

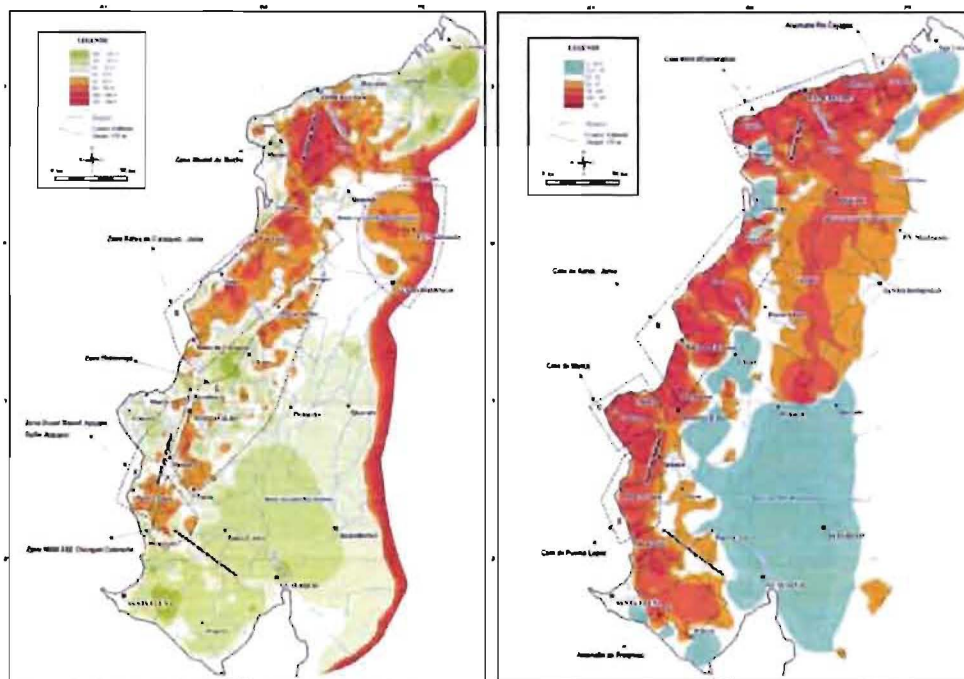
Master 2 SGT **Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas**

Stage de recherche 2008

QUANTIFICATION RELATIVE DU SOULEVEMENT DE LA CORDILLERE COTIERE (EQUATEUR) A PARTIR DE LA GEOMORPHOLOGIE SUR MNT

Par

REYES Pedro



Tuteurs: François Michaud (UMR 6526 de Géosciences Azur) et Olivier Dauteuil (UMR 6118 de Géosciences Rennes 1)

UMR 6526
 Laboratoire Géosciences Azur
 250 Avenue Albert Einstein
 Sophia Antipolis
 06560



Programme ANR Andes du Nord

RESUME

La cordillère côtière d'Equateur (point culminant autour de 800 m) présente sur sa marge littorale des terrasses marines soulevées (maximum connue 360 m). Elle constitue une barrière de drainage importante, et sur près de 600 km le drainage issu des Andes se trouve détourné vers le rio Guayas au Sud et vers le Río Esmeraldas au Nord. Ceci a des implications importantes sur le flux sédimentaire vers la fosse et le couplage inter-plaque associé. Quels sont les modalités du soulèvement de la cordillère côtière ? Depuis quand constitue-t-elle une barrière de drainage ? La cordillère côtière accompagne-t-elle le soulèvement de sa marge littorale ? La cordillère s'est-elle soulevée de façon homogène ou segmentée ? Quel est le processus géodynamique à l'origine de la surrection de la cordillère ? La surrection peut-elle être mise en relation avec l'entrée en subduction de la ride de Carnegie ?

L'objectif de ce travail est en premier lieu d'analyser la morphologie de la cordillère côtière à l'aide des techniques numériques de la géomorphologie quantitative sur MNT (maille 30m dont nous disposons) dans le but de préciser l'évolution de la surrection de la cordillère côtière. Dans un premier temps l'étude morphostructurale a été réalisée à partir de l'analyse combinée de la morphologie, de la carte dérivée des pentes et des anomalies du drainage du réseau hydrographique. Dans un deuxième temps trois méthodes ont été appliquées sur le MNT en utilisant le logiciel ArcGIS 9.2: 1) la numérisation et l'interpolation de la surface basale de la dernière formation marine de répartition régionale (la formation Borbón sur la carte géologique d'Equateur) pour déterminer une paléo-horizontale et voir sa déformation; 2) l'extraction de 109 profils de rivières qui a permis de calculer pour chaque rivière la déviation verticale, horizontale, et totale par rapport au profil d'équilibre théorique et le SL index associé. 3) la mesure de l'incision (profondeur + demi largeur de la vallée, au total 7500 mesures) selon la méthode de Bonnet et al. 1998. Nous avons adapté cette méthode pour pouvoir représenter l'état d'incision en tout point et en corrigeant l'incision de l'influence de la lithologie et de l'influence de l'altitude.

Plus une douzaine de carte ont été obtenues à l'échelle de la cordillère côtière. L'analyse des profils des rivières et de l'incision combinée avec l'analyse morpho-structurale montre que la cordillère côtière est segmentée en blocs qui ont chacun leur propre période de soulèvement et leur propre taux de surrection. Six blocs sont individualisés (bloc de Portoviejo, de Chongón-Colonche Sud et Nord, de Jipijapa, de Bahía-Jama, de Mache-Río Verde et de Manta).

Les résultats sur les profils de rivière montrent que la zone côtière de la cordillère est dans son ensemble en surrection. Les résultats sur les incisions montrent que la surrection est relativement plus importante dans la partie nord de la cordillère côtière.

Deux systèmes de failles ont guidé l'évolution de la cordillère côtière, le système Jipijapa et le système Jama qui se prolonge à l'Est du Río Esmeraldas. Les deux systèmes semblent contrôler l'exhumation de la péninsule de Manta, alors que le système de Jama contrôle le soulèvement du bloc Bahía-Jama.

La cordillère côtière commence par se soulever régionalement dans sa partie centrale (bloc de Portoviejo). Le début du soulèvement se fait à la fin du Pliocène. Le soulèvement se poursuit ensuite au Sud-Ouest (bloc de Jipijapa) et finalement se développe au Nord (blocs de Bahía-Jama et de Mache-Río Verde) et au niveau du bloc de Manta.

Les blocs qui présentent les taux de soulèvement relatif les plus élevés sont les blocs du Nord de la cordillère côtière dont le bloc de Mache-Río Verde qui n'est pas situé en face de la ride de Carnegie.

RESUMEN

La Cordillera Costera del Ecuador es una estructura heterogénea formada por relieves medios que fluctúan entre los 300 a 600 metros de altitud y está constituida por litologías muy variadas que abarcan rocas del cretácico hasta el cuaternario. El análisis general de la distribución del drenaje indica que las principales cuencas hidrográficas de la costa correspondientes a los ríos Guayas y Esmeraldas se encuentran orientadas hacia los extremos de la cordillera costera lo cual sugiere que el proceso de levantamiento de esta última estaría directamente relacionado con la evolución del drenaje. Este criterio simple ha demarcado el objetivo de este trabajo hacia el análisis de la dinámica fluvial por medio del estudio de los perfiles de los ríos y sus respectivas interacciones con las diferentes litologías sobre las cuales atraviesan.

Los efectos de la actividad tectónica, el levantamiento y los contrastes de litología se manifiestan por medio de cambios y alteraciones sobre el perfil de los ríos de un área en particular. Las herramientas de la geomorfología nos permiten cuantificar de manera relativa y comparativa este grado de desequilibrio observado en los perfiles por medio del estudio de las knickzones, el índice SL y el perfil teórico del equilibrio. Por otra parte, el análisis de la incisión fluvial constituye una herramienta importante para medir la respuesta inmediata de los drenajes a los cambios de altitud. De esta manera y utilizando los criterios mencionados, se han elaborado ocho mapas regionales que permiten distinguir la zonas con fuertes niveles de desequilibrio calculados a partir 109 ríos de la costa y cuatro mapas acerca de la incisión fluvial medidos en 2500 valles a fin de estimar la cantidad relativa de levantamiento.

Los resultados obtenidos nos han permitido discriminar dentro de la cordillera costera la existencia de seis bloques (Portoviejo, Chongón-Colonche, Jipijapa, Bahía-Jama, Mache-Río Verde et Manta) caracterizados cada uno por un comportamiento y evolución independiente, de los cuales los más antiguos comienzan su desarrollo desde la parte central (bloque Portoviejo), posteriormente se propagan hacia el sur (bloques Chongón-Colonche y Jipijapa) y finalmente terminan su evolución con el levantamiento en la parte norte de la cordillera costera (bloques Bahía-Jama, Mache-Río Verde y Manta). Dos grandes sistemas de fallas han sido identificados (sistema de Jipijapa y sistema de Jama) tomando en consideración las evidencias morfo-estructurales, las zonas de anomalías comunes entre perfiles de los ríos cercanos y las notables diferencias de levantamiento relativo entre los distintos bloques como resultado del tratamiento de las incisiones. La actividad del sistema Jama, en particular, ha controlado el levantamiento más reciente de la cordillera costera localizado en su segmento norte, donde se han identificado diferencias de velocidades de levantamiento del orden de 1,5 : 1 entre los bloques de Mache-Río Verde y Bahía-Jama, mientras que en la parte central de la cordillera costera la interacción entre el sistema Jama a través de la falla no reportada de Rocafuerte – Flavio Alfaro con el sistema Jipijapa controlarían potencialmente el levantamiento de la península Manta e isla de La Plata a finales del cuaternario.

Dentro del contexto geodinámico la influencia de la entrada en subducción de la ridge de Carnegie se manifiesta con el levantamiento del bloque central (Portoviejo) a finales del Plioceno y posteriormente se remarcaría su evidencia con el desarrollo inmediatamente hacia el oeste del sistema de fallas Jipijapa en dirección NNE-SSW, mientras que la tendencia NE-SW observada del sistema de fallas de Jama estaría mas bien ligada a la migración del bloque Nor-Andino.

ABSTRACT

The coastal cordillera of Ecuador (culminating point around 800 m) includes on its littoral margins uplifted marine terraces (maximum known 360 m). The coastal cordillera constitutes an important barrier of drainage and on nearly 600 km the drainage resulting from the Andes is diverted towards Río Guayas in the South and Río Esmeraldas in North. This has important implications on sedimentary flow towards the trench and the associated interplate couplings. What is the mode of rising of the coastal cordillera? For how long it has constituted a barrier of drainage? Does the coastal cordillera rising be linked with the littoral margin rising? Does the cordillera have raise in a homogeneous or segmented way? What is the geodynamic process of the uplift of the cordillera? Can this uplift be related with the subduction of the Carnegie ridge?

The first objective of this work is to analyze the morphology of the coastal cordillera with helps of quantitative geomorphology using digital techniques such as DEM (pixel 30x30 m), to specify the evolution of the coastal cordillera uplift. This study was carried out starting combining analysis of morphology, maps derived from the slopes and anomalies of the drainage of the hydrographic network. In the second time, three methods were applied to DEM data using the ArcGIS 9.2 software: 1) the digitalization and the interpolation of basal surface of the last marine formation of regional distribution (the Borbón formation on the geological map of Ecuador) to determine paleo-horizontal and to see its deformation; 2) the extraction of 109 profiles of rivers which allow us to calculate for each river the vertical, horizontal, and total deviation compared to the theoretical profile of the river and the associated SL index; 3) the measurement of the incision (depth + half width of the valley, on the whole 7500 measurements) according to the method of Bonnet et al. (1998). We adapted this method to be able to represent the state of incision in any point, correcting from the influence of the lithology and the influence of altitude.

More than 12 maps were obtained on the coastal cordillera. The analysis of the profiles of the rivers and incision combined with the morpho-structural analysis show that the coastal cordillera is segmented in blocks that have each one their own period of rising and their own rate of uplift. Six blocks are individualized (block of Portoviejo, segments Southern and Northern of Chongón-Colonche, Jipijapa, Bahía-Jama, Mache-Río Verde and Manta).

