depuis de Quito jusqu'à Sibundoy au nord, en formant des « lanières » limitées vers l'ouest par les structures qui correspondent au système Romeral en Colombie. Les

données GPS confirment très nettement que le système tectonique majeur en Equateur est localisé le long des structures du système de faille CCPP. Cependant, elles montrent aussi une légère rotation en sens horaire du micro bloc de Quito Latacunga.

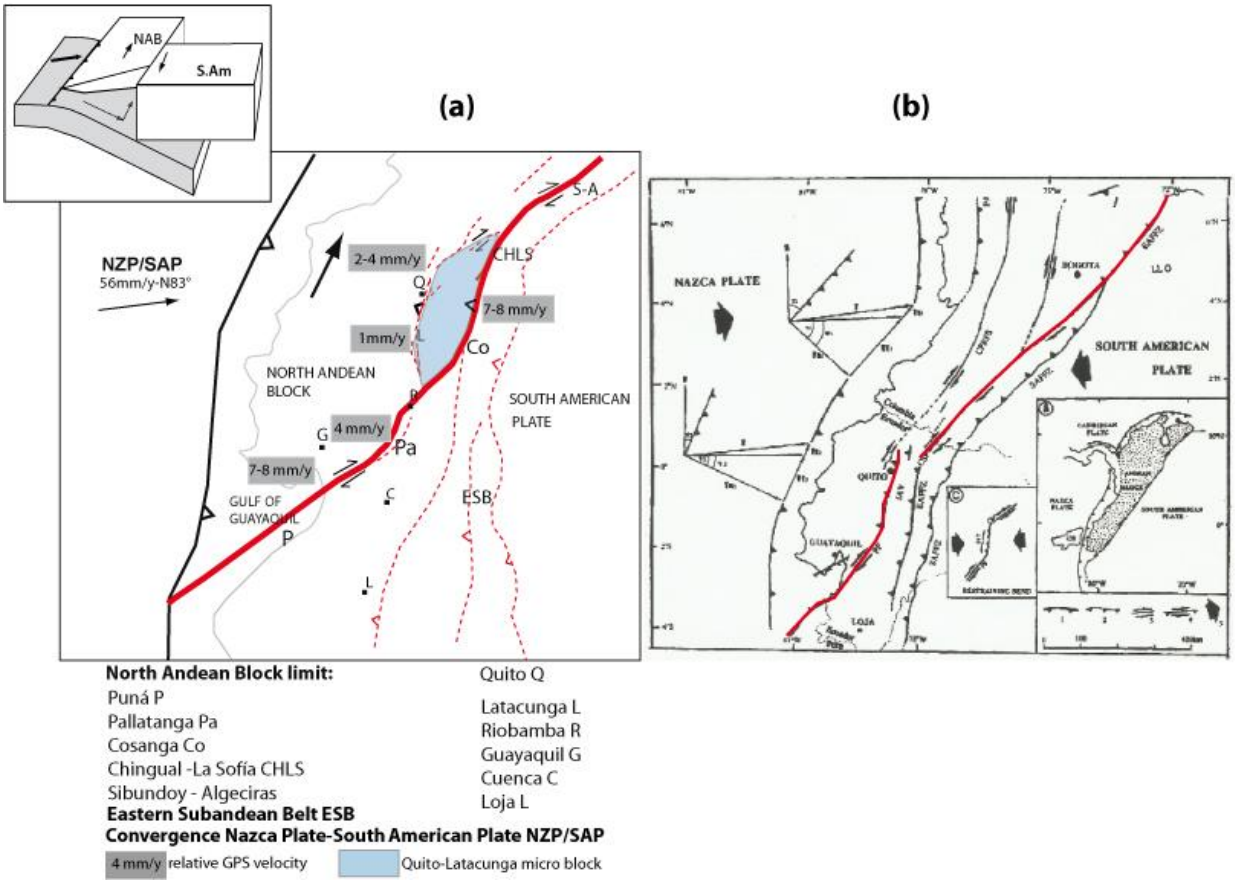


Figure 7.2 : Modèles géodynamiques de l'Equateur (Chapitre 5, figure 5.11 (a) et (b) Modifie de Ego et al, 1996a).

Après la mise en évidence de la localisation de la déformation le long d'un système de faille unique le long de la bordure Est du Bloc Nord Andin mais en considérant l'existence du micro bloc Quito Latacunga, l'Equateur présenterait un cas intermédiaire à ceux étudiés par Bevis et Martel, 2001 (Figure 7.3), avec un bloc indépendant extrudé vers le Nord mais fortement couplé au Nord-Ouest au niveau de l'interface avec la subduction.

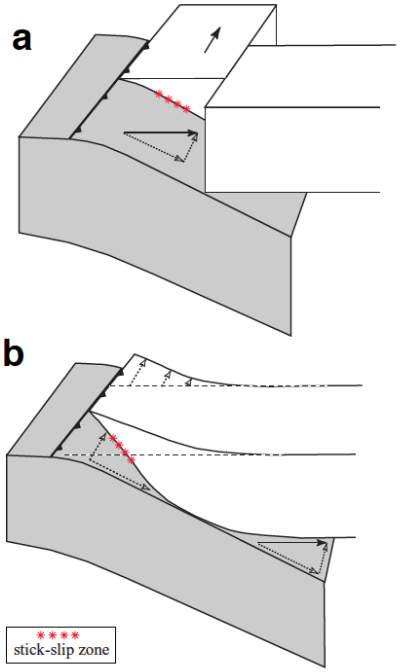


Figure 7.3 : D'après Bevis et Martel, 2001. Modelé schématique de partitionnement de la convergence oblique dans une zone de subduction a) par le développement d'un 'sliver' dans la région avant arc et b) par la distribution de la déformation mécanique dans un avant arc rigide. Tous les vecteurs de mouvement sont relatifs par rapport à l'intérieur de la plaque supérieure. Les composantes normale et parallèle de mouvement sont marquées en pointillé.

Les données GPS confirment très nettement que le système tectonique majeur en Equateur est localisé le long des structures du système de faille CCPP, avec une vitesse de 7 mm/a (Chapitre 5, section 5.3).

Si on considère les résultats GPS, le système CCPP concentre une part importante du partitionnement et de la déformation crustale. Donc l'existence moderne d'un restraining bend, comme initialement proposé par Ego et al. (1996a) and Ego and Sebrier (1996) (Figure 7.2b), ne permet plus d'expliquer les processus à l'œuvre aujourd'hui. Les vitesses GPS observées sur le système de Quito sont très élevée par rapport au sud, a Latacunga (Lat.) la vitesse GPS d'1mm/an ou la « géologique » de ~1.4 mm/a (Lavenu et al, 1995) en comparaison de Quito qui montre des taux de raccourcissement « géologiques » de ~0.41 mm/a (cette étude, taux minimum) ou GPS de 4mm/an.

Cela peuvent s'expliquer selon deux hypothèses : soit ces taux traduisent un chargement interséismique du système de faille de Quito sur le point de produire un tremblement de terre, mais il y n´a pas suffisants evidence pour cette hypotesis (accélération en phase pré sismique, Moreno et al., 2010), soit les différences de couplage importantes observées le long de la subduction induit un

partitionnement différentiel dans la plaque chevauchante (Figure 7.4). Dans les deux cas, ce n'est pas très optimiste en termes de risque sismique pour la région de Quito.

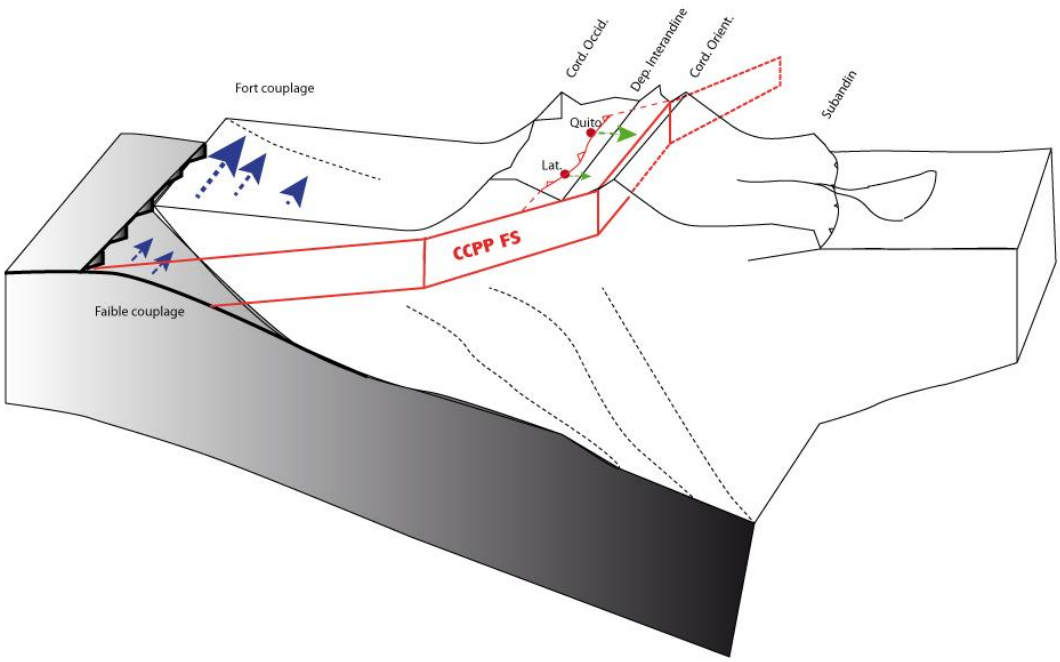


Figure 7.4 : Notre modèle qui propose un partitionnement différentiel de la déformation crustale le long du Bloc Nord Andin , du au différentiel de couplage entre le Nord et le Sud de l'Equateur.

Cette étude a permis de différencier les structures anciennes des structures actives, et de montrer que des processus néotectonique sont à l'œuvre dans la plaque chevauchante. En effet, il était souvent considéré que la déformation Quaternaire reprenait systématiquement les sutures dans la littérature, ce qui a induit beaucoup de confusions sur l'évolution spatiale de la déformation au cours du temps (Figure 7.1b). De plus, nous avons pu mettre en évidence les structures qui commencent à se connecter pour former une structure plus simple et unique qui accommoderait l'extrusion du bloc Nord Andin vers le Nord (Figure 7.2a). Cette évolution a progressivement abandonnée les anciens systèmes de failles à l'ouest de la Dépression Interandine. Ce modèle semble par ailleurs être nouveau et permettrait de revoir le rôle du système de faille CCPP dans l 'extrusion du BNA et dans l'évolution de la frontière de plaque Sud Caraibes au Nord (Figure 7.5 comparer avec me modèle proposé par Pindell and Kennan, 2009).