The results on the profiles of river show that the coastal area of the cordillera in as a whole in uplift. The results on the incisions show that the uplift is relatively more important in the northern part of the coastal cordillera.

Two fault systems have guided the evolution of the coastal cordillera, the Jipijapa system and the Jama system that is prolonged in the East of Río Esmeraldas. The two systems seem to control the exhumation of the peninsula of Manta, whereas the system of Jama controls the rising of the Bahía-Jama block.

The coastal cordillera starts rising on a regional level in its central part (block of Portoviejo). The beginning of rising happens at the end of Pliocene. Rising continues then to the South-west (block of Jipijapa) and finally develops in the North (blocks of Bahía-Jama and Mache-Río Verde) and in the block of Manta.

The highest rates of relative uplift are seen in blocks of the North of the coastal cordillera including the block of Mache-Río Verde that is not located in front of the Carnegie ridge.

REMERCIEMENTS

Agradezco al SENACYT y a la Embajada de Francia en Ecuador por haber hecho posible el desarrollo de este Master y por el aporte económico recibido. De igual manera agradezco a la Escuela Politécnica Nacional por el auspicio brindado.

Agradezco a François Michaud por su sincera amistad, por su gran ayuda que ha sido gravitante en el desarrollo de este Master y por esta nueva oportunidad de trabajar conjuntamente en la geología del Ecuador como en los “viejos tiempos”.

Je remercie à Olivier Dauteuil pour son aide durant mon séjour à Rennes et aussi de m’avoir transmis ses connaissances et ses conseils pour la réalisation de ce travail.

Je remercie à Nicole Bethoux pour son aide pour m’avoir aisé à faire parti de l’Université de Nice en coordonnant le master. *(Por su ayuda en la coordinación de este Master y por ayudarme a formar parte de la Université Nice Sophia Antipolis).*

Je remercie à Martine Mascle pour m’avoir facilité la vie en facilitant tous les problèmes et démarches administratives très compliquées et qui grâce à son aide sont devenus très simples. *(Por haberme facilitado la vida con los muchos y tan complicados trámites que en realidad debía hacerlos solo, pero que con su inmensa ayuda se volvieron tan simples como el agua).*

Je remercie à Yves Quété qui m’a enseigné tous les outils nécessaires aux managements des logiciels qui m’ont permis de réaliser avec succès la partie pratique de ce travail.

Agradezco a mis amigos: Lina, Mónica, Eduardo y Leonel por la motivación recibida de su parte, por los momentos alegres compartidos durante este tiempo y por aquellos que vendrán luego. De la même façon je remercie à mon ami François pour son amitié et pour le temps très agréable que nous avons partagé pendant mon séjour à Rennes.

Je remercie à tous les personnes du Laboratoire Géosciences Azur. En particulier à Audrey et Laure pour leur importante contribution dans la réalisation de ce travail.

Agradezco a mi nena linda por su gran amor y su paciencia durante estos siglos de espera. A mi familia por su apoyo y a mis queridas sobrinas por su alegría a la distancia.

SOMMAIRE

Introduction, Problématique et Objectifs	1
1. Contexte Géodynamique: Le Système de Subduction Equatorien	2
2. Cadre Géologique de la Cordillère Côtière	2
2.1. Localisation	2
2.2. Géologie Régionale	3
2.2.1. Soubassement Crétacé de la Cordillère Côtière	3
2.2.2. Le Paléogène de la Cordillère Côtière	3
2.2.3. Le Néogène de la Cordillère Côtière	4
2.3. Evolution Néogène de la Cordillère Côtière	6
3. Méthodologies	8
3.1. Surface Basal de la Formation Borbón	8
3.2. Profils d'Équilibre des Rivières	8
3.3. Détermination de l'Incision Relative	11
4. Résultats	14
4.1. Analyse Morphostructurale	14
4.2. Surface Basal de la Formation Borbón	15
4.3. Profils d'Équilibre des Rivières	16
4.3.1. Présentation de Résultats	16
4.3.2. Analyses de Résultats	16
4.4. L'Incision Relative	21
4.4.1. Présentation des Résultats	21
4.4.2. Analyses de Résultats	22

5. Interprétation	26
5.1. Segmentation de la Cordillère Côtière et Limites Structurales	26
5.2. Taux se Surrection	29
5.3. Modèle Tectonique et Géodynamique	32
6. Conclusions et Perspectives	34
Bibliographie	36
Annexes	41

LISTE DE FIGURES, TABLES ET ANNEXES

Figures

Figure 1.1. Contexte géodynamique de la marge de subduction de l'Equateur. Modifié d'après Gutscher et al. (1999).

2a

Figure 2.1. Localisation de la cordillère côtière de l'Equateur. A droite grands traits morpho-structuraux de la cordillère côtières

2a

Figure 2.2. Stratigraphie du soubassement de la cordillère côtière. A gauche, la séquence lithologique de la Cordillère Chongón-Colonche ; à droite la séquence du massif Jipijapa (secteur San Lorenzo). Modifié d'après Luzieux et al. (2006).

3a

Figure 2.3. Stratigraphie néogène du bassin de Manabí postérieure à l'Oligocène (modifiée d'après Deniaud, 2000). Les lithologies de soubassement se trouvent sur la figure précédente pour la zone du massif de Jipijapa.

4a

Figure 2.4. Localisation des bassins néogènes de la zone côtière équatorienne. Aux Nord les bassins sédimentaires de Manabí et Borbón et au Sud les bassins du Progreso et du Golfe de Guayaquil (Modifié d'après Deniaud, 2000). Les principales structures comme les failles de Puná-Pallatanga et Jama sont dessinés. La localisation du forage Ricaurte-1 est reportée d'après Benítez (1995).

4b

Figure 2.5. Modèle d'évolution de la zone d'avant-arc du système de subduction équatorien d'après Benítez (1995). (a) Stade subsident (Miocène inférieur-moyen); (b) Stade d'émersion des bassins Progreso et Manabí (Miocène terminal - Pléistocène).

6a

Figure 2.6. Graphique représentant les taux de surrection établis à partir de l'analyse des terrasses marines le long de la côte de l'Equateur. Les plus grandes valeurs se trouvent dans la zone centrale au niveau de la péninsule de Manta (d'après Padoja et al., 2006).

7a

Figure 3.1. a) Représentation de la courbe originale d'une rivière par rapport à la courbe théorique d'équilibre calculée en utilisant comme référence les critères de Hack (1973), les flèches montrent les différences d'altitude. b) Courbe de déviation verticale qui montre les zones où la rivière se trouve hors de l'équilibre théorique avec des valeurs positives (soulèvement) et négatives (érosion). c) Profil original de la rivière et profil théorique d'équilibre avec les différences de déviation horizontale. d) Courbe de déviation horizontale qui présente les valeurs de déviation horizontale pour chaque point sur et sous la courbe d'équilibre.

9a

Figure 3.2. a) Estimation de la déviation totale à partir des composantes de déviation verticale et horizontale qui peuvent être calculés pour chaque point du profil de la rivière. b) Représentation des knickzones ou zones de pente forte localisées entre les segments subhorizontaux le long du profil des rivières. La migration se produit vers l'amont pendant que les changements lithologiques peuvent contrôler la vitesse relative de migration entre différents knickzones.

10a

Figure 3.3. a) Mesure de la profondeur moyenne entre tous les segments de deux vallées l'Oust et la Vilaine respectivement, et b) Différences d'incision entre 10-15 m pour la vallée de l'Oust et entre 25-30 m pour la Vilaine. Modifié d'après Bonnet et al. (1998 et 2000).

10a

Figure 3.4. a) et b) Courbes obtenues à partir des mesures d'incision et de demi largeur de la vallée par Bonnet et al. (1998) pour les bassins de la Vilaine et de l'Oust respectivement, et c) y d) Courbes en échelle logarithmique des mesures représentées sur les courbes a) et b) respectivement par rapport à l'origine (1,1) qui correspond au point le plus haut vers l'amont. On peut constater que les équations calculées sont en accord avec l'équation 04 (voir texte). La valeur de α pour le bassin de la Vilaine est plus petite que la valeur de α pour le Bassin de Oust, ce qui veut dire qu'il y a une différence importante d'incision.

12a

Figure 3.5. a) Représentation en 3D d'un bloc avec une lithologie tendre où la demi-largeur (H_a) est plus grande que (H_b) où la demi-largeur est plus petite à cause d'une lithologie plus dure, ce qui influence directement les valeurs de α . (le soulèvement du bloc est uniforme).

12b

Figure 3.6. a) et b) Représentation des différents valeurs d'incision et demi-largeur pour chaque partie du bloc théorique de la figure 3.5 en échelle logarithmique. On peut voir que les valeurs de α_a pour des roches tendres sont inférieures aux valeurs de α_b dans les mêmes conditions de soulèvement. Donc α_a et α_b correspondent à α_1 pour chaque lithologie quand la rivière est proche de l'équilibre.

12b

Figure 3.7. a) et b) sont des profils de rivières qui ont été sélectionnés dans les formations Playa Rica (lithologie résistance) et Viche (lithologie tendre) respectivement (voir Benítez, 1995) dans lesquelles on a considéré le segment du profil près de l'équilibre théorique; ensuite à partir du MNT on a mesuré les points de I et H, qui ont été « plottés » en échelle logarithmique sur les figures c) et d) respectivement. On note que les valeurs de α obtenues pour les formations Playa Rica et Viche sont différentes et en relation avec chaque lithologie.

13a

Figure 4.1. Carte des failles et linéaments de la cordillère côtière de l'Equateur obtenues à partir de l'analyse du MNT, carte de pentes et réseau hydrographique. Les contours en pointillées délimitent les différents systèmes de failles qui contrôlent localement la surrection de la cordillère côtière.

14a

Figure 4.2. Carte des pentes dérivées du MNT. Cette carte nous permet d'identifier les zones de fortes pentes afin de discriminer les principaux et les plus clairs linéaments et failles dans la topographie.

14b

Figure 4.3. Exemples de failles analysées à partir de l'utilisation combinée de la topographie, du réseau hydrographique et de la carte des pentes. (a) segments de failles du système Jama ; les cours des rios suggèrent une composante décrochant. C'est dans ce secteur, au nord du Quinindé, que le cours du río Esmeraldas (line épaisse) est brusquement dévié vers l'Ouest juste à la confluence des tributaires, (b) autre segment de faille du système Jama à l'ouest de Quinindé associée à un fort dénivelé topographique, (c) segment de la faille de Cascol reportée par Benítez (1995) et (d) segment de la faille Rocafuerte – Flavio Alfaro reportée dans ce travail.

14c

Figure 4.4. Carte Néotectonique de l'Equateur (USGS, 2003) région Côte.

14d

Figure 4.5. Carte Géologique de l'Equateur (CODIGEM et BGS, 1994) région de la cordillère côtière.

14e

Figure 4.6. Interpolation de la surface basale de la formation Borbón. La ligne grise indique le contact de la formation avec les roches de la base.

15a

Figure 4.7. Carte montrant la localisation des rivières (109) dont les profils ont été utilisés lors de cette étude. Notons les bassins versant de Río Guayas au Sud et du Río Esmeraldas au Nord ; et le cône de Santo Domingo à l'Est.

16a

Figure 4.8. Carte de la déviation verticale. Les valeurs s'étalent entre -90 m pour le bassin versant du Río Guayas et +490 m pour le cône de Santo Domingo. Les valeurs négatives indiquent les zones où les rivières ont creusé sous le profil d'équilibre théorique (Hack, 1973), tandis que les valeurs positives indiquent que le développement des reliefs (par soulèvement ou par accumulation) est plus rapide que le creusement de la rivière. Cela est contrôlé par la facilité ou la difficulté pendant le recul des knickzones.

16b

Figure 4.9. Carte de la déviation verticale normalisée. Les valeurs se situent entre -1 et 0 si la déviation est sous le profil d'équilibre théorique et entre 0 à 1 si la déviation est au dessus du profil d'équilibre théorique. Les zones proches de zéro indiquent un équilibre dynamique entre l'érosion et le soulèvement.

17a

Figure 4.10. Carte de la déviation horizontale. Les valeurs sont dépendantes de la longueur de la rivière et par conséquent on rencontrera de forte anomalie dans les bassins versants les plus grands, comme le bassin versant de Río Guayas (- 118 km) et le bassin versant du Río Esmeraldas (+ 112 km). La mesure de la déviation horizontale est très sensible aux changements d'altitude le long des profils des rivières puisque au Nord du bassin versant du Río Guayas se développe une importante anomalie à cause d'un retenue artificielle d'eau.

18a

Figure 4.11. Carte de la déviation horizontale normalisée. Les valeurs positives les plus élevées se rencontrent le long de la côte où les fortes anomalies de déviation horizontale sont directement associées au développement de knickzones.

18b

Figure 4.12. Carte de la déviation totale. Le vecteur de déviation totale comporte une composante horizontale très grande (≈ 112000 m) par rapport à la composante verticale maximum (≈ 450 m) ce qui fait que le vecteur total a des valeurs similaires à celles obtenues sur la Figure 4.10

19a

Figure 4.13. Carte de la déviation totale normalisée. Cette carte montre toutes les zones où les rivières se trouvent en déséquilibre dynamique associées au soulèvement ou érosion.

19b

Figure 4.14. Carte de SL index (Hack, 1973) qui permet de reconnaître les zones le long des profils des rivières qui montrent des pentes fortes liés normalement à l'activité tectonique la plus récente.

20a

Figure 4.15. Carte de SL index normalisé par rapport au constante d'équilibre -k- (Burbank et Anderson, 2001) où les valeurs sont proportionnels au SL index.

20b

Figure 4.16. Cartes montrant la localisation des mesures d'incision le long des vallées des rivières. Pour chaque point (2500 au total) on a mesuré la largeur de la vallée, et la différence entre la profondeur et les bords de la vallée = 7500 mesures.

21a

Figure 4.17. Carte des valeurs de α sans correction. Ces valeurs se trouvent d'habitude près de 0 pour les petites incisions et près de 1 pour les incisions les plus importantes; pour des incisions très fortes localisées dans zones de fort soulèvement, ils pourraient être supérieurs à 1, mais il n'y a pas d'exemples dans la cordillère côtière.

21b

Figure 4.18. Carte des valeurs de α après correction de la lithologie. Les valeurs de α_N sont autour de 1. Les valeurs supérieures à 1 indiquent que la vitesse de soulèvement est plus grande que la vitesse d'érosion et par conséquent les rivières sont en train de creuser les vallées (incision) afin d'atteindre l'équilibre. Les valeurs inférieures à 1 correspondent aux zones où la vitesse de soulèvement est inférieure à la vitesse d'érosion et par conséquent les bords des vallées sont érodés. Les valeurs proches de 1 montrent un équilibre dynamique entre la vitesse de soulèvement et la vitesse d'érosion.

22a

Figure 4.19. Carte des valeurs de α_{NA} après correction d'altitude. Les valeurs obtenues sont normalement inférieures à zéro dans les zones de faible soulèvement où l'érosion a émoussé les cimes des vallées. Pour les valeurs supérieures à zéro, le soulèvement est plus rapide que l'érosion. Il faut noter qu'il y a quelques valeurs négatives sur des zones hautes ce qui veut dire que l'incision ne s'est pas développée à cause de soulèvements brusques liés à des failles actives.

23a

Figure 4.20. Carte de soulèvement / érosion. Les valeurs obtenues à partir du coefficient α_N permettent de connaître la quantité de soulèvement réel qui est enregistré dans les vallées après une période de soulèvement rapide avant que l'érosion commence à émousser les « bords » des vallées. Dans ce cas les valeurs positives représentent des soulèvements jusqu'à 306 m (Massif de Mache) et les valeurs négatives montrent des zones sans soulèvement où ils n'existent pas de forts reliefs.

24a

Figure 5.1. Segmentation structurale de la Cordillère Côtière. Les différents blocs renferment les zones avec similaire control tectonique, soulèvement relatif et âge d'évolution. Les limites entre les blocs seraient au moins des failles ou systèmes de failles, bien qu'au Sud les frontières plutôt correspondent à contacts transitionnels (flancs de grandes antiformes).

26a

Figure 5.2. « Trajectoires » de soulèvement des blocs permettant d'estimer le soulèvement total de chacun des blocs. Le soulèvement porte les surfaces basales des formations marines Borbón, Angostura et Tablazo à l'affleurement.

29a

Figure 5.3. Soulèvement total expérimenté par chaque bloc et chronologie de la surrection des différents blocs. Le choix des intervalles de temps proposés sur cette figure sont argumentés dans la table 4.

29a

Figure 5.4. Modèle d'évolution.

33a

Figure 5.4. Modèle d'évolution (Continuation).

33b

X

Tableaux

Table 1. Résultats de l'analyse statistique du soulèvement/incision pour les zones avec des anomalies positives de la Figure 4.20.

24

Table 2. Définition des blocs: (a) Critères utilisées pour définir les différents blocs de la cordillère côtière. (b) Critères géomorphologiques d'après les résultats des profils des rivières et des incisions. (*) S'applique seulement pour le segment nord de la Côte entre Punta Galera et Río Verde.

26

Table 3. Valeurs de surrections relatives calculées à partir des formations marines néogènes de la cordillère côtière (colonne dénivelé total). On a considéré l'épaisseur totale des sédiments en se basant sur l'épaisseur des formations +150 (profondeur moyenne sous la mer avant le début du soulèvement) et l'altitude actuelle dans la cordillère côtière. Le intervalle de temps ont été déterminés selon les critères définis dans le tableau 4 ce qui a permis de calculer les temps de surrection en mm/an

29

Table 4. Estimation approximatif des intervalles de temps pour la surrection de chaque bloc en considérant les critères géomorphologiques et tectonique d'après les résultats de l'application des méthodologies.

31

Annexes

Annexe 1. Valeurs de α_L utilisés para la calibration lithologique des roches de la cordillère côtière afin de faire de calculer les valeurs de α_N utilisés dans la Figure 4.18. Ces valeurs représentent la moitié entre les différentes formations groupées.

41

INTRODUCTION, PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS

La présence de terrasses marines atteste du soulèvement actif de la marge côtière d'Equateur depuis au moins 700 ka (Pedoja et al., 2006). La présence des reliefs récents (post Miocène) de la cordillère côtière suggère que cette dernière a participé à ce soulèvement. La comparaison entre l'altitude des plus hautes terrasses marines décrites (360 m), l'altitude moyenne de la cordillère et des fonds de vallées qui la recoupent (altitude maximum 800 m, altitude moyenne inférieure à 300 m, nombreuses vallées transverses à moins de 100 m) montre que la cordillère côtière n'a sans doute pas pu constituer une barrière morphologique permanente importante.

Actuellement la cordillère côtière constitue une barrière de drainage importante, car sur près de 600 km de côte entre Esmeraldas et Guayaquil le drainage issu des Andes se trouve détourné vers le Río Esmeraldas au Nord et vers le Río Guayas au Sud, ce dernier formant ainsi le plus grand fleuve sur la côte Pacifique de l'Amérique du Sud.

Une première question est de savoir si le soulèvement de la cordillère côtière accompagne celui de la marge littorale et la formation des terrasses marines, ou si l'existence de la Cordillère est plus ancienne. La réponse à cette question a des implications importantes sur le flux sédimentaire vers la fosse et donc influe sur le régime tectonique de la subduction et les couplages associés. La deuxième question est de savoir si la surrection est segmentée. La cordillère se soulève-t-elle de façon homogène ? La troisième question est de savoir qu'elles sont les processus géodynamiques à l'origine de la surrection de la cordillère côtière et si la surrection peut-être mise en relation avec l'entrée en subduction de la ride de Carnegie.

De nombreuses études de géomorphologie ont été réalisées à partir de photos aériennes et d'images satellites (Alvarado, 1998) qui ont permis d'identifier des objets (escarpements de failles.....) et de réaliser des études de géomorphologie semi-quantitative (Pedoja, 2003 ; Dumont et al., 2006). Il n'y a pas eu jusqu'à ce jour d'étude de géomorphologie quantitative sur MNT réalisée à l'échelle de l'ensemble de la cordillère côtière.

L'objectif de ce travail est en premier lieu d'analyser la morphologie de la cordillère côtière à l'aide des techniques numériques de la géomorphologie quantitative sur MNT, dans le but de préciser l'évolution de la surrection de la cordillère côtière. La partie méthodologie a été réalisée en collaboration avec nos collègues de l'UMR 6118 de Géosciences Rennes 1. Il s'agit dans un premier temps de préciser la segmentation structurale de la cordillère côtière (identification de blocs plus ou moins soulevés et de leur frontières: failles ?). Dans un deuxième temps il s'agit de réaliser une quantification relative du soulèvement et de tenter de la calibrer avec l'histoire géologique connue et en particulier avec les terrasses marines. Enfin dans un troisième temps, il s'agit de replacer les résultats en relation avec le contexte géodynamique.

1. CONTEXTE GEODYNAMIQUE: LE SYSTEME DE SUBDUCTION EQUATORIEN

Le long de la marge convergente d'Equateur la plaque Nazca passe en subduction sous le continent sud-américain avec une vitesse de convergence d'environ 5.5 cm/an (Trenkamp et al., 2002), entraînant des variations latérales de surrection, de sismicité, de déformations et de distribution des sédiments le long de la marge (Collot et al., 2004). La marge d'Equateur (3°S - 1°N) est caractérisée par l'absence d'un prisme d'accrétion développé et présente les caractéristiques d'une marge en subduction érosion (Sage et al., 2006).

La marge active équatorienne est marquée, d'une part par l'entrée en subduction de la ride de Carnegie (Fig. 1.1), trace sur la plaque Nazca de l'activité du point chaud des Galápagos, et d'autre part par l'échappement latéral du bloc Nord Andin et l'ouverture associée du Golfe de Guayaquil. L'âge de l'entrée en subduction de la ride est discuté (Gustcher et al., 1999 ; Witt et al., 2006). L'étroite relation qui existe entre l'échappement vers le Nord du bloc Andin et l'accélération de la subsidence dans le Golfe de Guayaquil implique l'existence d'un changement important dans l'échappement du bloc Nord Andin à la limite Pliocène-Pléistocène inférieur (Witt et al., 2006). Cette accélération de l'échappement du bloc Nord Andin à la limite Pliocène-Pléistocène et de l'ouverture du golfe de Guayaquil serait lié à une augmentation du couplage inter-plaque associé à l'arrivée en subduction de la ride de Carnegie (ou pour le moins d'un haut bathymétrique de cette dernière, Witt et al., 2006).

Les études qui traitent de l'analyse de la tectonique côtière ont surtout été concentrées sur l'évolution du Golfe de Guayaquil (GG) (Deniaud, 2000; Dumont et al., 2006; Witt et al., 2006) et l'étude des terrasses marines (Pedoja al., 2006).

2. CADRE GEOLOGIQUE DE LA CORDILLERE COTIERE

2.1. LOCALISATION

La cordillère côtière de l'Equateur est localisée à l'Ouest de la Cordillère des Andes entre les latitudes 1° N à 2° S et les longitudes 79°W à 81°W. C'est une morpho-structure allongée de 400 km de longueur et 75 km de largeur avec une élévation moyenne de 350 m. Les plus grandes altitudes sont vers le Sud où elles culminent à 840 m. La limite Nord de la cordillère correspond au trait de côte vers la ville Esmeraldas où les altitudes moyennes se situent entre 250 à 500 m (Fig. 2.1). Parmi les traits morphologiques importants signalons la vallée du Río Esmeraldas qui recoupe la cordillère côtière après s'être formée par le regroupement en amont de plusieurs tributaires. A l'Est la cordillère côtière est bordée, au Sud par le bassin versant du Río Guayas, et au Nord par l'imposant cône de Santo Domingo qui est coïncé entre les Andes et la cordillère côtière. Ce cône est constitué de deux cônes emboîtés (Alvarado, 1998); l'un au sud centré sur Santo Domingo et l'autre au Nord centré sur P.V. Maldonado.