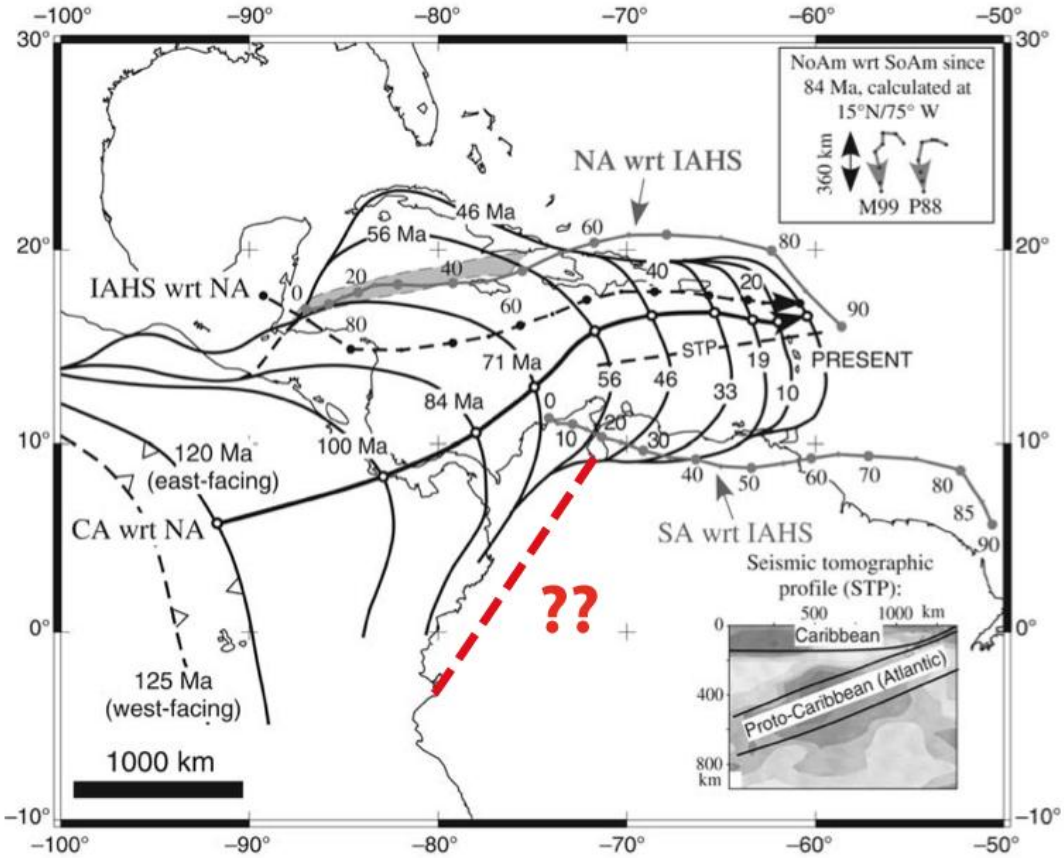


Figure 7.5. D'après Pindell and Kennan, 2009. Carte que montre le limite des plaques dans la région du Caribe, se montre aussi la histoire de migration total du centre de la lithosphère océanique Caribe, par rapport au point chaud de référencia Indo-Atlantique. Il n'y a pas définie le NAB.

L'apport de mon travail est de prendre en compte plusieurs échelles spatiales et différents types de données : sismologiques, géodésiques, géochimiques, pétrologiques et tectoniques en opposition aux travaux précédents. Ce qui nous a permis de nous former et d'interagir avec différents groupes de travail : les sismologues, volcanologues, géodésiens, les équipes de datation et de géochimie. Nous souhaitons poursuivre ces interactions dans le futur.

La définition des sources sismiques a permis l'application directe des résultats que nous avons obtenu dans le cadre de cette étude, et de mettre en évidence les besoins de données supplémentaires en terme de stratigraphie et géologie Quaternaire, notamment à l'IG Quito ou les efforts portent souvent sur l'instrumentation pour les estimations de l'aléa sismique.

En conclusion, les travaux de cette thèse soulignent l'importance de l'approche pluridisciplinaire dans l'étude des failles actives en Equateur ou plus généralement quand les aspects géomorphologique sont difficiles à quantifier (pour différentes raisons : déplacements "trop" grands,

pas d'âges disponibles, pas de cartes géologiques ou de stratigraphie à jour..). En effet, la combinaison de travaux portant sur les données de sismicité historiques et instrumentale avec les approches de morphotectonique, paléosismologie, géodésie pour évaluation de l'aléa sismique a été nécessaire pour comprendre la répartition spatiale et temporelle de la sismicité en Equateur.

7.3 Perspectives

Mon statut et mon poste fixe comme professeur et chercheur à l'Ecole Polytechnique National à l'Institut Géophysique de Quito me permet de proposer des perspectives à court terme de ce travail.

- Le Laboratoire Mixte International LMI (2012-2016), dans lequel je co-dirige le volet sismologie, sera pour nous l'un des cadres scientifiques dans le domaine de la tectonique active, en interaction avec le groupe de géodynamique. Dans ce contexte, nous avons proposé d'étudier en détail, a l´aide par tranchées par exemple, certaines des failles bordières du Bloc Nord Andin : le CCPP FS, pour établir certains paramètres comme la récurrence des événements majeurs ; utilisés pour les calculs d'aléa probabiliste dans le futur proche.

Dans le cadre du LMI ; ISTerre, l'IRSN , le CNES et l'IG-EPN ont proposé un projet de post doc, pour l' application de interférométrie radar avec utilisation des réflecteurs permanet pour étudier la faille Pallatanga – Puná, dans la zone côtière très végétalisée. En effet, les conditions climatiques et anthropiques ne permettent pas d'identifier des marqueurs morphologiques montrant l'activité de cette zone de faille. De plus, on ne connaît aucun séisme historique sur ce segment de la faille dans la région économiquement vitale de l'Equateur qui montre de plus une sismicité de fond très basse. Ce projet a été accepté, avec Johann Champenois démarrera dans les prochains mois.

- Dans le cadre du projet en cours et financé par la Secretaria Nacional de Educación Superior Ciencia Tecnología e Innovación (SENECYT) de l'Equateur, nous avons acquis de nouveaux équipements pour la sismique de réfraction et réflexion (GEOMETRIC) et un Géoradar (MALA), qui nous permettront de contraindre la géométrie des structures tectoniques en profondeur pour la première fois en Equateur. Par la suite, pour pouvoir commencer à travailler, nous avons proposé un nouveau projet (soumis à Secretaria Nacional de Planificación y Desarrollo SEMPLADES), qui devrait permettre d'effectuer les tests et la calibration de la méthode de la sismique sur les sols volcaniques du pays et de l'appliquer

pour contraindre le pendage et la segmentation en profondeur de la zone couplée du segment de Belllavista (système Pallatanga), ce projet sera effectué avec la collaboration d'ISterre.

Dans ce nouveau projet, avec le groupe de volcanologie (Instituto Geofísico), nous avons proposé de mettre l'accent sur la stratigraphie de la zone de Quito, en termes de datations et analyses géochimiques densifiées, pour mieux comprendre l'interaction entre les volcans et la tectonique. La mise en œuvre de datations cosmogéniques dans cette région du monde ou les dépôts sont principalement volcaniques semble contre indiquée, nous envisageons de poursuivre les datations grâce aux méthodes ^{14}C, K-Ar Cassignol Gillot 1982 et de compléter par l'OSL, plus adaptée à notre contexte (Rizza et al., 2011) .

Références

Aguirre L., (1992), Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications, vol. 205, issues 1-3, 223-237.

Allmendinger R., (1998), Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds, Tectonics, vol. 17, 640-656.

Alvarado, A., (2009)a, Mapa de fallas y pliegues quaternarios del Ecuador, database, Instituto Geofisico, Escuela Politecnica Nacional, Internal Report.

Alvarado A., (2009)b, Sistema Saquisilí-Poalo-Yambo, in Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No.7, 288-293.

Alvarado, A., (1996), Evolución geológica Cuarternaria y paleosismicidad de la Cuenca de Quito (Ecuador). Eng. Thesis, Escuela Politécnica Nacional-Facultad de Geología Quito Ecuador, pp. 380.

Alvarez, V., (2003), Etude de la sismicité d'un secteur de la marge équatorienne, à l'aide d'un réseau de stations sismologiques à terre et en mer, Mémoire DEA, Université Pierre et Marie Curie Paris VI.

Amortegui A., Jaillard E., Henriette L., Martelat J-E, Bosch D., Bussy F., (2011), Petrography and geochemistry of accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador, Geochemical Journal, vol.45, No.1, 57-78.

Andrade D., Hall M., Mothes P., Troncoso L, Eissen J-P, Samaniego P., Egred J., Ramon P., Rivero D., Yepes H., (2005), Los peligros volcanicos asociados con el Volcan Cotopaxi, serie : Los peligros volcanicos en el Ecuador, No.3.

Andrade D., (2009), The influence of active tectonics on the structural development and flank collapses of the Ecuadorian arc volcanoes, PhD These, Université Blaise Pascal-Clermont II, Clermont-Ferrand France, pp240.

Andrade D., (2007) Estudio geo-vulcanológico del Complejo volcánico Pululahua. Eng. Thesis, Escuela Politécnica Nacional Quito Ecuador. pp. 188.

Angelier, J., and Mechler, P.,(1977), Sur un méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diedres droites, Bull.Soc.Geol.France, T XIX (7), 1309-1318.

Armijo R., Rauld R., Thiele R., Vargas G., Campos J., Lacassin R., Kausel E., (2010), The west andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile, Tectonics, vol.29, TC2007, doi:10.1029/2008TC002427

Aspden J., and Litherland M., (1992), The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador, Tectonophysics, 205, 187-204.

Audemar F., Beck C., Carrillo E., (2010), Deep-seated gravitational slope deformation along the active Boconó Fault in the central portion of the Merida Andes, western Venezuela, Geomorphology, 124, 164-177.

Audemard, F.A., (1997), Holocene and historical earthquakes on the Bocono fault system, southern venezuelan Andes : Trench confirmation, J.Geodynamics, vol.24, No. 1-4, 155-167.

Audin L., G. Herail, R. Riquelme, J. Darrozes, J. Martinod, E. Font (2003), Geomorphological Markers Of Faulting And Neotectonic Activity Along The Western Andean Margin, Northern Chile, Journal Of Quaternary Science, vol.18, Issue 8, 681-694.

Barba, D., Robin, C., Samaniego, P., Eissen, J.P., (2008), Holocene recurrent explosive activity at Chimborazo volcano (Ecuador). J. Volcano. Geoth. Res. 176, 27–35.

Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J.M., Santacroce, R., (1988), Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. Geological Magazine 125, 1–14.

Barka, A., Akyüz, H. S., Altunel, E. , Sunal, G., Çakir, Z., Dikbas, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., de Chabalier, J. B., Rockwell, T., Dolan, J. R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J. Page, W., (2002), The Surface Rupture and Slip Distribution of the 17 August 1999 Izmit Earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. Bulletin of the Seismological Society of America 92; 43-60, DOI: 10.1785/0120000841.

Barnes, J.B., and Ehlers, T.A., (2009), End member models for Andean Plateau uplift*;* Earth-Science Reviews*,* 97, 117-144, doi:10.1016/j.earscirev.2009.08.003.

Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M M., Boschi E., (2008), The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3 : Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, Tectonophysics, 453, 20-43.

Beauval C., Yepes H., Bakun W., Egred J., Alvarado A., Singaucho JC., (2010), Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1586-1996), Geophys. J.Int. doi:10.111/j.1365-246X2010.04569.x

Benítez S., (1995), Evolution géodynamique de la province cotiere sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire, Géologie Alpine, Université Joseph Fourier Grenoble, t. 71, 3-163.

Bernard, B., B. van Wyk de Vries, B., Barba, D., Leyrit, H., Robin, C., Alcaraz, S., Samaniego, P., (2008), The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: Deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms. Journal of Volcanology and Geothermal Research 176, 36–43.

Bennett R., Friedrich A., Furlong K., (2004), Codependent histories of the San Andrea and San Jacinto fault zones from inversión of fault displacements rates, Geology; November 2004; vol. 32; no. 11; 961–964; doi: 10.1130/G20806.1

Bès de Berc S., (2003), Tectonique de chevauchement, surrection et incision fluviatile (Exemple de la Zone Subandine Equatorienne, Haut Bassin Amazoinen). Mémoire PhD, Université Toulouse III – Paul Sabatier, pp. 224.

Bès de Berc S., Soula J., Baby P., Souris M., Christophoul F., Rosero J., (2005), Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes, Tectonophysics 399, 351-380.

Bevis M., and Martel S., (2001), Oblique plate convergence and interseismic strain accumulation, Geochem. Geophy. Geosyst., vol.2, Paper number 2000GC000125.

Boland, M., Mc. Court, W., Aspden, J., Hughes, R., Beate, B., Pilatasig, L. Ibadango, E., (2000). Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 0° Y 1° N, ESCALA 1:200.000. British Geological Survey y Dirección Nacional de Geología.Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.

Bolton P., (2000), Consecuencias económicas y sociales a nivel local, dans: Los Terremotos del Ecuador del 5 de marzo de 1987, deslizamientos y sus efectos socioeconómicos, M. Hall coordinateur, Estudios de Geografía, vol.5, 91-109. (http://www.igepn.edu.ec/index.php/publicaciones-para-la-comunidad.html

Bonnardot, M.-A. (2003), Modélisation numérique des Andes d'Equateur : des accrétions océaniques à la déformation continentale (80-0 Ma). Mémoire DEA, Université Savoie, pp. 35.

Bouvier C., Ayabaca E., Perrin J-L., Cruz F., Fourcade B., Shubert R., Carrera L., (1999), Variabilités temporelle et spatiale des averses en milieu andin : exemple de la ville de Quito (Equateur). In: Revue de géographie alpine. 1999, Tome 87 No.3, 51-65 doi:10.3406/rga.1999.2957

Bowman S., (1990), Interpreting the past radiocarbon dating, University of California Press/British Museum, p. 64.

Burbank D, and Anderson R., (2001), Tectonic geomorphology, Blackwell Science Edit., pp. 274.

Buytaert W., J. Sevink, B. De Leeuw, J. Deckers, (2005), Clay mineralogy of the soils in the south Ecuadorian paramo region, Geoderma 127, 114– 129.

Calahorrano A., Sallarès V., Collot J-Y, Sage F., Ranero C., (2008), Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data, Earth and Planetary Science Letters 267, 453-467.

Calahorrano A., (2001), Estudio del origen del enjambre sísmico de la zona norte de la ciudad de Quito, durante 1998–99, Eng. Thesis, Escuela Politécnica Nacional Quito Ecuador, pp. 190.

Calvache M., (2007), Pasto, in Entorno Natural de 17 ciudades de Colombia, Michel Hermelin editor.

Cassignol C., and Gillot P-Y., (1982), Range and effectiveness of unspiked potassium—argon dating: experimental groundwork and applications, G.S. Odin Ed., Numerical Dating in Stratigraphy, Wiley, Chichester, 159–179.

Chardon, D., Hermitte, D., Nguyen, F., Bellier, O., (2005), First paleoseismological constraints on the strongest earthquake in France (Provence) in the twentieth century. Geology 33, 901-904.

Chester J., and Chester F., (1990), Fault-propagation folds above thrusts witn constant dip, Journal of Structural Geology, vol. 12, n.7, 903-910.

Clapperton C., Hall M., Mothes P., Malcolm H., Still W., Helmens K., Huhry P., Gemmell A., (1997), A Younger Dryas icecap in the Equatorial Andes, Quaternary Research 47, No. QR961861, 13-28.

Clapperton, C.M., Vera, R., (1986), The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer. Journal of Quaternary Research 1, 45–56.

Collot J-Y., Ribodetti A., Agudelo W., Sage F., (2011), The south Ecuador subduction channel: Evidence for a dynamic mega-shear zone from 2D fine-scale seismic reflection imaging and

implications for material transfer, Journal of Geophysical Research, vol.116, B11102, doi:10.1029/2011JB008429.

Collot J-Y., Michaud F., Alvarado A., Marcaillou B., Sosson M., Ratzov G., Migeon S., Calahorrano A., Pazmiño A., (2009), Vision general de la morfologia submarina del margen convergente del Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subduccion de la Cordillera de Carnegie, in: J-Y. Collot, V. Sallarès, N. Pazmiño (Editors), Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos, Guayaquil-Ecuador 47-74p.

Collot J-Y, Agudelo W., Ribodetti A., Marcaillou B., (2008), Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador –south Colombia oceanic margin, Journal of Geophysical Research, vol.113, B12.102, doi:10.1029/2008JB005691.

Collot J-Y, Marcaillou B., Sage F., Michaud F., Agudelo W., Charvis P., Graindorge D., Gutscher M-A., Spence G., (2004), Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structure? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin, Journal of Geophysical Research, vol. 109, B11103, doi: 10.1029/2004JB003060.

Costa C.H., F., Audemard, L.,Audin, C., Benavente, (2009), Geomorphology as a Tool for Analysis of Seismogenic Sources in Latin America and the Caribbean, in Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin America Edited by : Edgardo M. Latrubesse, Vol. 13, pp 1-510; ISBN : 978-0-444-53117-9.

Costa, J. E., and Baker, V. R. (1981), Surficial Geology,-Building with the Earth. John Wiley & Sons, New York.

Cowgill E., Gold R., Xuanhua Ch., Wang X., Arrowsmith R., Southon J., (2009), Low Quaternary slip rate reconciles geodetic and geologic rates along the Altyn Tagh fault, northwestern Tibet, Geology, July 2009; vol. 37; no. 7; p. 647–650; doi: 10.1130/G25623A.1;

Cruden, D.M., Varnes, D.J., (1996), Landslide types and processes, In: Turner, K.A., Schuster, R.L. (Eds.), Landslides: investigation and mitigation. Transport Research Board Special Report 247, pp. 36–75.

Dadson S., Hovius N., Pegg S., Dade B., Horng M., Chen H., (2005), Hyperpycnal river flows from an active mountain belt, Journal of Geophysical Research, vol.110, F04016, doi : 10.1029/2004JF000244

Daly M., (1989), Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador, Tectonics, vol. 8, No.4, 769-790.

Davila F., (1990), Geodinámica Plio-Cuaternaria de la Cuenca de Latacunga-Ambato, Callejón Interandino: sector entre Salcedo y Píllaro, Eng. These, Escuela Politécnica Nacional Quito, 176p.

Delcaillau B., Deffontaines B., Floissac L., Angelier J., Deramond J., Souquet P., Chu H.T., Lee J.F., (1998), Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold ; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan, Geomorphology 24, 263-290.

Delvaux, D., (2001), TENSOR, Interactive MS-DOS Quick Basic program for Tectonic Stress Inversion using Geological fault-slip data & Earthquake focal mechanisms with Quality Ranking Scheme according to the World Stress Map 2000 release.

Deniaud Y., (2000), Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène: étude des basin d'avant-arc et bilans de masse, Géologie Alpine, Mémoire H.S No. 32 Université Joseph Fourier Grenoble, pp. 157.

Deniaud Y., Baby P., Basile C., Ordoñez M., Montenegro G., Mascle G., (1999), Ouverture et évolution tectono - sédimentaire du golfe de Guayaquil: basin d'avant-arc Néogène et Quaternaire du Sud des Andes Equatoriennes, C.R. Acad.Sci.Paris.Sciences de la terre et des planets/ Earth & Planetary Sciences, 328, 181-187.

DGGM. 1982a, Hoja geológica "Guayllabamba". Escala 1:25000.

DGGM. 1982b, Hoja geológica "San Antonio". Escala 1:25000.

DGGM. 1982c, Hoja geológica "Chaupicruz". Escala 1:25000.

DGGM. 1982d, Hoja geológica "El Quinche". Escala 1:25000.

Dixon T., Norabuena E., Hotaling L., (2003), Paleoseismology and global positioning system: earthquake-cycle effects and geodetic versus geologic fault slip rates in the Eastern California shear zone, Geology; January 2003; v. 31; no. 1; 55–58.

Dumont J-F., Santana E., Valdez F., Tihay J-P, Usselmann P., Iturralde D., Navarrete E., (2006), Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200-2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone: A case study for the effects of great subduction earthquakes, Geomorphology 74, 100-123.

Dumont J-F., Santana E., Vilema W., Pedoja K., Ordonez M., Cruz M., Jiménez N., Zambrano I., (2005)a, Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puná and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America), Tectonophysics 399, 331-350.

Dumont J-F., Santana E., Vilema W., (2005)b, Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador), Geomorphology 65, 223-239.

Dunkley, P. et Gaibor A., (1997), Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 2° Y 3° S, ESCALA 1:200.000. British Geological Survey y Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica. Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.

Duval A., Kirby E., Burbank D., (2004), Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California, Journal of Geophysical Research, vol. 109, F03002, doi:10.1029/2003JF000086

Eberhart P., D., Haeussler, P. J., Freymueller, J. T., Frankel, A. D., Rubin, C. M., Craw P., Ratchkovski, N. A., Anderson, G., Carver, G. A., Crone, A. J., Dawson, T. E., Fletcher, H., Hansen, R., Harp, E. L., Harris, R. A., Hill, D. P., Hreinsdottir, S., Jibson, R. W., Jones L. M., Kayen R., Keefer D. K., Larsen C. F., Moran S. C., Personius, S. F., Plafker, G., Sherrod B., Sieh, K., Sitar, N., Wallace, W. K., (2003), The 2002 Denali Fault Earthquake, Alaska: A Large Magnitude, Slip-Partitioned Event, Science 300, 1113-1118.

Egbue, O., and Kellogg, J. (2010), Pleistocene to Present North Andean "escape". Tectonophysics 489, 248-257.

Ego F., Sébrier M., Lavenu A., Yepes H., Eguez A., (1996)a, Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, Tectonophysics 259, 101-116.

Ego F., Sébrier M., Carey-Gailhardis E., Beate B., (1996)b, Do the Billecocha normal faults (Ecuador) reveal extension due to lithospheric body forces in the northern Andes ?, Tectonophysics, 265, 255-273.

Ego F., and Sébrier M., (1996), The Ecuadorian Inter-Andean Valley: a major and complex restraining bend and compressive graben since Late Miocene time, Annales Tectonicae, vol.X, No.1-2, 31-59.

Ego, F., (1995) Accommodation de la convergence oblique dans une chaine de type cordilleraine: les Andes de Equateur. Mémoire PhD, Université de Paris-Sud Centre d'Orsay, pp. 209.

Ego F., Sébrier M., Yepes H., (1995), Is the Cauca-Patia and Romeral fault system left or right lateral ? Geophysical Research Letters, vol. 22, no1, 33-36.

Egred, J., (2009), Catálogo de terremotos del Ecuador 1541–2009, Escuela Politécnica Nacional, Instituto Geofísico, Internal Report.

Egred, J., (2000), El terremoto de Riobamba, Ediciones Abya-Yala, Tomo 2, pp 107.

Egüez A., Alvarado A., Yepes H., Machette M., Costa C., Dart R., (2003), Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Ecuador and its Offshore Regions, A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World, Open-File Report 03-289 USGS.

Engdahl E.R., Villasenor A., (2002), Global Seismicity : 1900-1999, International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, Chapter 41, 665-690. Eds Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C. & Kisslinger, C., Academic Press.

EPN (Escuela Politécnica Nacional), GeoHazards International, Ilustre Municipio de Quito, ORSTOM Quito, OYO Corporation, (1994), The Quito, Ecuador earthquake risk management project, an Overview, GeoHazards International San Francisco, 34. (http://www.igepn.edu.ec/index.php/publicaciones-para-la-comunidad.html

Espinosa A., (2010), Contribución de la investigación a la Gestión del Riesgo en el Quindío, Geología-Historia de los Desastres, Universidad del Quindío-Universidad de Ginebra (Suiza)-Academia de Ciencias, Armenia.

Espurt N., Baby P., Brusset S., Roddaz M., Hermoza W., Regard V., Antoine P.O., Salas-Gismondi R., Bolaños R., (2007), How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?, Geology, vol.35, No.6, 515-518, doi: 10.1130/G23237A.

Fenniger T., (1987), Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru, Can.J. Earth Sci., 24, 266-278.

Fiorini E., and Tibaldi A., (2011), Quaternary tectonics in the central Interandean Valley, Ecuador : Fault-propagation folds, transfer faults and the Cotopaxi Volcano, Global and Planetary Change in press.

Gailler A., Charvis P., Fluch E., (2007), Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles, Earth and Planetary Science Letters 260, 444-464.