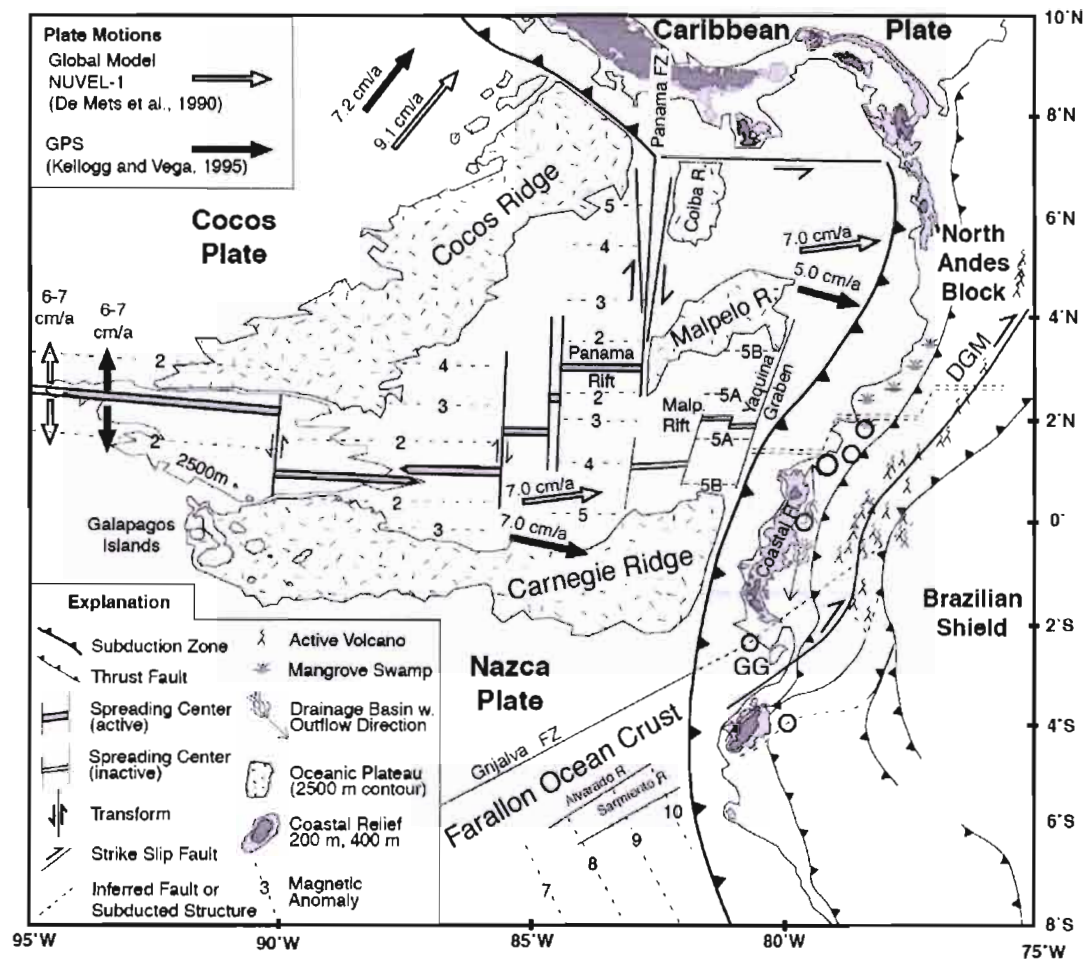


Figure 1.1. Contexte géodynamique de la marge de subduction de l'Equateur. Modifié d'après Gutscher et al. (1999).

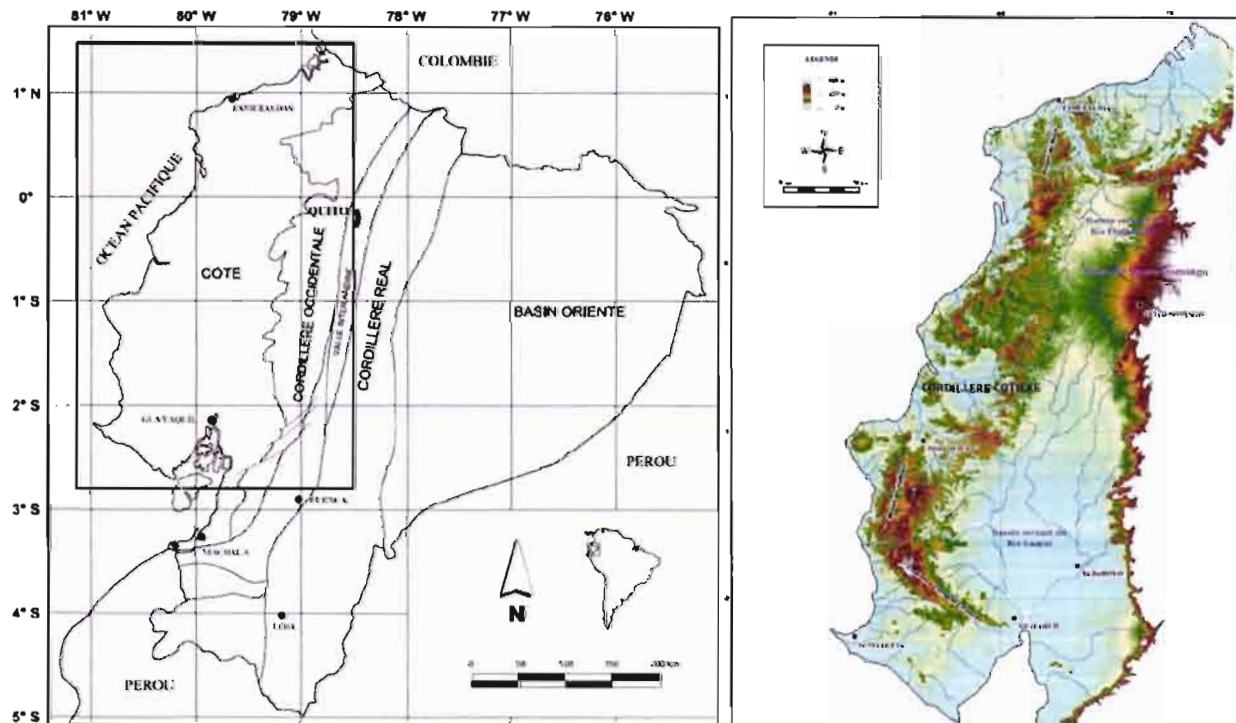


Figure 2.1. Localisation de la cordillère côtière de l'Equateur. A droite grands traits morpho-structuraux de la cordillère côtière.

2.2. GEOLOGIE REGIONALE

La bordure nord-ouest de l'Amérique du Sud se caractérise par une superposition de terrains allochtones et autochtones de nature océanique et continentale. Les plus anciens, d'âges Paléozoïque à Mésozoïque sont préservés dans la Cordillère Orientale ou "Real" et ont été accrétés pendant le Crétacé inférieur au craton sud américain (Litherland et al., 1994). Le bassin sédimentaire oriental appelé "Oriente" (Fig. 2.1) est localisé sur le craton Guyanais d'âge Précambrien et commence à se former à partir du Jurassique (Tschopp, 1953; Litherland et al., 1994). Parallèlement les roches de soubassement de la Cordillère Occidentale et de la plaine côtière se sont formées vers le début du Crétacé supérieur à l'aplomb du point chaud des Galápagos pour former un plateau océanique qui s'est accrété sur le bord nord-oriental de l'Amérique du Sud pendant le Crétacé supérieur (Hughes and Pilatasig, 2002). Pendant le Cénozoïque se déposent les sédiments qui constituent la couverture de la cordillère côtière (Benítez, 1995) comme dans le bassin "Oriente" (Tschopp, 1953). Enfin se forment les bassins sédimentaires au sud de l'Equateur (Hungerbühler et al., 2002), puis se produit divers épisodes volcanisme qui se poursuivent avec l'arc volcanique Plio-Pléistocène dans la vallée Interandine (Lavenu et al., 1992).

2.2.1. SOUBASSEMENT CRETACE DE LA CORDILLERE COTIERE

Le soubassement de la cordillère côtière de l'Equateur est formé par un ensemble de roches d'affinité de plateau océanique (Benítez, 1995) et reconnu comme Formation Piñón (Fig. 2.2) (Reynaud et al., 1999) d'âge 88.8 ± 1.6 Ma (Luzieux et al., 2005). Cette formation affleure principalement dans la cordillère de Chongón-Colonche au Sud mais aussi vers la partie Nord de la cordillère côtière.

La couverture sédimentaire la plus ancienne de la cordillère côtière est d'âge Crétacé supérieur (Campanien) et correspond à la Formation Cayo (Fig. 2.2) qui est constituée d'une épaisse séquence (> 2500 m) de turbidites volcanoclastiques grossières dont le niveau basal (~400 m) correspond à la Formation Calentura composée de turbidites volcanoclastiques pélitiques et calcaires (Jaillard et al., 1997). La Formation Guayaquil surmonte en concordance la Formation Cayo et elle est formée par une alternance rythmique de pélites noires silicifiées (chert) suivis de tufs calcaires et de pélites siliceuses riches en matière organique d'âge Crétacé à Paléocène (Benítez, 1995). Les formations Calentura et Guayaquil affleurent dans la partie sud de la cordillère tandis que la formation Cayo a été reportée par Benítez (1995) jusque dans la province de Manabí.

La Formation volcano-sédimentaire San Lorenzo (Fig. 2.2) d'âge Santonien à Maastrichtien (Benítez, 1995) affleure uniquement dans le secteur Manta-Cabo San Lorenzo et peut être considérée comme un équivalent stratigraphique de la Formation Cayo.

2.2.2. LE PALEOGENE DE LA CORDILLERE COTIERE

Le Paléogène de la cordillère côtière est représenté par les roches du Groupe Azúcar, qui affleurent exclusivement dans la péninsule de Santa Elena, bien que Deniaud (2000) rapporte des roches similaires dans le soubassement du bassin de Manabí. Avec une épaisseur supérieure à 2750 m, ce

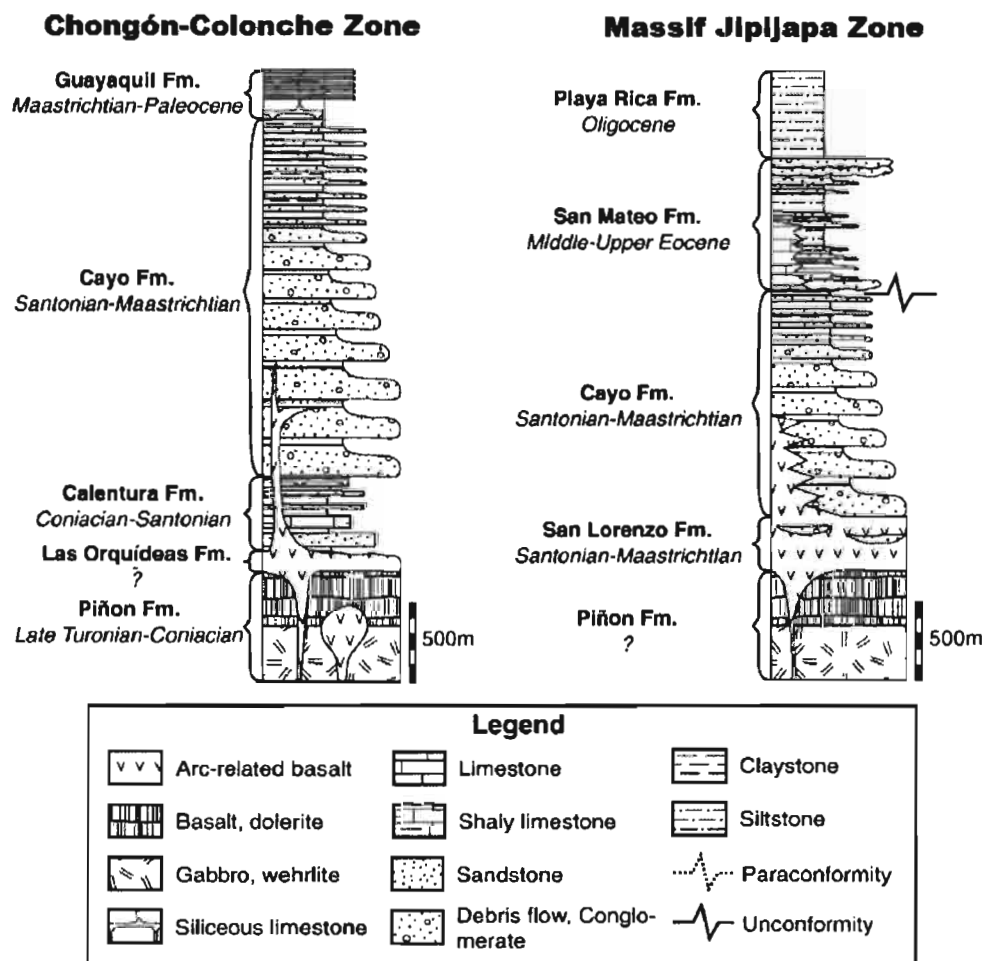


Figure 2.2. Stratigraphie du soubassement de la cordillère côtière. À gauche, la séquence lithologique de la Cordillère Chongón-Colonche; à droite la séquence du massif Jipijapa (secteur San Lorenzo). Modifié d'après Luzieux et al. (2006).

groupe constitue une séquence sédimentaire formée à la base par des bancs de grès grossiers et des conglomérats suivis par des argilites et des grès fins et finalement des niveaux de conglomérats à galets arrondis de quartz, quartzite et chert. Ces roches sont affectées par des plis et recoupées par des décrochements dextres (Benítez, 1995).