Gajardo, E., Yepes, H., Ramón, P., Hall, P., Mothes P. Aguilar, J., (2001), Evaluación del peligro sísmico para la ruta del OCP y evaluación complementaria del peligro volcánico, Escuela Politécnica Nacional, Instituto Geofísico, Internal Report.

Gil W., Baby P., Ballard J-F., (2001), Structure et controle paleogeographique de la zone subandine peruvienne, C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 333, 741–748 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. S1251-8050(01)01693-7/FL A

Gillot P., et Cornette Y., (1986), The Cassignol technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from the Late Pleistocene to recent volcanics from southern Italy, Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 59, 205-222.

Gómez J., Nivia A., Montes N.E., Jimenez D.M. Tejada M.L., Sepulveda M.J., Osorio J.A., Gaona T., Diederix H., Uribe H., Mora M., compiladores, (2007), Mapa geológico de Colombia, escala 1:1' 000.000, INGEOMINAS, 2 hojas, Bogotá.

Graindorge D., Calahorrano A., Charvis P., Collot J-Y., Bethoux N., (2004), Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, consequence on great earthquakes recurrence interval, Geophysical Research Letters, vol.31, L04603, doi:10.1029/2003GL018803

Grant, L. B., and Sieh, K., (1993), Stratigraphic evidence for seven meters of dextral slip on the San Andreas Fault during the 1857 earthquake in the Carrizo plain. Bull. Seism. Soc. America 83, 619-635.

Griffin, G. M., Sawyer, R. K., Melkote, S. R., (1984), Weddellite occurrence in peats and other organic-rich sediments of Florida. Journal of Sedimentary Research 54, 861-868.

Guillier B., Chatelain J-L., Jaillard E., Yepes H., Poupinet G., Fels J-F., (2001), Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America), Geohysical Research Letters, vol. 28, No. 19, 3749-3752.

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.

Hall M., Samaniego P., Le Pennec J.L., Johnson J., (2008), Ecuadorian Andes volcanism : A review of Late Pliocene to present activity, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 175, 1-6.

Hall, M. and P., Mothes, (2008), The Chacana Caldera Complex in Ecuador. IOP Conf. Series. doi:10.1088/1755-1307/3/1/012004.

Hall M., and Mothes P., (2007), The rhyolitic-andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador, Bull. Volcanol, 70, 675-702 DOI 10.1007/s00445-007-0161-2

Hall, M. L., Robin, C., Beate, B., Mothes, P., Monzier, M., (1999), Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. Journal of Volcanology and Geothermal Research 91, 1–21.

Hall M., Kuroiwa J., Zupka D., Nemec J., Hernandez F., Espinosa J., (1990), Project Report of the Disaster Prevention and Preparedness Project for Ecuador and Neighbouring Countries.UNDRO, pp 19.

Hall S., Farber D.L., Audin L., Finkel R.C., (2012), Recently active contractile deformation in the forearc of southern Peru. Earth and Planetary Science Letters, 337–338, 85–92.

Harkins N., Anastasio D., Pazzaglia F., (2005), Tectonic geomorphology of the Red Rock fault, insights into segmentation and landscape evolution of a developing range front normal fault, Journal of Structural Geology, 27, 1925-1939.

Hayes, G. P., D. J. Wald, and R. L. Johnson (2012), Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, J. Geophys. Res., 117, B01302, doi:10.1029/2011JB008524.

Heine K, and Heine J., (1996), Late glacial climatic fluctuations in Ecuador: glacial retreat during YD time. Arctic and Alpine Research 28: 496–501.

Herring T. A., King, R. W., y McClusky, S. C., (2010), GAMIT/GLOBK Reference Manual, Release 10.33, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachussetts Institute of Technology.

Hey R., (1977), Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, Geological Society of America Bulletin, vol. 88, 1404-1420.

Hibsch C., Alvarado A., Yepes H., Pérez V.H., Sébrier M., (1997), Holocene liquefaction and soft-sediment deformation in Quito (Ecuador): a paleoseismic history recorded in lacustrine sediments, J. Geodynamics, vol. 24, No. 1-4, 259-280.

Hoffer G., Eissen J-P., Beate B., Bourdon E., Fornari M., Cotten J., (2008), Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador : The Puyo cones and Mera lavas volcanic formations, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176, 107-118.

Hoorn C., Wesselingh F. P., ter Steege H, Bermúdez M., Mora A., Sevink J.,Sanmartín I., Sanchez-Meseguer A., Anderson C., Figueiredo J. P., Jaramillo C., Riff D.,Negri F. R., Hooghiemstra H., Lundberg J., Stadler T., Särkinen T., Antonelli A., (2010), Amazonia through time : Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity, Science, vol. 330, 927-931.

Horton R.E., (1945), Erosional development of streams and their drainage basin : hydro-physical approach to quantitative morphology, Geological Society of America Bulletin 56, 275-370.

Hubert-Ferrari A., Armijo R., King G., Meyer B., (2002), Morphology, displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey., Journal of Geophysical Research, vol. 1007, No.0, 10.1029/2001JB000393

Hughes R., and Pilatasig L., (2002), Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador, Tectonophysics, 245, 29-48.

Hughes, R., Bermúdez, R. Espinel G. (1999) Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 0° Y 1° S, ESCALA 1:200.000. British Geological Surveyy Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica. Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.

Hurtrez J.E., Lucazeau F., Lave J., Avouac J.P., (1999), Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal, Journal of Geophysical Research, vol. 104, No. B6, 12.779-12.796.

Instituto Geofísico-EPN., (2012) Focal Mechanisms Data Base, compiled by Segovia M., Vaca S., Alvarado A., not published.

Iriondo M., (1999), Climatic changes in the South American plains : Records of a continent-scale oscillation, Quaternary International, 57/58, 93-112.

Isaacs B.L., and Molnar P., (1971), Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquake, Rev, Geophys. 9, 103-174

Jackson J., Norris R., Youngson J., (1996), The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand : evidence revealed by drainage patterns, Journal of Structural Geology, vol. 18, Nos 2/3, 217-234.

Jaillard E., Lapierre H., Ordoñez M., Toro J., Amortegui A., Vanmelle J., (2009), Accreted oceanic terranes in Ecuador : southern edge of the Caribbean Plate ?, Geological Society, London, Special Publications; vol.328, 469-485, doi: 10.1144/SP328.19

Jaillard E., Bengtson P., Ordoñez M., Vaca W., Dhondt A., Suárez J., Toro J., (2008), Sedimentary record of terminal Cretaceous accretions in Ecuador: The Yunguilla Group in the Cuenca area, Journal of South American Earth Sciences, 25, 133-144.

Jaillard E., Guillier B., Bonnardot M-A, Hassani R., Lapierre H., Toro J., (2005), Orogenic buildup of the Ecuadorian Andes, 6th International Symposum on Andean Geodynamics (ISAG) Barcelona, Extended Abstracts, 404-407.

Jaillard E., Ordoñez M., Suárez J., Toro J., Iza D., Lugo W., (2004), Stratigraphy of the late Cretaceous-Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador: geodynamic implications, Journal of South American Earth Sciences, 17, 49-58.

Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Wörner, G. (2002) Andean geodynamics: main issues and contributions from the 4th ISAG, Göttingen. Tectonophysics, 242, 1-15.

Jaya D., (2009), Origen de los depósitos volcánicos de la cuenca de Quito : implicación de la evolución del complejo Pichincha y del sistema de fallas de Quito, Mémoire M2 Prefalc, Université Sophie Antipolis Nice, pp 28.

Kanamori H., and McNally K., (1982), Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia Coast, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 72, No. 4 1241-1253.

Kanda R. and Simons M., 2010, An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones, J. Geophys. Res., 115, no. B3, B03405, doi.10.1029/2009JB006611.

Kawakatsu H., (1991), Insignificant isotropic component in the moment tensor of deep earthquakes, Nature 351, 50-53 doi:10.1038/351050a0

Kelson K., Kang K., Page W., Lee C., Cluff L., (2001), Representative styles of deformation along the Chelungpu fault from the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake : geomorphic characteistics and responses of man-made structures, Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 5 930-952.

Keller, E. A., and Pinter, N. (2002), Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, 2nd edn.,. Prentice-Hall, New York. p 362 , ISBN 0-13-0882230-5

Keller, E. A. (1986), Investigation of active tectonics: Use of surficial earth processes. In Active Tectonics: Studies in Geophysics (R. E. Wallace, Chairman), pp. 136–147. National Academic Press, Washington, DC.

Keller E., Gurrola L., Tierney T., (1999), Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding, Geology, June, vol. 27, No. 6, 515-518.

Kellogg J., and Vega V., (1995), Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from global positioning system geodetic studies and gravity, Geological Society of America, special paper 295, 75-90.

Kendrick E., Bevis M., Smalley R., Brooks B., Barriga Vargas R., Lauria E., Souto Fortes L.P., (2003), The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, Journal of South American Earth Sciences, 16, 125-131.

Kennan L., and Pindell J., (2009), Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate?, Geological Society, London, Special Publications, vol.328, 487-531, doi:10.1144/SP328.20.

Kerr A., Aspden J., Tarney J., Piltasig L., (2002), The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints, Journal of the Geological Society, vol. 159, 577-594.

Kirby E., and Whipple K., (2001), Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, Geology, vol. 29, No. 5, 415-418.

Kirby E., Whipple K., Tang W., Chen Z., (2003), Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau : Inferences from bedrock channel longitudinal profiles, Journal of Geophysical Research, vol. 108, No. B4, 2217, doi:10.1029/2001JB000861

Kusumgar S., Lal D., Sharma V., (1963), Radiocarbon dating : techniques, Proceedings Mathematical Sciences, vol.58,n.3, 125-140, DOI :10.1007/BF03049423.

Lamarque G., (2011), Analyse méthodologique pour la localisation de séismes dans la zone de Quito et corrélation avec les failles actives. Mémoire M1, Université de Nice Sophia-Antipolis, pp. 33.

Lamb S., and Davis P., (2003), Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes, Nature, vol. 425, 792-797p.

Lavenu A., Baudino R., Ego F., (1996), Stratigraphie des dépôts Tertiaires et Quaternaires de la Dépression Interandine d'Equateur (entre 0° et 2°15'S), Bull, Inst. fr. Etudes Andines, 25 (1), 1-15.

Lavenu A., Winter T., Dávila F., (1995), A Pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, Central Ecuador, Geophys.J. Int., 121, 279-300.

Lavenu A., Noblet C., Bonhomme M., Egüez A., Dugas F., Viver G., (1992), New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship

between sedimentation, volcanism, and tectonics, Journal of South American Earth Sciences, vol.5, N. 3/4, 309-3320.

Lebras M., Mégard F., Dupuy C., Dostal J., (1987), Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador, Geological Society of American Bulletin, vol. 99, 569-578.

Lee, Y.H., Hsiehb, M.-L., Lua, S.-D., Shiha, T.-S., Wua, W.-Y., Sugiyamac, Y., Azumad, T., Kariya, Y., (2003), Slip vectors of the surface rupture of the 1999 Chi-Chi earthquake, western Taiwan. Journal of Structural Geology, 25, 1917-1931.

Legrand D., Baby P., Bondoux F., Dorbath C., Bès de Berc S., Rivadeneira M., (2005), The 1999-2000 seismic experiment of Macas swarm (Ecuador) in relation with rift inversion in Subandean foothills, Tectonophysics, 395, 67-80.

Legrand D., Calahorrano., Guillier B., Rivera L., Ruiz M., Villagómez D., Yepes H., (2002), Stress tensor analysis of the 1998-1999 tectonic swarm of northern Quito related to the volcanic swarm of Guagua Pichincha volcano, Ecuador, Tectonophysics, 344, 15-36p.

Leonard M., (2010), Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 100, No. 5A, 1971-1988 doi: 10.1785/0120090189

Linick T., Damon P., Donahue D., Jull A., (1989), Accelerator mass spectrometry: The new evolution in radiocarbon dating, Quaternary International, vol. 1, 1-6.

Lions R., (1995), Evolution géodynamique d'un bassin d'avant-arc Néogène en contexte décrochant : L'ouverture du Golfe de Guayaquil. D.E.A., Université Joseph Fourier-Grenoble I, pp.30.

Liu M., Yang Y., Stein S., Zhu Y., Engeln J., (2000), Crustal shortening in the Andes: Why do GPS rates differ from geological rates?, Geophysical Research Letters, vol. 27, No. 18, 30005-3008.

Lonsdale P., and Klitgord K., (1978), Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, Geological Society of America Bulletin, v.89, 981-999.

Mamberti M., Lapierre H., Bosch D., Jaillard E., Ethien R., Hernandez J., Polve M., (2003), Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador, Lithos 66,173– 199.

Manchuel K., Regnier M., Bethoux N., Font Y., Sallares V., Díaz J., Yepes H., (2011), New insights on the interseismic active deformation along the north Ecuadorian-south Colombian (NESC) margin, Tectonic, vol.30, TC4003, doi:10.1029/2010TC002757.

Manighetti, I., Campillo, M., Sammis, C., Mai, P. M., King, G., (2005), Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics. J. Geophys. Res. 110, doi:10.1029/2004JB003174.

Marcaillou B., Spence G., Wang K., Collot J-Y, Ribodetti A., (2008), Thermal segmentation along the N. Ecuador - S. Colombia margin (1-4°N): Prominent influence of sedimentation rate in the trench, Earth and Planetary Science Letters, 272, 296-308.

McCalpin J., and Nelson A., (2009), Introduction to Paleoseismology, Chapter 1 in Paleoseismology International Geophysics, vol. 95 ISSN 0074-6142, DOI: 10.1016/S0074-6142(09)95005-7

McCalpin, J. P., (2009), Paleoseismology- 2nd edition. Academic Press, 802 pages.

McCalpin J., and Carver G., (2009), Paleoseismology of compressional tectonic environments, Chapter 5 in Paleoseismology International Geophysics, vol. 95 ISSN 0074-6142, DOI: 10.1016/S0074-6142(09)95005-7

McCalpin J., Rockwell T., Weldon R., (2009), Paleoseismology of strike-slip tectonic environments, Chapter 6 in Paleoseismology International Geophysics, vol. 95 ISSN 0074-6142, DOI: 10.1016/S0074-6142(09)95005-7

McClay K and Bonora M., (2001), Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems, AAPG Bulletin, vol. 85, No.2, 233-260.

McCourt, W, Duque, P. Pilatasig, L. R. Villagomez, (1997) Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 1° Y 2° S, ESCALA 1:200.000. British Geological Survey y Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica. Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.

Megard F., Roperch P., Lebrat M., Laj C., Mourier T., Noblet C., (1987), L'occident Equatorien: Un terrain océanique pacifique accole au continent Sud-Américain, Bull. Inst. Fr. Et. And., XVI, No. 1-2, 39-54.

Meletti C., Galadini F., Valensise G., Stucchi M., Basili R., Barba S., Vannucci G., Boschi E., (2008), A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory, Tectonophysics 450, 85-108.

Mendoza C., and Dewey J., (1984), Seismicty associated with the great colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958, and 1979 : implications for barrier models of earthquake rupture, Bulletin of the Seismological Society of America, vol, 74, No.2, 577-593.

Michetti, A.M., Audemard, F., Marco, S., (2005), Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. Tectonophysics 408, 3 –21.

Molnar P., and Dayem K., (2010), Major intracontinental strike-slip faults and contrasts in lithospheric strength, Geosphere, vol.6, No. 4, 444-467 doi: 10.1130/GES00519.1

Molnar P., (2003), Nature, rupture and landscape, Nature vol. 426, 612-614.

Montgomery D., (2003), Predicting landscape-scale erosion rates using digital elevation models, C.R.Geosciences 335, 1121-1130.

Montgomery D., and Stolar D., (2006), Reconsidering Himalayan river anticlines, Geomorphology 82, 4-15.

Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M. L., Cotton, J., Mothes, P., Arnaud, N., (1999), Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity and petrology. Journal of Volcanology and Geothermal Research 90, 49–79.

Moreno M., Rosenau M., Oncken O., (2010), 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone, Nature, vol. 467, 9, doi:10.1038/nature09349

Mothes P., Hall M., Janda R., (1998), The enormous Chillos Valley Lahar : an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi Volcano, Ecuador, Bull.Volcanol 59, 223-244.

Niemann H., Haberzettl, T., Behling, H., (2009), Holocene climate variability and vegetation dynamics inferred from the (11700 cal. yr BP) Laguna Rabadilla de Vaca sediment record, southeastern Ecuadorian Andes. The Holocene 19, 307–316.

Mourier T., (1988) La transition entre Andes marginales et Andes cordilleraines a ophiolites. Evolution structural magmatique et sedimentaire du relais de Huancabamba (3R a 8RS) (Nord Perou-Sud Equateur), PHD memoire, Universite de Paris XI, Orsay, France, 350 p.

Naeser C., Crochet J., Jaillard E., Laubacher G., Mourier T., Sige B., (1991), Tertiary fission-track ages from the Bagua syncline (northern Peru): Stratigraphic and tectonic implications, Journal of South American Earth Sciences, vol.4, No.1/2, 61-71.

Nocquet J-M., Mothes P., Chlieh M., Jarrin P., Vallee M.,Ruiz G., Regnier M., (2010), New GPS velocity field in the northern Andes (Ecuador-Colombia) : partial locking along the subduction and northeastards escape of the Northern Andean Block, AGU meeting 2010.

Nocquet J-M., Mothes P., Alvarado A., (2009), Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador, in: J-Y. Collot, V. Sallares, N. Pazmiño (Editors), Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos, Guayaquil-Ecuador, 83-95.

OLADE-INECEL, (1980), Informe geo-volcanológico: proyecto de investigación geotérmica de la República del Ecuador. Organización Latinoamericana de Energía, Quito, Ecuador. pp. 54.

Oskin, M., Perg, L., Blumentritt, D., Mukhopadhyay, S., Iriondo, A., (2007), Slip rate of the Calico fault: Implications for geologic versus geodetic rate discrepancy in the Eastern California Shear Zone. J. Geophys. Res. 112, doi:10.1029/2006JB004451.

Pacheco J., and Sykes L., (1992), Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 82, No. 3, 1306-1349.

Paris G., Machette M., Dart R., and Haller K., (2000), Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions, A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World, Open-File Report 00-0284 USGS.

Peltzer, G., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Meyer, B., Shunmin, G., Kelun, Y., Zhitai, C., Huagung, D., (1988), Offsets of late Quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the Chang Ma fault (Gansu, China). J. Geophys. Res. 93, 7793–7812.

Pennington W., (1981), Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America, Journal of Geophysical Research, vol.86, No.B11, 10753-10770.

Petersen M., Frankel A., Harmsen S., Mueller C., Haller K., Wheeler R., Wesson R., Zeng Y., Boyd O., Perkins D., Luco N., Field E., Wills C., Rukstales K., (2008), Documentation for the 2008 update of the United States National Seismic Hazard Maps, Open-File Report 2008-1128 USGS.

Philip H., and Meghroui M., (1983), Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnan eartquake of october 10, 1980, Tectonics, vol. 2, n.1, 17-49.

Pindell J., and Kennan L., (2009), Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame : an update, Geological Society, London, Special Publications, vol.328, 1-55. doi : 10.1144/SP328.1

Pratt, W., Figueroa, J., Flores, B., (1997), Mapa Geológico de la Cordillera Occidental entre 3° - 4° S, ESCALA 1:200000. British Geological Survey y Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica. Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.

Ramsey L., Walker R., Jackson J., (2008), Fold evolution and drainage development in the Zagros mountains of Fars province, SE Iran., Basin Research, doi: 10.1111/j.1365-2117.2007.00342.x

Ratzov G., Sosson M., Collot J-Y., Migeon S., Michaud F., López E., Le Gonidec Y., (2009), Deslizamientos submarinos a lo largo del margen convergente del Norte de Ecuador - Sur de Colombia. Posible control tectónico, in: J-Y. Collot, V. Sallarès, N. Pazmiño (Editors), Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos, Guayaquil-Ecuador, 75-82.

Reynaud C., Jaillard E., Lapierre H., Mamberti M., Mascle G., (1999), Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America, Tectonophysics, 307, 235-254.

Rizza M., Ritz J-F., Braucher R., Vassallo R., Prentice C., Mahan S., McGill S., Chauvet A., Marco S., Todbileg M., Demberel S., Bourles D., (2011), Slip rate and slip magnitudes of past earthquakes along the Bogd left-lateral strike-slip fault (Mongolia), Geophys.J.Int., 186, 897-927.

Robin C., Samaniego P., Le Pennec J-L, Fornari M., Mothes P., van der Plicht J., (2010), New radiometric and petrological constraints on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador), Bull Volvanol. DOI 10.1007/s00445-010-0389-0

Robin, C., Samaniego P., Le Pennec J-L., Mothes P., van der Plicht J., (2008), Late Holocene phases of dome growth and Plinian activity at Guagua Pichincha volcano (Ecuador), Journal of Volcanology and Geothermal Research, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.10.008

Ruiz, G.M.H., (2002), Exhumation of the Northern Sub-Andean Zone of Ecuador and its Source Regions: A Combined Thermochronological and Heavy Mineral Approach. PhD thesis, ETH-Zürich, Switzerland pp.132.

Sallarès V., and Charvis P., (2003), Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province, Earth and Planetary Sciences Letters, 214, issue 3-4, 545-559 doi:10.1016/S0012-821X(03)00373-X

Sauer, W., (1965), Geología del Ecuador, Editorial del Ministerio de Educación, Quito.

Scharer, K., Biasi G., Weldon II R., and Fumal T., (2010) Quasi-periodic recurrence of large earthquakes on the southern San Andreas Fault, Geology, vol.38, No.6, 555-558.

Schoenbohm L.M., Whipple K., Burchfiel B., Chen L., (2004), Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China, GSA Bulletin, vol. 116, No. 7/8, 895-909 doi: 10.1130/B25364.1

Schumm S., Dumont J-F., Holbrook J., (2000) Active tectonics and alluvial rivers, Cambridge University Press, pp. 277.

Segovia M., and Alvarado A., (2009), Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador, in: J-Y. Collot, V. Sallares, N. Pazmiño (Editors), Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos, Guayaquil-Ecuador, 131-150.

Segovia, M., (2009), Análisis espacio-temporal del Enjambre de Puerto López entre enero y febrero de 2005 con observaciones de la estación de banda ancha de OTAVALO. Master thesis, Université de Nice, France.

Sepulveda SA., Astroza M., Kausel E., Campos J., Casas E.A., Rebolledo S., Verdugo R., (2008), New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: Implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones, Journal of Earthquake Ingineering , Vol. 12, No. 3, 432-455.

Sieh, K. E., Jones, L., Hauksson, E., Hudnut, K., Eberhart-Phillips, D., Heaton, T., Hough, S., Hutton, K., Kanamori, H., Lilje, A., Lindvall, S., McGill, S. F., Mori, J., Rubin, C., Spotila, J. A., Stock, J., Thio, H. K., Treiman, J., Wernicke, B., Zachariasen, Z., (1993), Near-field investigations of the Landers earthquake sequence, April to July 1992. Science 260, 171–176.

Silgado, E. (1957), El Movimiento Sísmico del 12 de Diciembre de 1953, Anales del Primer Congreso Nacional de Geología, Sociedad Geológica del Perú, Lima, Perú, Parte II, Tomo 32, 225-238.

Smith J., Mark B., Rodbell D., (2008), The timing and magnitude of mountain glaciation in the tropical Andes, Journal of Quaternary Science, 23(6-7), 609-634.