L'Eocène dans le nord de la cordillère côtière est représenté par les formations Cerro et San Mateo qui affleurent à l'ouest de la ville de Portoviejo (Cerro de Hojas) et au sud de la ville de Manta respectivement (Benítez, 1995). La Formation Cerro est constituée de matériaux volcanoclastiques. Elle repose en discordance angulaire sur les Formations Piñón et Cayo et elle a été datée de l'Eocène moyen (Benítez, 1995). La Formation San Mateo repose en concordance sur la Formation Cerro et elle est formée à la base par des grès laminés intercalés avec des pélites grises siliceuses suivis de grès massifs; puis on a des bancs décimétriques de grès intercalés avec des pélites et des marnes et finalement vers le toit se trouvent des argilites qui ont été datées par Benítez (1995) de l'Eocène moyen à supérieur.

2.2.3. LE NEOGENE DE LA CORDILLERE COTIERE

Le néogène de la cordillère côtière est représenté par les niveaux supérieurs des bassins de Manabí et de Borbón (formations Playa Rica, Tosagua, Angostura, Onzole et Borbón; Fig. 2.3).

La Formation Playa Rica affleure sur les bordures du Bassin Borbón et a été décrites à partir le forage Ricaurte-1 (Fig. 2.4). On y trouve à la base des intercalations de pélites marron sombres, des pélites grises verdâtre et des grès fins à glauconite, suivis de pélites avec des matériaux charbonneux; au sommet des argilites silteuses et des calcaires intercalés avec deux niveaux métriques de grès tufacés. L'âge de cette formation va de l'Oligocène inférieur jusqu'à l'Oligocène supérieur (Benítez, 1995).

La Formation Tosagua a été décrite par Benítez (1995) dans la partie occidentale du bassin de Manabí; elle est équivalente à la Formation Viche décrite par Evans and Whittaker (1982) dans le bassin de Borbón. Selon Benítez (1995) la formation Tosagua (forage Ricaurte-1, Fig. 2.4) est formée par des faciès pélitiques corrélables avec des formations situées au sud dans la péninsule de Santa Elena. Elles sont constituées à la base par des niveaux d'argilites gris verdâtre à bleuâtre avec des microfaunes qui ont livrés un âge Miocène inférieur suivis de grès grossiers intercalés avec des pélites et finalement des argilites silteuses, gris sombre, légèrement calcaires. Les microfaunes indiquent un paléoenvironnement de mer ouverte pouvant atteindre une profondeur bathyale (Benítez, 1995).

La Formation Angostura affleure sur le flanc Nord de la cordillère côtière et repose en discordance sur la Formation Piñón. Elle est constituée de roches grés-argileuses du Miocène moyen à supérieur, qui surmontent la Formation Tosagua. On observe à la base, des grès friables à intercalations de pélites suivis des grès métriques massifs à galets, près du sommet des séquences stratodécroissantes de calcarénites grossières et finalement des grès silteux et pélites (Benítez, 1995). Dans le forage Ricaurte-1 l'épaisseur est de 920 m environ et la Formation y débute par des grès blancs et marrons à intercalations de siltites et des pélites grises bleuâtres qui vers le sommet présentent des intercalations de

SERIE	AGE (Ma)	ETAGE	FORMATION	LITHOLOGIE	LOG
Quaternaire	0.1	Holocène			
		Pléistocène			
PLIOCENE	1.75	Plaisancien	BORBON	Lunachelles Séquences de grès stratocroissantes	
	3.4	Zancéen		Niveaux argileux	
MIOCENE	5.3		SUPERIEUR	Argiles et siltites gris sombre verdâtre à mollusques, foraminifères et radiolaires	
	7.1	Messinien		Séquence granocroissante stratocroissante de siltites grès et conglomérats	
			ONZOLE		
		Tortonien	INFERIEUR	Siltites grises, tuffacées à veinules de gypse	
	11.0				
		Serravalien	ANGOSTURA	Siltites et argiles Conglomérats à coquilles Lutites et grès tuffacés et glauconitiques Grès quartzo-feldspathiques et siltites	
	14.7	Langhien	SUBIBAJA	Argiles silteuses gris sombre peu calcaires	
	15.8		SAN AGUSTIN	Grès et conglomérats	
		Burdigalien	TOSAGUA DOS BOCAS VILLINGOTA	Argiles gris verdâtre bleuté peu calcaires Niveau mameux	
OLIGOCENE	20.3				
		Aquitanién			
	23.0	Chattien			
	28.0	Rupélien	PLAYA RICA	2 niveaux de grès tuffacés Argiles marron et grise verdâtre à pyrites, charbons et grès fins	

Figure 2.3. Stratigraphie néogène du bassin de Manabí postérieure à l'Oligocène (modifiée d'après Deniaud, 2000). Les lithologies de soubassement se trouvent sur la figure précédente pour la zone du massif de Jipijapa.

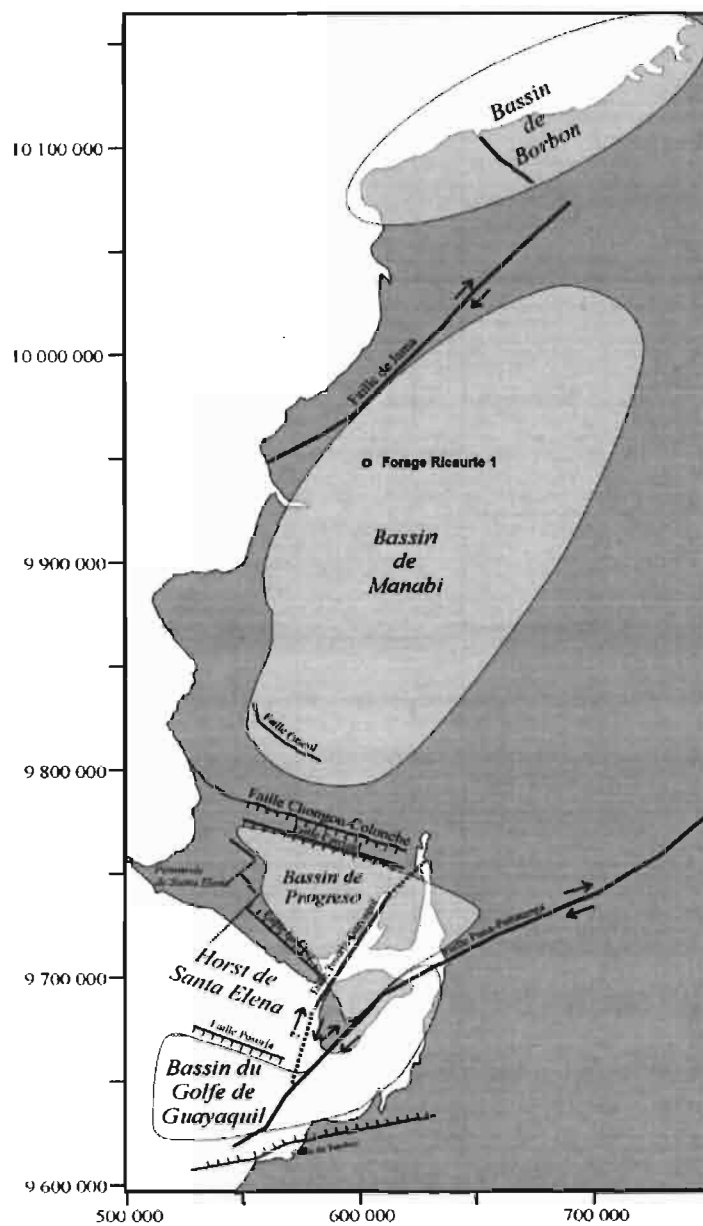


Figure 2.4. Localisation des bassins néogènes de la zone côtière équatorienne. Aux Nord les bassins sédimentaires de Manabí et Borbón et au Sud les bassins du Progreso et du Golfe de Guayaquil (Modifié d'après Deniaud, 2000). Les principales structures comme les failles de Puná-Pallatanga et Jama sont dessinées. La localisation du forage Ricaurte-1 est reportée d'après Benítez (1995).

grès gris clair. Suivent des niveaux de conglomérats et de grès à coquilles et intercalations de pélites calcaires et finalement des niveaux de siltites et d'argilites à intercalations de grès gris claires (Benítez, 1995). La microfaune indique un environnement de dépôt correspondant à un milieu marin interne et transitionnel (Benítez, 1995).

La Formation Onzole a été décrite à l'Est de la Province d'Esmeraldas. Elle repose sur la formation Angostura et passe aux grès de la Formation Borbón en contact apparemment transitionnel (Benítez, 1995). Dans le bassin de Borbón la Formation Onzole est subdivisée en trois unités (Evans et Whittaker, 1982). Le membre Onzole inférieur comprend entre 300 m et 800 m de siltites grises et des grès tufacés déposés sous des profondeurs d'eau de plus de 100 m. Le membre Súa a une épaisseur de 10 à 250 m et consiste en des grès à intercalations argileuses qui reposent en contact discordant érosif ou en inconformité planaire sur le membre Onzole inférieur (Evans et Whittaker, 1982). Le membre Onzole supérieur consiste en 1200 m d'argilites et de siltites gris foncé à verdâtres, des turbidites fines, rares grès et conglomérats déposés en milieu marin bathyal sur la base des évidences de microfaune (Evans et Whittaker, 1982). Dans le forage Ricaurte-1 dans le bassin de Manabí, la Formation Onzole est représentée par des argilites et siltites gris sombre (Benítez, 1995). Le membre Onzole inférieur a été daté Miocène supérieur, et le membre Onzole supérieur du Pliocène inférieur (Deniaud, 2000).