Soulas J-P., Egüez A., Yepes H., Pérez H., (1991), Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia, Bol. Geol. Ecuat., vol. 2, 1, 3-11.

Soulas J.P., 1988. Tectónica Activa y Riesgo Sísmico, Proyecto UNDRO-EPN, informe técnico inédito, pp 10.

Soulas J.P., Yepes H., Eguez A., 1987. Guía de salida al campo del Curso de Neotéctonica para fines de Riesgo Sísmico, inédito, 13 pp.

Souris, M., (2001), República del Ecuador : modelo numérico del relieve, escala 1:1000000. Edition IGM, Quito, Ecuador.

Spikings R., Crowhurst P., Winkler W., Villagomez D., (2010), Syn- and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record, Journal of South American Sciences 30, 121-133.

Spikings R., Winkler W., Hughes R., Handler R., (2005), Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador : Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes, Tectonophysics 399, 195-220.

Spikings R., and Crowhurst P., (2004), (U-Th)/He thermochronometric constraints on the late Miocene-Pliocene tectonic development of the northern Cordillera Real and the Interandean Depression, Ecuador, Journal of South American Sciences 17, 239-251.

Spikings R., Winkler W., Seward D., Handler R., (2001), Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust, Earth and Planetary Science Letters 186, 57-73.

Spikings R., Seward D., Winkler W., Ruiz G., (2000), Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador-: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis, Tectonics, vol.19, No. 4, 619-668.

Stauder W., (1975), Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidence by focal mechanisms and by seismicity. J. Geophys. Res. 80 (8): 1053– 1064.

Steinmann M., Hungerbuhler D., Seward D., Winkler W., (1999), Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach, Tectonophysics, 307, 255-276.

Stirling M., Mc Verry G., Gerstenberger M., Litchfield N., Van Dissen R., Berryman K., Barnes P., Wallace L., Villamor P., Langridge R., Lamarche G., Nodder S., Reyners M., Bradley B., Rhoades D., Smith W., Nicol A., Pettinga J., Clark K., Jacobs K., (2012), National seismic hazard model for New Zealand: 2010 update, Bulletin of the Seismological Society of America, vol.102, No. 4, 1514-1542, doi: 10.1785/0120110170

Stirling M., Graeme H., McVerry., Berryman R., (2002), A new seismic hazard model for New Zealand, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 92, No. 5, 1878-1903.

Strahler A.N., (1952), Hypsometric (área-altitude) analysis of erosional topology, Geological Society of America Bulletin 63 (11), 1117-1142.

Strahler A.N., (1957), Quantitative analysis of watershed geomorphology, Transactions of the American Geophysical Union 8 (6), 913-920.

Strahler A.N., (1958), Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms, Bulletin of the Geological Society of America, vol. 669, 279-300.

Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G., Boschi E., (2011), Seismic hazard assessment (2003-2009) for the Italian building code, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 101, No.4, 1885-1911, doi: 10.1785/0120100130

Stolar D., Willett S., Montgomery D., (2007), Characterization of topographic steady state in Taiwan, Earth and Planetary Science Letters 261, 421-431.

Suarez G., Molnar P., Clark Burchfiel B., (1983), Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and Southern Colombia, Journal of Geophysical Research, vol. 88, No. B12, 10.403-10.428, doi:10.1029/JB088iB12p10403

Suppe J., and Medwedeff D., (1990), Geometry and kinematics of a fault- propagation folding, Eclogae Geologicae Helvetiae, v.83.

Suppe J., (1983), Geometry and kinematics of fault-bend folding, American Journal of Science, vol. 283, September, 684-721.

Swenson J., and Beck S., (1996), Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and earthquake cycle along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments, PAGEOPH, vol. 146, No.1.

Tapponnier P., Ryerson F., Van der Woerd J., Mériaux A-S., Lasserre C., (2001), Long-term slip rates and characteristic slip: keys to active fault behavior and earthquake hazard, C.R.Acad.Sci.Paris, Sciences de la Terre et des planets/Earth and Planetary Sciences, 333, 483-494.

Tavera H., and Buforn E., (2001) Source mechanism of earthquakes in Peru, Journal of Seismology 5, Kluwer Academic Publishers, 519-539.

Tibaldi A., Rovida A., Corazzato C., (2007), Late Quaternary kinematics, slip-rate and segmentation of a major Cordillera-parallel transcurrent fault: The Cayambe-Afiladores-Sibundoy system, NW South America, Journal of Structural Geology, 29, 664-680 .

Tibaldi A., and Romero J., (2000), Morphometry of late Pleistocene-Holocene faulting and volcanotectonic relationship in the southern Andes of Colombia, Tectonics, vol. 19, No. 2, 358-377.

Tibaldi A, Ferrari F., and Pasquare G., (1995), Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry : an example from Ecuador, Geomorphology, 11, 215-226.

Tibaldi A., and Ferrari L., (1992), Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the Ecuadorian Andes. In: R.A. Oliver, N. Vatin-Perignon and G. Laubacher (Editors), Andean Geodynamics. Tectonophysics, 205: 109-125.

Toro J., (2007), Enregistrement des surrections liées aux accrétions de terrains océaniques: Les sédiments crétacé -paléogènes des Andes d'Equateur, Géologie Alpine, Memoire H.S. No 47, Université Joseph Fourier (Grenoble I), pp. 235.

Trenkamp R., Kellog J., Freymueller J., Mora H., (2002), Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, Journal of South American Earth Sciences 15, 157-171.

Troncoso L., (2009), Estudio sismológico del Nido de Pisayambo, Memoria Master2, Université Sophia-Antipolis Nice France, pp 26.

Van der Hammen T., and Hooghiemstra H., (2000), Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia, Quaternary Science Reviews, 19, 725-742.

Van Thournout F., Hertogen J., Quevedo L., (1992), Allochthonous terranes in northwestern Ecuador, Tectonophysics, vol. 205, issue 1-3, 205-22.

Velandia F., Acosta J., Terraza R., Villegas H., (2005), The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras fault system in SW Colombia, Tectonophysics, 399, 313-329.

Vera R., and López R., (1986), El origen de la Cangahua, Paisajes Geográficos CEPEIGE, No.16, Quito, 21-28.

Villagómez D., (2003), Evolución geológica Plio-Cuaternaria del Valle Interandino central en Ecuador (zona de Quito-Guayllabamba-San Antonio), Eng. Thesis Escuela Politécnica Nacional-Facultad de Geología, Quito Ecuador, pp. 133.

Vuille M., Bradley R., Keimig F., (1999), Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies, Journal of Climate, American Metereological Society, vol 13, 2520-2535.

Walker F., and Allen M., (2012), Offset rivers, drainage spacing and the record of strike-slip faulting: The Kuh Banan Fault, Iran, Tectonophysics, 530-531, 251-263.

Walker R.T., Talebian M., Sloan R., Rasheedi A., Fatthi M., Bryant C., (2010), Holocene slip-rate on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution on tectonic strain in eastern Iran, Geophy.J.Int. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04538.x

Weldon, R., Scharer, K., Fumal, T., and Biasi, G., (2004), Wrightwood and the earthquake cycle: What a long recurrence record tells us about how faults work: GSA Today, vol. 14, no. 9, 4–10, doi: 10.1130/1052–5173.

Wells, D. L., and Coppersmith, K. J., (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bull. Seism. Soc. America 84, 974-1002.

Wesnousky S., (2010), Possibility of Biases in the estimation of earthquake recurrence and seismic hazard from geologic data, Bulletin of the Seismological Society of America, vol.100, No.5A, 2287-2292, doi: 10.1785/0120090370

Wesnousky S., (2005), The San Andreas and Walker Lane fault systems, western North America: transpression, transtension, cumulative slip and the structural evolution of a major transform plate boundary. Journal of Structural Geology, 27, 1505–1512.

Wesnousky S., (1986), Earthquakes, quaternay faults, and seismic hazard in California, Journal of Geophysical Research, vol.91, No. B12, 12587-12631.

Whippler K., Wobus C., Crosby B., Kirby E., Sheehan D., (2007), New tools for quantitative geomorphology : Estraction and interpretation of stream profiles from digital topographic data, GSA Annual Meeting Boulder Co, pp. 26.

Whipple K., (2004), Bedrock rivers and geomorphology of active orogens, Annu.Rev,Earth Planet Sci., 32, 151-185 doi: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120356.

Whipple K., and Tucker G., (1999), Dynamics of the stream-power river incision model : Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, Journal of Geophysical Research, vol. 104, No. B8, 17661-17674.

White S., Trenkamp R., Kellogg J., (2003), Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone, Earth and Planetary Science Letters, 216, 231-242. doi:10.1016/S0012-821X(03)00535-1

Winkler W., Villagómez D., Spikings R., Abegglen P., Tobler St., Egüez A., (2005), The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador, Journal of South American Earth Sciences, 19, 5-10.

Winter T., Avouac J-P., Lavenu A., (1993), Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological feactures, Geophys. J. Int. , 115, 905-920.

Winter T., (1990), Mécanismes des déformations récents dans les Andes Equatoriennes, Mémoire PhD, Université de Paris-Sud Centre d'Orsay, p 205.

Witt C., and Bourgois J., (2010), Forearc basin formation in the tectonic wake of a collision-driven, coastwise migrating crustal block : The example of the North Andean Block and the extensional Gulf of Guayaquil-Túmbes Basin (Ecuador-Perú border area), GSA Bulletin, vol.122, 89-108, doi: 10.1130/B26386.1.

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, doi:10.1029/2004TC001723.

Wobus C., Whipple K., Kirby E., Snyder N., Johnson J., Spyropolou K., Crosby B., Sheehan D., (2006), Tectonics from topography : Procedures, promise, and pitfalls, Geological Society of America, Special Paper 398, 55-74.

Youngs R., and Coppersmith K., (1985), Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 75, N.4, 939-964.

Zamora A., and Litherland M., (1993), Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1: 1.000.000. Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica y Misión Geológica Británica-British Geological Survey. Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.

Annexes

La Table 1 permet d'identifier et localiser les échantillons, voir aussi la Figure 1.

Identificateur	Latitude	Longitude	Observations
GAB-A-01	0,00768	-78,40708	Point BG figure 1 annexes, basalte rivière Guayllabamba.
CAT-01	-0,00291	-78,43175	Point Catequilla figure 1 annexes. Dôme Catequilla.
DP-01-C	-0,05666	-78,44316	Point Pacpo figure 1 annexes. Dôme Pacpo
DP-01-C	-0,05666	-78,44316	Point Pacpo figure 1 annexes. Dôme Pacpo Xénolite.
PICH-04	-0,19223	-78,47213	Point QEB figure 1 annexes. Lave El Batan (sans chimie, voir thèse Jaya, 2009.)
CAT-SUP1	0,01631	-78,42173	Pont LC figure 1 annexes. Ponces dans dépôts lacustre colline Catequilla nord.
CAT-SUP2	0,01631	-78,42173	Point LC figure 1 annexes. Sol au-dessus de la discordance.
HMIRANDA 3	-0.32913	-78.49574	Point HM figure 1 annexes. A la base du profil en long.

Le signe (–) indique latitude Sud et longitude occidentale.

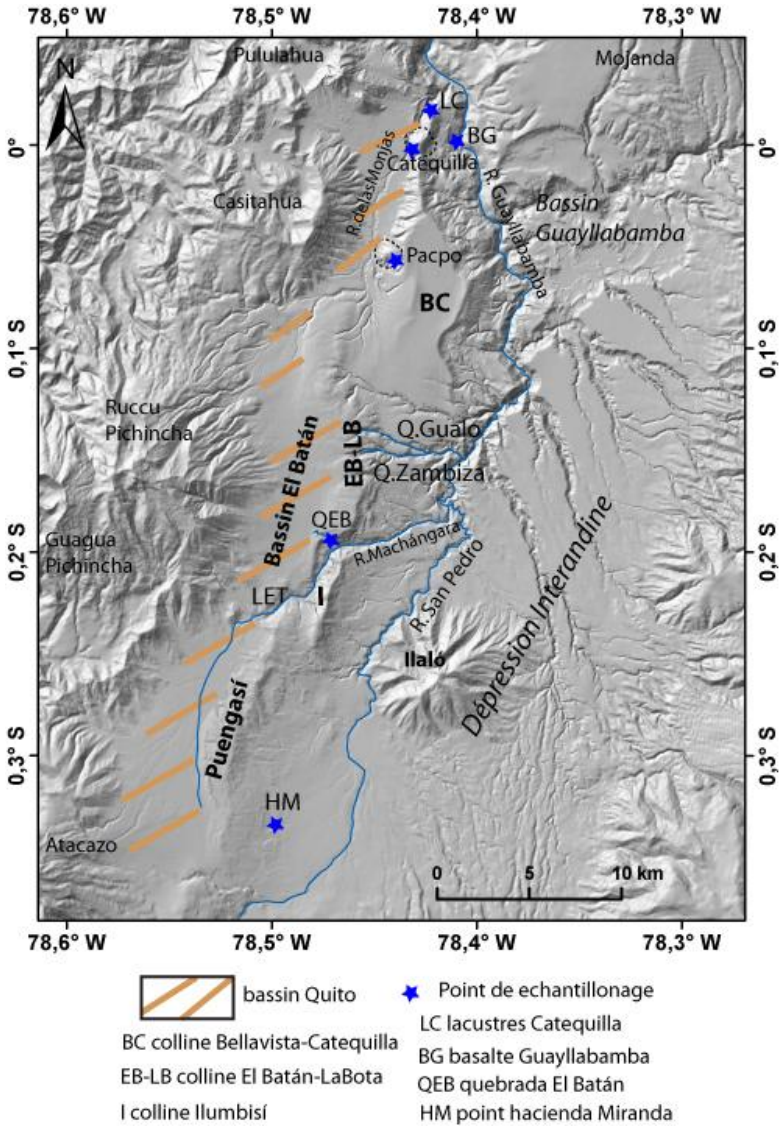


Figure 1 : Localisation des échantillons pour les annexes 1, 2 et 3.

Annexe 1

Analyses chimiques

Ils ont été passés dans le laboratoire de l'Université de Bretagne Occidentale à Brest.

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	TOTAL Hidratado	TOTAL Anhidro
GAB-A-01	50,860	1,466	14,568	10,657	0,149	4,894	7,301	3,034	1,398	0,389	3,492	98,209	94,716
CAT-01	61,209	0,566	16,320	6,313	0,104	3,725	6,283	4,107	1,098	0,122	0,382	100,228	99,847
DP-01-C	67,342	0,333	16,347	3,688	0,094	1,229	4,060	4,775	1,362	0,134	0,113	99,478	99,364
DP-01-X	54,452	0,770	18,977	9,058	0,139	3,533	8,148	3,808	0,733	0,147	0,399	100,164	99,765
CAT-SUP-01	65,600	0,244	16,127	2,602	0,109	1,007	4,424	3,870	1,200	0,113	4,626	99,923	95,297

	SiO2 Norr	TiO2 Nc	Al2O3	Fe2O3	MnO No	MgO N	CaO N	Na2O N	K2O Nc	P2O5 Norr	TOTAL Norn	Rb	Sr	Ba	Sc
GAB-A-01	53,6972	1,548	15,38	11,252	0,1575	5,167	7,708	3,203	1,476	0,41	100	36,6647	399,47	714,49	26,75
CAT-01	61,30316	0,5672	16,34	6,3223	0,1042	3,731	6,292	4,114	1,1	0,122	100	20,857	381,606	487,93	18,52
DP-01-C	67,77243	0,3354	16,45	3,7113	0,0942	1,237	4,086	4,806	1,371	0,135	100	25,7899	361,846	652,1	5,711
DP-01-X	54,5808	0,7721	19,02	9,0792	0,1391	3,541	8,167	3,817	0,734	0,148	100	12,9328	456,053	351,66	19,9
CAT-SUP-01	68,83769	0,2562	16,92	2,7308	0,1139	1,057	4,642	4,061	1,259	0,119	100	24,5322	431,701	655,58	5,499

	V	Cr	Co	Ni	Y	Zr	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Th
GAB-A-01	275,7473	153,73	31,5	55,499	32,416	196,1	8,354	19,45	42,46	26,74	5,9	1,419	5,7	5,48307	3,21433	2,9564	2,975
CAT-01	139,0634	114,25	19,86	33,93	13,577	97,69	2,663	7,982	17,78	9,473	2,5	0,766	2,6	2,21865	1,36453	1,4721	0,909
DP-01-C	51,0985	3,7491	6,258	1,7172	12,1	124,6	3,491	10,64	23,81	11,4	2,4	0,809	2,3	1,93058	0,73599	1,3013	1,642
DP-01-X	140,7221	9,5934	24,05	10,389	16,138	75,25	2,132	6,576	16,94	9,444	2,7	0,899	2,8	2,82526	1,54912	1,6732	0,569
CAT-SUP-01	12,09334	2,1264	2,617	0,1099	12,254	100,4	3,486	10,05	21,61	11,17	2,4	0,812	2,3	1,9618	0,9744	1,3819	1,264

Annexe 2
Datations Radiocarbone

Ils ont été faits dans le Laboratoire de Mesure du Carbone 14 UMS 2572. Voir CAT-SUP2 et Hmiranda 3, grâce à la subvention de l'IRD à l'UMS 2572 LMC14 (CNRS-CEA-IRD-IRSN-Min. Culture et Comm.).

Laboratoire de Mesure du Carbone 14
UMS 2572 bâtiment 450 porte 4E
CEA Saclay, 91191 Gif sur Yvette Cedex

Préparation des échantillons : JP.Dumoulin
tel : 01 69 82 43 29
fax : 01 69 08 15 57
email : dumoulin@lsce.cnrs-gif.fr
Mesures et analyse des données : C.Moreau
tel : 01 69 08 14 05
fax : 01 69 08 15 57
email : christophe-r.moreau@cea.fr

L.Ortlieb - IRD
32, avenue Henri-Varagnat
93143 Bondy Cedex

Saclay, le 25/04/2012

Cher Collègue,

Vous trouverez ci-après les résultats des mesures de concentration en ^{14}C des échantillons de sédiments de Laurence Audin (SacA28206 à SacA28214).

Seul un traitement acide (HCl 0.5N pendant 1 heure à 80°C) est appliqué sur les sédiments pour ne pas perdre les échantillons dans la solution basique (%COT<1%). Puis le rinçage à l'eau ultra pure se poursuit jusqu'à pH neutre.

L'échantillon est séché dans une étuve à vide. Des quantités différentes selon la nature de l'échantillon sont prélevées afin d'obtenir, après combustion, un volume de CO_2 contenant environ 1 mg de C. L'échantillon est brûlé en présence d'environ 500 mg d'oxyde de cuivre et d'un fil d'argent pendant 4 heures à 900°C.

Le CO_2 obtenu est ensuite réduit par H_2 en présence de poudre de fer à 600°C. La quantité de fer est égale à 3 fois la quantité de carbone. Le carbone se dépose sur la poudre de fer et l'ensemble est ensuite pressé dans une cible.

L'activité en ^{14}C de l'échantillon est calculée en comparant les intensités mesurées séquentiellement des faisceaux de ^{14}C, ^{13}C et ^{12}C de chaque échantillon avec ceux de standards de CO_2 préparés à partir de l'acide oxalique de référence HOxI. Elle est exprimée en pMC (percent modern carbon) normalisé à un $\delta^{13}C$ de -25 pour mille. Les âges radiocarbone sont calculés selon Mook et Van der Plicht (Radiocarbon 41 (1999) p.227) en corrigeant le fractionnement avec le $\delta^{13}C$ calculé à partir de la mesure du rapport $^{13}C/^{12}C$ mesuré sur Artemis. Ce $\delta^{13}C$ inclut le fractionnement survenant aussi bien pendant la préparation des échantillons que pendant la mesure SMA. Il ne peut donc pas être comparé au $\delta^{13}C$ mesuré sur un spectromètre de masse. L'erreur sur la mesure tient compte à la fois de l'erreur statistique, de la variabilité des résultats et du blanc soustrait au résultat. Le résultat est donné sans soustraction d'âge réservoir.

Nous restons à votre disposition pour tout renseignement complémentaire concernant vos résultats.

Cordialement

Jean Pascal Dumoulin & Christophe Moreau

N° cible	référence échantillon	nature	mg C	$\delta^{13}C$	pMC corrigé du fractionnement			âge radiocarbone BP		
SacA 28206	ALOASI 1A	sédiments	1.40	-24.40	54.11	±	0.21	4935	±	30
SacA 28207	ALOASI 1B	sédiments	0.62	-23.80	67.75	±	0.25	3130	±	30
SacA 28208	ALOASI 11	sédiments	1.10	-23.40	62.75	±	0.23	3745	±	30
SacA 28209	ALOASI 12	sédiments	0.97	-22.50	59.90	±	0.22	4115	±	30
SacA 28210	CAT-SUP 2	sédiments	0.73	-21.20	9.34	±	0.11	19050	±	100
SacA 28211	Hmiranda 3	sédiments	0.66	-21.70	18.67	±	0.14	13480	±	60
SacA 28212	PASTOCALLE Phi-1	sédiments	0.31	-21.60	68.07	±	0.26	3090	±	30
SacA 28213	PASTOCALLE Phi-2	sédiments	0.75	-29.10	70.11	±	0.27	2855	±	30
SacA 28214	PASTOCALLE T3-PT3	sédiments	0.42	-19.60	65.90	±	0.23	3350	±	30

Appendix

Maximum magnitude estimations after Leonard (2010).
Surface Rupture Length (SRL).
For coefficients a=1.52 b=4.33, for strike slip fault (ss).
Coefficients used are: a=1.52 b=4.4 f or dip-slip (ds) fault.
Rupture Area (RA) the coefficients used are: a= 1 b=4, for dip-slip fault.
Fault parameters after in Alvarado (2009a).
EC: Ecuador CO:Colombia. Fault locations are showed in Figures 6.5 and 6.6.