La Formation Borbón affleure largement dans la cordillère côtière, au Sud de Bahía de Caráquez et Jama (Benítez, 1995). Au SE du bassin de Manabí, la formation Borbón affleure sous la forme de reliefs plans sub-horizontaux limités par des falaises abruptes (Deniaud, 2000). Benítez (1995) décrit (cordillère Chongón-Colonche) une série de 300 m de grès bleus fossilifères en séquences granocroissantes intercalés avec des niveaux fins d'argilites gris verdâtres qui reposent en contact transitionnel sur les pélites de la Formation Onzole. Dans le secteur de Jama affleure des niveaux de grès bleus fossilifères suivis de grès à stratification entrecroisées et de conglomérats indurés; puis des lumachelles avec des grès bleuâtres et finalement des grès à stratification entrecroisées à lentilles de conglomérats avec une faune qui serait corrélable avec la Formation Tablazo (Benítez, 1995). Dans le bassin de Borbón, la formation correspond aux dépôts gréseux à lentilles bioclastiques surmontant la Formation Onzole (Deniaud, 2000). Ces dépôts y sont connus également sous le nom de formation Cachabí. Elle représente une régression depuis un milieu marin peu profond à transitionnel (Benítez, 1995). La formation Borbón n'est pas datée précisément; cependant Benítez (1995) lui attribue un âge ($\approx 4,2$ Ma, zone N19-N22, Fig. 2.3) par sa position stratigraphique dans le bassin de Manabí. Selon Deniaud (2000) elle est probablement plus récente dans le bassin de Borbón où on lui attribue un âge Pléistocène (formation Cachabí). Sur la carte géologique de l'Equateur (CODIGEM et BGS, 1993) on lui assigne un âge Pliocène et sur la carte géologique au 250/000 de Chone (1973) on reporte un âge de Mio-Pliocène pour la base et Pliocène supérieur pour le toit.

La Formation Balzar est reportée sur la carte géologique de l'Equateur (CODIGEM et BGS, 1993) comme une séquence de 300 m de grès, conglomérats et argiles déposées avec un environnement continental d'estuaire d'âge Plio-Pléistocène.

La Formation Tablazo en position subhorizontale recouvre la partie Ouest de la Péninsule de Manta où elle repose en discordance sur les roches crétacé-paléogène déformées du soubassement avec des altitudes comprises entre 50 et 100 m. Cette formation est constituée de lumachelles, de grès à coquilles et conglomérats en bancs d'épaisseurs centimétriques à métriques. L'âge de ces roches est Pléistocène et la base est attribuée avec réserve au Pléistocène inférieur (Benítez, 1995).

2.3. EVOLUTION NEOGENE DE LA CORDILLERE COTIERE

Structure et sismicité

L'analyse structurale et en particulier des failles de la cordillère côtière n'a pas vraiment été réalisée à ce jour. Peu de données existent et la cordillère côtière est encore très mal connue sur ce point. Les travaux sur les bassins avant-arc de Benítez (1995) et de Deniaud (2000) livrent les grandes lignes. Les travaux sur la néotectonique se sont en effet surtout concentrés sur la frontière orientale du bloc Nord Andin (Lavenu et al., 1992; Ego et al., 1996) et les failles associées à l'ouverture du Golfe de Guayaquil (Dumont et al., 2006; Witt et al., 2006). Très peu de travaux ont concerné la cordillère côtière et les systèmes de failles, si ce n'est les travaux de Dumont et al. 2006 à la frontière d'Equateur et de Colombie (faille de San Lorenzo située hors de la cordillère côtière). Le tracé des failles reportées sur la carte géologique d'Equateur ne correspond pas toujours aux tracés des failles actives reportées sur la carte néotectonique d'Equateur (CODIGEM et BGS, 1994). Les travaux de Daly (1993) suggèrent l'existence de grandes structures NW-SE, comme par exemple la faille de Bahia qui n'est pas reportée sur les cartes précédemment citées. Une première tentative à l'échelle de la cordillère côtière a été réalisée par Alvarado (1998) sur la base d'images Radar.

La sismicité de la cordillère côtière est diffuse et mal localisée. Il n'est pas facile de relier la sismicité intra-plaque les failles signalées sur la carte de néotectonique de l'Equateur. De nombreux travaux sont en cours sur la sismicité de la zone côtière pour tenter de mieux la localiser et de faire le lien avec les failles actives. Citons le travail de Alvarez (2003) montrant une concentration de la sismicité qui semble être associée à la faille de Jipijapa.

Evolution des bassins avant-arcs au néogène

L'histoire géologique proposée d'après Benítez (1995) pour la cordillère côtière de l'Equateur comporte trois étapes: l'étape pré-collision depuis l'Aptien supérieur jusqu'au Campanien inférieur (108 à 80 Ma) qui correspond à une évolution océanique et d'arc insulaire associée aux formations Piñón, Cayo, Guayaquil et San Lorenzo; l'étape de collision de l'arc insulaire contre la plaque Sud-américaine pendant le Campanien inférieur à Eocène supérieur (70 à 36 Ma) qui inclut le développement des dépôts turbiditiques de la formation Azúcar à partir de l'érosion du bloque Amotape-Tahuín (Fig. 2.5); et finalement l'étape post-collision depuis l'Oligocène à actuel (36 à 0 Ma).

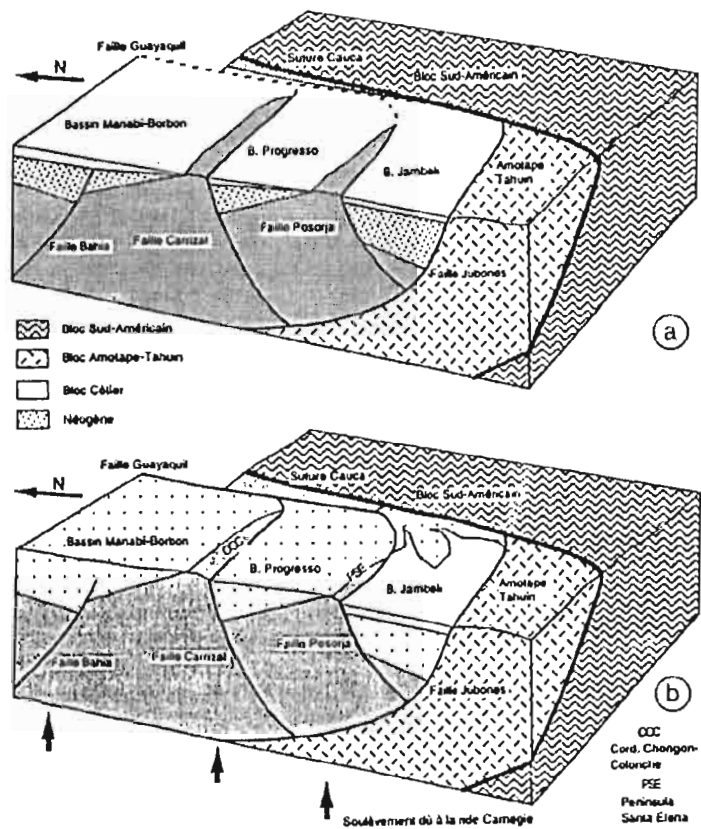


Figure 2.5. Modèle d'évolution de la zone d'avant-arc du système de subduction équatorien d'après Benítez (1995). (a) Stade subsident (Miocène inférieur-moyen); (b) Stade d'émergence des bassins Progreso et Manabí (Miocène terminal - Pléistocène).

Durant cette dernière étape Benítez (1995) propose pendant l'Oligocène une sédimentation marine dans les bassins de Borbón et de Manabí et l'émersion partielle de la péninsule de Santa Elena et de la cordillère Chongón-Colonche (sur la base de la présence des sédiments continentaux de la formation Zapotal). Au Miocène inférieur s'individualisent plusieurs sous-bassins contrôlés par des failles normales d'un système décrochant en transtension (Fig. 2.5.a). Au Miocène moyen débute le soulèvement de la cordillère Chongón-Colonche et de la péninsule de Santa Elena et le jeu des failles Jipijapa et Jama. La sédimentation marine dans le bassin de Manabí se poursuit pendant tout le Pliocène jusqu'au Pléistocène où finalement le bassin émerge (Fig. 2.5.b).

Une évolution légèrement différente est proposée par Deniaud (2000): durant le Miocène inférieur à moyen se déposent les formations Zapotal et Tosagua séparées par un hiatus érosif; entre le Miocène moyen et le Miocène terminal (14 à 5,3 Ma) les formations Angostura et Onzole inférieur sont caractérisées par des faciès d'environnement marin peu profond; le Pliocène à l'actuel est caractérisé par les formations marines Onzole supérieur et Borbón dont la sédimentation se termine au Pléistocène inférieur dans le bassin de Manabí alors que dans le bassin de Borbón la sédimentation se prolongerait jusqu'au Pléistocène supérieur.

La surrection de la cordillère côtière

La surrection de la cordillère côtière n'a jamais vraiment été étudiée dans son ensemble. Seule la surrection de la bordure côtière au travers des terrasses marines (formation Tablazo) a été abordée par Pedoja au cours de sa thèse (2003) (Pedoja et al., 2006). Quatre zones portant des terrasses ont été reconnus: au Nord la zone de Río Verde (Pedoja, 2003) et de Punta Galera, au centre la péninsule de Manta et au Sud la péninsule de Santa Elena (Fig. 2.6).

D'après Pedoja et al., 2006 les plus grands taux de soulèvement affectent la péninsule de Manta (0,42 à 0,51 mm/an), alors que dans le Nord et le Sud les taux de soulèvements varient entre 0,32 mm/an pour Punta Galera et 0,1 mm/an pour la péninsule de Santa Elena, respectivement (Fig. 2.6). Ces résultats montrent que le soulèvement des terrasses marines n'est pas homogène le long de la bordure côtière. Signalons que dans sa thèse Pedoja (2003) sur la base de datations, propose deux taux de soulèvement pour la zone de Río Verde: un taux de soulèvement compris entre 1,35 à 1,51 mm/an et un taux compris entre 0,21 à 0,49 mm/an.

Les terrasses marines sont présentes non seulement en Equateur mais aussi au Nord Pérou. Pedoja et al. (2006) proposent que le soulèvement des terrasses marines d'Equateur et du Nord Pérou (Arc de Talara) est due à la géométrie de la subduction et en particulier à sa courbure concave sous le continent. Il s'appuie sur les travaux de modélisation menés par Bonnardot et al., (2006). Les taux de soulèvements les plus élevés de la péninsule de Manta seraient associés à la subduction de la ride de Carnegie dont l'effet s'ajoute et s'additionne à l'effet régional de la courbure concave de la subduction.

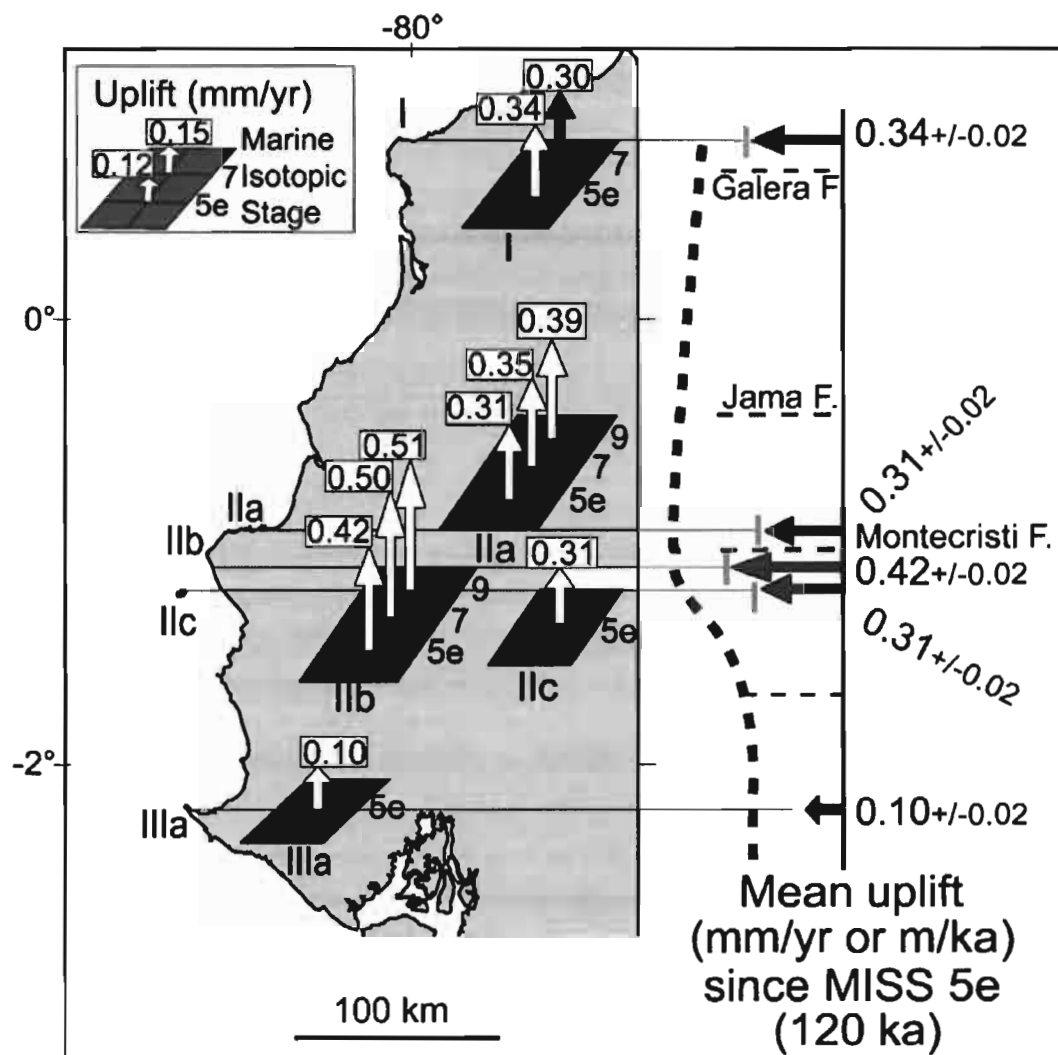


Figure 2.6. Graphique représentant les taux de surrection établis à partir de l'analyse des terrasses marines le long du côté de l'Equateur. Les plus grandes valeurs se trouvent dans la zone centrale au niveau de la péninsule de Manta (d'après Pedroja et al., 2006).

3. METHODOLOGIES

Afin d'analyser la géomorphologie quantitative on a utilisé un MNT à 30 mètres obtenu à partir de la digitalisation des courbes de niveaux des cartes topographiques d'Equateur (travail réalisé par Marc Souris de l'IRD <http://rslultra.star.ait.ac.th/~souris/ecuador.htm>). Tous les MNT ont été réalisés par Marc Souris en utilisant le logiciel Savane de l'IRD. Pour une petite zone dans la région de Mache le MNT à 30 mètres de Marc Souris a été amélioré avec le MNT à 90 m SRMT (Shuttle Radar Topographie Mission, Nasa). Deux images Aster à 30 mètres et quatre images Landsat récupérés ont été utilisées. Nous avons travaillé avec le logiciel ArcGIS 9.2.

3.1. SURFACE BASAL DE LA FORMATION BORBÓN

Il est possible d'analyser le soulèvement relatif d'une zone si on arrive à identifier un marqueur géologique qui fournit un repère proche du plan horizontal. Par exemple il est possible d'interpoler, en faisant certaines approximations, la surface actuelle de la base ou du toit d'une formation géologique en utilisant un MNT et une carte géologique. Pour cela il faut sélectionner une formation qui remplisse certaines conditions: avoir un comportement homogène dans son ensemble, une épaisseur constante, une base ou un toit qui puisse être cartographié de façon continue et un âge connu. Dans le cas de la cordillère côtière de l'Equateur, la formation Borbón satisfait ces conditions. La formation Borbón clôt la séquence sédimentaire marine néogène de la côte avec un âge pliocène (Benítez, 1995), ce qui permet d'analyser les changements récents de la zone. La base a été sélectionnée puisque le toit a été érodé. Il faut ensuite extraire sur un MNT l'altitude des points du contour ; après il est nécessaire d'interpoler la surface définie par ces points et assigner une échelle d'altitude normalisée pour toute la zone considérée.

La surface obtenue permettra de mettre en évidence l'existence de changements brusques d'altitude liés à des failles, des surfaces courbées liées à des plis et des zones avec des déformations chaotiques. En tenant compte de l'âge du toit et de la profondeur moyenne du milieu de dépôts, cette méthode nous permettra d'obtenir un taux de surrection relatif qui pourra être comparé avec celui calculé à partir des terrasses marines.

3.2. PROFILS D'EQUILIBRE DES RIVIERES

Les rivières ont tendance à réagir aux changements tectoniques et lithologiques en modifiant leur profil en long. Le profil longitudinal des rivières présente une forme concave avec des biefs de pentes fortes entre des biefs très calmes (Coque, 1977). Les tentatives pour comprendre la dynamique fluviale ont guidé la recherche d'un profil d'équilibre théorique qui permet de comparer et d'analyser l'état actuel d'une rivière. Selon Coque (1977) le profil d'équilibre se définit comme une courbe régularisée, telle qu'en tous ses points, la vitesse du courant assure le transport de la totalité de la charge solide venue d'amont, jusqu'au niveau de base, sans qu'il y ait ni creusement ni accumulation.

D'après Hack (1973) le profil d'équilibre d'une rivière dans une lithologie unique est une ligne droite quand on la représente en échelle semi-logarithmique, c'est-à-dire que l'élévation se trouve en échelle normale et la distance en échelle logarithmique. C'est la forme la plus commune de profil à l'équilibre que l'on utilise actuellement (Bishop and Goldrick, 2000).

A partir de la définition d'Hack (1973), on a pu déterminer une équation qui considère les points de la plus grande valeur d'altitude et de la plus grande valeur de distance horizontale afin de l'appliquer pour n'importe quelle rivière, en utilisant les critères de l'équation générale de la recta (en système de coordonnées cartésiennes), mais en ajoutant la composante logarithmique (Eq. 01) :

$$A_N = A_m + \{[(A_M - A_m) / (\log L_m - \log L_M)] * (\log L - \log L_M)\} \quad (\text{Eq. 01})$$

Où A_N = valeur normalisée d'altitude à l'équilibre calculer en fonction de L , A_M et A_m = à l'altitude maximale et minimale respectivement, L_M et L_m = distance maximale et minimale respectivement (avec $L_m = 1$), et L = à la valeur de la distance pour chaque point considéré par rapport à l'amont.

Si l'on représente les valeurs de l'altitude normalisée (A_N) par rapport à la distance (L) sur une échelle normale, on obtiendra une courbe avec des fortes valeurs de pente près de l'altitude maximale (A_M) qui décroissent progressivement jusqu'au niveau de base (Fig. 3.1). Cette courbe peut être utilisée comme une référence d'équilibre par rapport à la courbe original pour chaque rivière, puisque le but est de comparer le profil d'une rivière avec le profil théorique.

La différence d'altitude entre le profil de la rivière et le profil théorique d'équilibre (Fig. 3.1.a) correspond à la déviation verticale dont les valeurs peuvent être positives ou négatives suivant que le profil se trouve sur ou sous la courbe d'équilibre (Fig. 3.1.b). Les valeurs positives indiquent des zones soumises à un soulèvement et les valeurs négatives indiquent des zones en érosion. De la même façon, la différence horizontale entre la courbe de la rivière et la courbe théorique d'équilibre représente la déviation horizontale (Fig. 3.1.c et d). Pour chaque point du profil d'une rivière, il est possible de calculer les valeurs de déviation verticale et horizontale qui constituent les composantes d'un vecteur de déviation totale (Fig. 3.2.a) qui représente l'état de déséquilibre d'une rivière le long de son profil.

Knickzones

Les profils des rivières se caractérisent par des zones subhorizontales séparées par des zones de pente forte où "knickzones" (Fig. 3.2.b) (Burbank et Anderson, 2001; Larue, 2008). La formation des knickzones est associée principalement à l'activité tectonique (soulèvement ou subsidence), aux changements du niveau de base (eustatisme), au différentiel de résistance à l'érosion des roches (lithologie) (Burbank et Anderson, 2001).

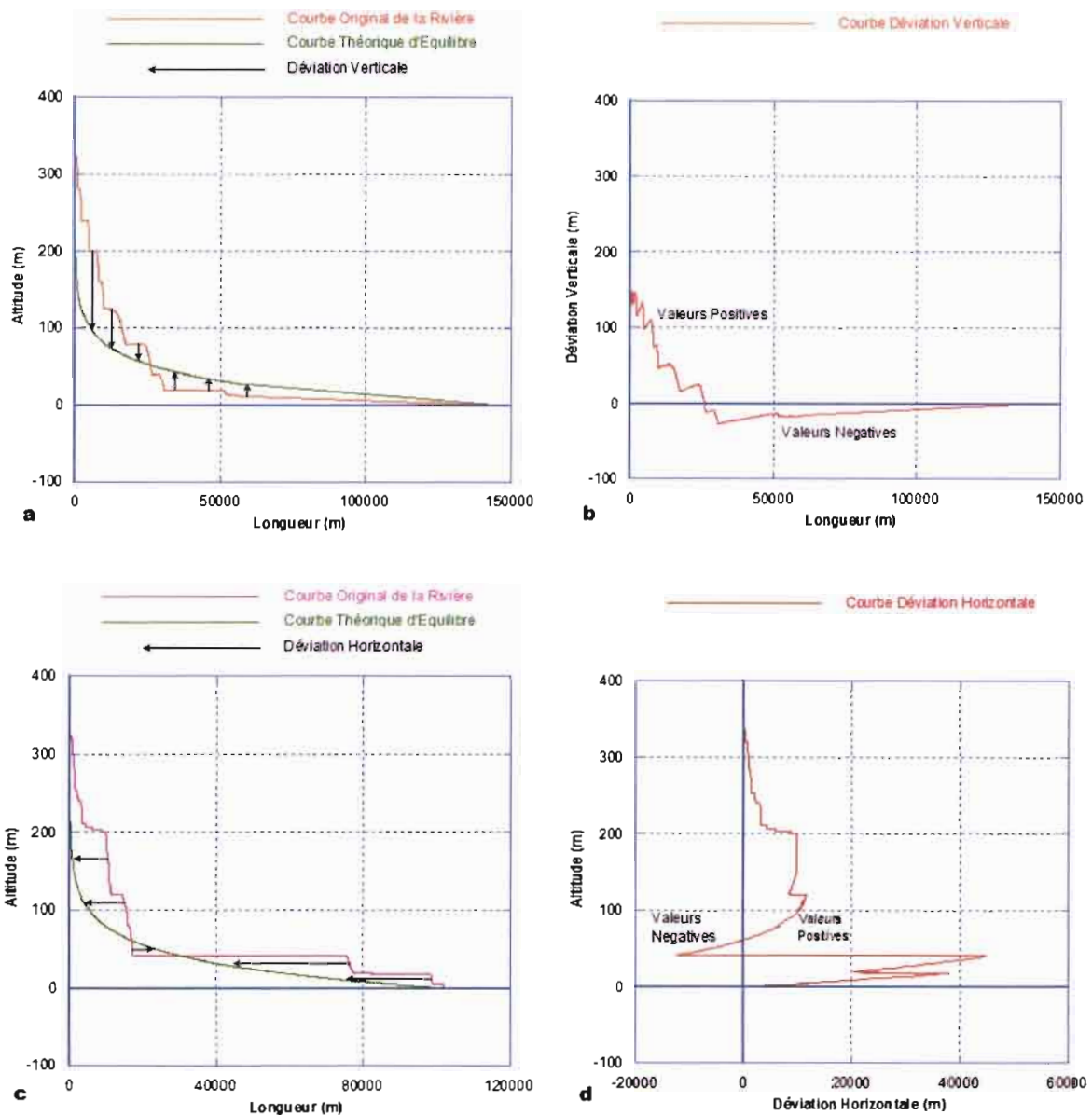


Figure 3.1. a) Représentation de la courbe originale d'une rivière par rapport à la courbe théorique d'équilibre calculée en utilisant comme référence les critères de Hack (1973), les flèches montrent les différences d'altitude. b) Courbe de déviation verticale qui montre les zones où la rivière se trouve hors de l'équilibre théorique avec des valeurs positives (soulèvement) et négatives (érosion). c) Profil original de la rivière et profil théorique d'équilibre avec les différences de déviation horizontale. d) Courbe de déviation horizontale qui présente les valeurs de déviation horizontale pour chaque point sur et sous la courbe d'équilibre.