Seismogenic Source (SS) Fault code	**Segment name**	**Principal slip**	**Surface rupture long (km)**	**Mw (SRL)**	**Rupture Area (km^2)**	**Mw (A)**
1C Canande-San Lorenzo SS						
EC-08b	Canandé Este	ss	60	7.0	-	-
EC-89	Río Lachas	ss	80	7.2	-	-
EC-256	Rio Llurimacuas	ss	45		-	-
EC-01a	San Lorenzo	ds	40	6.8	-	-
EC-19a	El Anegado	ss	18	6.2	-	-
EC-19c	Cascol	ss	18	6.2	-	-
2C Apuela-Nanegalito SS						
EC-31 Apuela system						
	Apuela	ss	18	6.2	-	-
	Vacas Galindo	ss	29	6,6	-	-
	Rio Intag	ss	13	6.0	-	-
	All segments	ss	37	6.7	-	-
EC-32 Nanegalito system	Leonidas Plaza	ss	39	6.7	-	-
	All segments	ss	48	6.9	-	-
EC-30 Huayrapungo system						
	Huayrapungo norte	ds	12	6.0	-	-
	Huayrapungo sur	ds	20	6.4	-	-
	All segments		29	6.6	-	-
EC-27 Billecocha						
	Billecocha oeste	ds	11	6.0	-	-
3C El Angel-San Gabriel SS						
EC-29 Otavalo fault	Otavalo	ss	28	6.5	-	-
EC- 25 El Angel system						
	Mira	ds	25	6.5	-	-
	El Angel	ds	22	6.4	-	-
	Rio Chiquito	ss	19	6.3	-	-
	Las Tres Quebradas	ss	25	6.5	-	-
	Tulcan	ss	17	6.2	-	-
	Guachucal	ds	35	6.7	-	-
	Q.Puelan	ds	15	6.2	-	-
	Rio Cariyacu	ds	13	6.1	-	-
CO-05	Buesaco (CO)	ss	64	7.1	-	-

EC-26 San Gabriel system						
	Bolivar	ss	15	6.1	-	-
	San Gabriel	ss	12	6.0	-	-
	Huaca	ss	24	6.4	-	-
CO-02	Guaitara (CO)	ss	31	6.6	-	-
CO-03	Paramillo (CO)	ss	60	7.0	-	-
EC-28 Falla Pimampiro	Pimampiro	ds	24	6.5	-	-
4C Chingual-Afiladores SS						
EC-209 Chingual system						
	La Sofia	ss	39	6.7	-	-
	La Bonita	ss	19	6.3	-	-
	Chingual-Afiladores (EC-CO)	ss	68	7.1	-	-
	Higueron (EC-CO)	ss	22	6.4	-	-
	La Alegria (EC-CO)	ss	30	6.6	-	-
	El Soche (EC-CO)	ss	31	6.6	-	-
	Sta.Barbara (EC-CO)	ss	41	6.8	-	-
CO-06	La Cocha (CO)	ss	38	6.7	-	-
CO-07	San Francisco (CO)	ss	51	7.0	-	-
CO-08	El Estero (CO)	ss	23	6.4	-	-
CO-09	Sibundoy	ss	31	6.6	-	-
	LaSofia-LaBonita-Chingual-Afiladores	ss	110	7.4	-	-
EC-210	Rosa Florida (EC-CO)	ss	43	6.8	-	-
5C Sistema Frontal Este SS						
EC-217	Sur Pax	ss	19	5.9	-	-
EC-285	Rio Zarayacu	ss	14	6.1	-	-
EC-216	Rio Bermeja	ds	14	6.1	-	-
CO-13	Guamuez	ss	75	7.2	-	-
CO-12	Rio Rumiyacu	ss	48	6.9	-	-
CO-14	Rio Rancheria	ds	26	6.5	-	-
CO-15	Puente Uno	ss	38	6.7	-	-
6C Napo SS						
EC-215	El Dorado de Cascales	ds	23	6.5	-	-
EC-197	Candue	ds	37	6.8	-	-
EC-191a	Cauce Antiguo	ds	50	7.1	-	-
EC-191b	Boca de Shapano	ds	37	6.8	-	-
EC-178	Rio Bueno	ds	23	6.5	-	-
EC-190	San Jose de Payamino	ds	14	6.1	-	-
EC-179	Guagua Sumaco	ds	30	6.6	-	-
EC-386	Venecia Izquierda	ds	20	6.4	-	-
EC-409	Huachi Urcu	ss	20	6.3	-	-
EC-406	Rio Lipino	ss	29	6.5	-	-
EC-186	Rio Urcusique	ss	45	6.8	-	-
EC-286	San Rafael	ss	30	6.6	-	-
EC-192	Rio Paushiyacu	ss	20	6.3	-	-

EC-182	Rio Hollin	ss	22	6.4	-	-
7C Rio Cofanes Cosanga SS						
EC-209 Chingual system						
EC-209c	Rio Cofanes	ds	26	6.5	-	-
EC-207	Reventador	ds	23	6.5	-	-
EC-203a	Salado	ds	31	6.7	-	-
	Salado-Reventador	ds	53	7.0	-	-
EC-199	Rio Quijos	ds	35	6.7	-	-
EC-399	Cordillera de los Huacamayos	ds	21	6.4	-	-
EC-198	Cosanga	ds	12	6.0	-	-
EC-187	Rio Misahualli	ds	16	6.2	-	-
EC-202a	Santa Rosa de Quijos	ds	16	6.2	-	-
8C Papallacta SS						
EC-249	Cayambe	ds	26	6.5	-	-
EC-40a	Rio Tambo	ds	24	6.5	-	-
EC-40b	Sucus	ds	23	6.5	-	-
EC-37	Pintag-LagunaLaMica	ss	37	6.7	-	-
9C Quito SS						
EC-34 Quito system (Quito fault system QFS)						
	Puengasi	ds	22	6.4	259	6.4
	Ilumbisi-LaBota	ds	15	6.2	176	6.2
	Bellavista-Catequilla	ds	18	6.3	210	6.3
	Tangahuilla	ds	12	6.0	108	6.0
	Rupture all QFS	ds	60	7.1	720	6.9
	Segment longest (transference zone)	ss	10	5.9	-	-
	Rio Uravia (Guayllabamba system)	ss	24	6.5	-	-
EC-33 Nono system	Nono-Pululahua	ds	29	6.6	-	-
10 C Machachi SS						
EC-42	Machachi	ss	12	6.0	-	-
EC-361	Chisinche	ss	5	5.4	-	-
11C Latacunga SS						
EC-51 Saquisili-Poalo-Yambo system						
	Chatag-Guaytacama	ds	22	6.4	-	-
	Poalo	ds	7	5.7	-	-
	Inchapo	ds	6	5.6	-	-
	Mollepamba-Saquisili-Tanicuchi	ds	8	5.8	-	-
	Toacazo	ds	7	5.7	-	-
	Isinche	ds	13	6.1	-	-
	Panzaleo	ds	8	5.8	-	-

	Nagsiche	ds	10	5.0	-	-
EC-344a	Huachi	ds	12	6.0	-	-
EC-344b	Ambato	ds	16	6.2	-	-
EC-345	Totoras	ds	18	6.3	-	-
EC-54	Samanga	ds	32	6.7	-	-
EC-287	Pillaro	ds	12	6.0	-	-
EC-351	Marcos Espinel	ds	24	6.5	-	-
EC-350	San Jose de Poalo	ds	21	6.4	-	-
EC-58	Illuchi	ds	16	6.2	-	-
EC-51q	Alaquez	ds	17	6.3	-	-
EC-230	Joseguango Bajo	ds	13	6.1	-	-
EC-360	Mulalo	ds	13	6.1	-	-
EC-348	Quizapincha	ss	12	6.0	-	-
EC-43	La Ermita	ss	20	6.3	-	-
EC-45	Guangaje	ss	12	6.0	-	-
12C Cordillera Occidental SS						
EC-50	Alluriquin	ss	35	6.7	-	-
EC-48	San Jose del Estero-RioSanPablo	ds	34	6.7	-	-
EC-46	Pucayacu	ds	30	6.6	-	-
EC-41	Tandapi	ss	17	6.2	-	-
EC-276	Salento	ss	21	6.3	-	-
13C Pallatanga-Pisayambo SS						
EC-67 Pallatanga system	Pallatanga	ss	34	6.7	-	-
	Rio Chimbo	ss	23	6.4	-	-
	Rio Salsipuedes	ss	12	6.0	-	-
	La Merced sur	ss	10	5.9	-	-
	La Merced norte	ss	9	5.8	-	-
	Cajabamba	ss	10	5.9	-	-
	Lican	ds	13	6.0	-	-
	Total rupture	ss	94	7.3	-	-
EC-60 Alisal system						
	Baquerizo Moreno	ss	20	6.3	-	-
	Rio El Golpe	ss	33	6.6	-	-
	Filo del Alisal	ss	23	6.4	-	-
	Pucara	ss	18	6.2	-	-
	El Triunfo	ss	27	6.5	-	-
EC-59	Pisayambo	ss	27	6.5	-	-
14C Guamote SS						
EC-415 Huigra system	La Moya	ss	32	6.6	-	-
	Guasuntos	ss	12	6.0	-	-
	Alausi	ss	11	6.0	-	-
	Huigra	ss	13	6.0	-	-
EC-416 Tixan system	Q.Llulupa	ds	17	6.3	-	-
	Quisiag Chico	ds	15	6.2	-	-
EC-85 Guamote system	Laime Totorillas	ds	12	6.0	-	-
	Guamote	ds	14	6.1	-	-
	Columbe	ds	19	6.3	-	-

	Q.Calanche	ss	13	6.0	-	-
15C Puna SS						
EC-68 Troncal system	Las Pavas	ss	33	6.6	-	-
	Pancho Negro	ss	30	6.6	-	-
	PanchoNegro-Puna	ss	110	7.4	-	-
EC-22 Zambapala system	San Ramon	ss	9	5.8	-	-
	Lechuza-Zambapala	ss	12	6.0	-	-
	Zambapala occidental	ds	11	6.0	-	-
EC-229	StaClara-Puna	ss	29	6.6	-	-
	Amistad	ss	19	6.3	-	-
16C Cuenca-Amotape SS						
EC-86 Cebadas-Peltetec system	Cebadas	ds	17	6.3	-	-
	Peltetec	ds	21	6.4	-	-
EC-227	Casahuaycu	ss	16	6.2	-	-
EC-341	Rio Chambo	ds	15	6.2	-	-
EC-320	Cedropamba	ss	18	6.2	-	-
EC-301	Nulti	ss	12	6.0	-	-
EC-300	Javier Loyola	ss	15	6.1	-	-
EC-302	Gulag	ss	16	6.2	-	-
EC-93	Giron	ss	22	6.4	-	-
EC-289	Nabon	ss	24	6.4	-	-
EC-292	Turucachi	ds	26	6.6	-	-
EC-291	Fatima	ss	13	6.0	-	-
EC-98	Portovelo	ss	20	6.3	-	-
EC-102	Palmares	ds	29	6.6	-	-
EC-413	Q.Zapallos	ss	27	6.5	-	-
EC-108	El Pindo	ss	14	6.1	-	-
EC-105-106	RioAlamor-Higuerilla	ss	13	6.0	-	-
EC-104	Rio Playas	ss	18	6.2	-	-
EC-100	Catamayo	ds	27	6.7	-	-
EC-293	Salapa alto	ds	13	6.1	-	-
EC-113	Malacatos	ds	13	6.1	-	-
EC-129	Curintza	ds	17	6.3	-	-
EC-110	Las Aradas	ds	27	6.3	-	-
EC-117	Palanda	ss	20	6.3	-	-
17C Macas – Puyo SS						
EC-184	La Merced de Jondachi	ds	20	6.4	-	-
EC-394	Rio Tena	ds	29	6.6	-	-
EC-172	Comuna Lagartococha	ds	50	7.0	-	-
EC-159	Cumanda	ds	16	6.2	-	-
EC-161	Puyo	ds	37	6.5	-	-
EC-155	Shell	ds	21	6.4	-	-
EC-148	Macas	ds	103	7.5	-	-
EC-132	Rio Manangosa	ds	16	6.2	-	-
EC-131	Rio Cenepa	ds	61	7.1	-	-

EC-130	Numptakaim	ds	85	7.3	-	-
EC-125	Conguime	ss	40	6.8	-	-
EC-297	Numpatakaime	ds	26	6.5	-	-
PE-02		ds	45	7.0	-	-
EC-294	Cordillera del Vergel	ss	19	6.2	-	-
18C Cutucu						
EC-382	Rio Anzu	ds	34	6.7	-	-
EC-176	Arajuno	ds	30	6.6	-	-
EC-376	Ahuano	ds	48		-	-
EC-143	Cangaime	ds	103	7.5	-	-
EC-140	Morona	ds	94	7.4	-	-
EC-141	Shinamentza	ds	15	6.2	-	-
EC-139	Rio Mangosiza	ds	69	7.2	-	-
EC-235	Tashapa	ds	40	6.8	-	-
EC-137	Rio Kaank	ds	50	7.0	-	-
PE-01	Rio Santiago	ds	70	7.2	-	-
PE-03		ds	77	7.3	-	-
PE-04		ds	38	6.8	-	-
PE-05		ds	47	7.0	-	-