Au niveau des knickzones la vitesse du courant augmente ce qui implique que la capacité érosive de la rivière est plus grande; par conséquent le lit de la rivière le long de ces segments sera érodé plus rapidement (Burbank et Anderson, 2001). Le creusement se produit subparallelément à la pente de la knickzone et provoque un recul vers l'amont: les knickzones migreront (Fig. 3.2.b) jusqu'à que leur pente soit similaire à la pente d'équilibre situé normalement sur les segments plus élevés du profil d'équilibre. La vitesse de recul est proportionnelle au débit ce qui veut dire que la vitesse diminuera lentement vers l'amont ; en conséquence les knickzones tendront à se rapprocher (Fig. 3.2.b).

L'activité tectonique génère des knickzones par des variations d'altitude régionales (soulèvement) ou ponctuelles. Les variations régionales d'altitude produisent une accumulation verticale de knickzones (Fig. 3.2.b) le long du profil des rivières, tandis que les changements locaux retardent le recul des knickzones déjà existants. Néanmoins, les différences de résistance à l'érosion contrôlent aussi la vitesse de recul des knickzones puisqu'elle sera plus lente dans les roches dures et plus rapide dans les roches tendres. En présence d'une roche résistante les knickzones se rapprocheront tandis qu'en absence de contrastes forts, les knickzones se propageront facilement jusqu'à atteindre l'équilibre.

Cela implique que la cinématique des knickzones contrôle les anomalies de déviation verticale et horizontale. Une déviation verticale positive représente l'accumulation en direction verticale des knickzones qui se forment quand la rivière traverse des zones qui ont été soumise à des soulèvements successifs (plus rapides que l'équilibre immédiat) et qui montrent des contrastes lithologiques importantes. Les déviations verticale et horizontale négatives correspondent à des zones où le recul de knickzones a érodé sous le profil d'équilibre à cause d'un changement de lithologie où de l'activité tectonique (Fig. 3.1.a et c).

La déviation horizontale positive nous permet de quantifier l'état de recul des knickzones. En présence de soulèvements locaux qui affectent une partie du profil les knickzones se sont accumulées et elles formeront une anomalie avec une importante composante horizontale et verticale, tandis qu'en présence de soulèvements régionaux qui se manifestent près de l'aval (niveau de base) les valeurs de déviation horizontale seront les plus grandes le recul du knickzones étant plus grand ; cela sera marqué par une forte anomalie en bordure de la côte. Cela veut dire que la déviation horizontale est plus sensible pour identifier des zones soumises à des changements récents d'altitude vers l'aval ou à des perturbations locales le long du profil de la rivière.

SL index

Le SL index (Hack, 1973) correspond à un index facteur de la valeur de la pente et de la longueur d'un point sur le profil de la rivière. Le produit (Eq. 02) de la pente (S) et de la longueur (L) d'un point (depuis l'amont) est constant (dans l'équilibre théorique). C'est-à-dire que les pentes les plus fortes auront les valeurs les plus grandes. Cet index nous permet donc de discriminer les zones avec une forte activité tectonique. D'après Burbank and Anderson (2001) il est possible de normaliser les valeurs

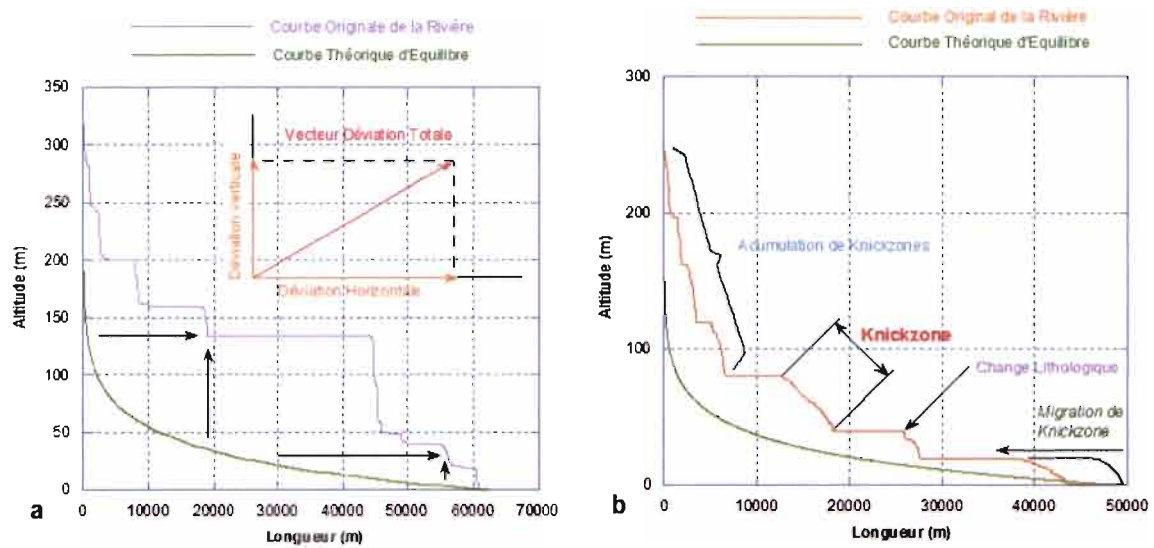


Figure 3.2. a) Estimation de la déviation totale à partir des composantes de déviation verticale et horizontale qui peuvent être calculés pour chaque point du profil de la rivière. b) Représentation des knickzones ou zones de pente forte localisées entre les segments subhorizontaux le long du profil des rivières. La migration se produit vers l'amont pendant que les changements lithologiques peuvent contrôler la vitesse relative de migration entre différents knickzones.

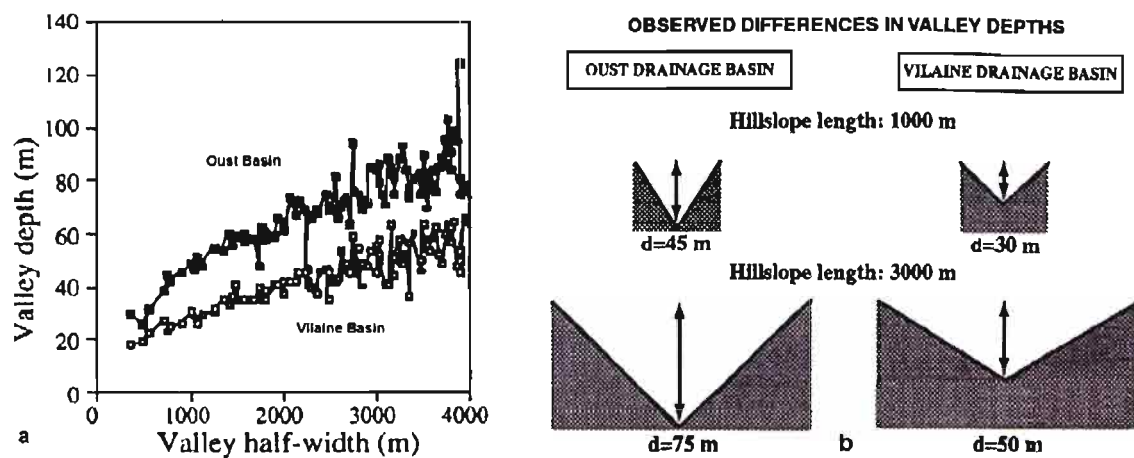


Figure 3.3. a) Mesure de la profondeur moyenne par rapport à la demi-largeur pour les vallées l'Oust et la Vilaine respectivement, et b) Différences d'incision entre 15 m pour des petites vallées et 25 m pour les plus grandes et entre les bassins versants de Oust et de Vilaine. Modifié d'après Bonnet et al. (1998 et 2000).

du SL index en divisant par la constante d'équilibre -k- qui représente la pente de l'équilibre pour chaque rivière et qui peut être obtenue à partir de l'équation 03.

$$SL = \text{constant} \rightarrow S \cdot L = [(\Delta H) / (\Delta L)] \cdot (L) \quad \text{Eq. 02}$$

$$k = (H_i - H_j) / (\ln L_j - \ln L_i) \quad \text{Eq. 03}$$

Finalement toutes les valeurs de déviation verticale, horizontale, totale et SL index peuvent être reportées sur des cartes pour accéder visuellement à la distribution du déséquilibre des rivières et en déduire les relations avec la tectonique et la lithologie.

3.3. DETERMINATION DE L'INCISION RELATIVE

L'estimation de l'incision fluviale permet de calculer en relatif le taux de soulèvement U (mm/an). La quantification de la surrection d'un massif de roches peut être calculée à partir de l'altitude des terrasses fluviales (Bes de Berc et al., 2005; Pedoja, 2003; Larue, 2008; Demoulin et al., 2007; Bonnet et al., 1998) par rapport à l'altitude du chenal (I incision vertical = Altitude de terrasse – Altitude du chenal). La détermination de l'âge de la formation des terrasses est réalisée à partir de différentes méthodologies (Bes de Berc et al., 2005; Bonnet et al., 1998). Ces deux paramètres nous permettent alors de connaître le soulèvement relatif local $U = I / \text{Age} = (\text{mm} / \text{an})$.

La méthode de Bonnet et al. (1998)

Bonnet et al. (1998) ont montré qu'il existe une relation entre la profondeur de la vallée et sa demi-largeur entre deux bassins voisins. Sur la Fig. 3.3.a, il existe une différence de 30 m entre les deux courbes interprétée comme étant due à une différence de pente des flancs provoquée par une déformation récente.

Selon Bonnet et al. (2000) la différence entre les valeurs d'incision locale augmente avec la largeur de la vallée (Fig. 3.3.a; 3.4.a et 3.4.b) selon une relation non linéaire. Sur ces figures la lithologie des deux bassins est différente (schistes pour le bassin de l'Ouest qui a les vallées les plus profondes; schistes et grés pour le bassin de La Vilaine). Or dans des conditions identiques des vallées creusées dans des grés sont plus profondes que creusées dans des schistes. Bonnet et al. (1998) observent le contraire, et en déduisent que les différences de profondeur des vallées ne peuvent être attribuées à la lithologie mais à la tectonique.

Les limites de la méthode de Bonnet et al. (1998)

La méthode de Bonnet et al., (1998) ne permet pas 1) de représenter l'état d'incision en tout point (les profondeurs des vallées augmentant avec leur demi-largeur selon une relation non linéaire). Elle permet de comparer des bassins versants les uns par rapport aux autres 2) de discriminer le rôle de la

lithologie de celui de la tectonique si ce n'est par défaut (voir paragraphe précédent). C'est pourquoi nous proposons d'adapter la méthode de Bonnet et al. (1998) sur trois points.

a) Point n° 1: Etablir une relation linéaire entre profondeur de la vallée et largeur de la vallée.

Si nous représentons les mesures de Bonnet et al. (1998) (I = incision, H = à la demi-largeur de la vallée) avec des échelles logarithmiques (Fig. 3.4.c et 3.4.d et voir i.e. en Bonnet, 1998), il existe alors une relation linéaire entre la profondeur de la vallée et sa demi-largeur. Cette relation peut l'exprimer avec l'équation (04):

$$I = H^{\alpha} \quad (\text{Eq. 04})$$

Où I = à l'incision, H = à la demi-largeur de la vallée (Fig. 3.3.a) et α = un coefficient qui dépend principalement de la lithologie et du soulèvement local (Fig. 3.4.c; 3.4.d et 3.5). Quand le coefficient α est haut, cela veut dire que la valeur de l'incision I est haute par rapport à la valeur de la demi-largeur H . Cela est dû soit à l'augmentation du taux de soulèvement sur le taux de l'érosion soit à l'existence d'une lithologie plus résistante.

Dans un modèle théorique, un état en équilibre peut être représenté (Fig. 3.5) par un bloc où le soulèvement est uniforme mais la lithologie est différente : plus tendre dans le compartiment a (Fig. 3.5.a) et plus résistante dans le compartiment b (Fig. 3.5.b) (mais homogène dans chaque compartiment). On peut voir (Fig. 3.6) que l'incision (I) diminue proportionnellement à la demi-largeur (H) vers l'amont et quelle est différente suivant la lithologie. Pour chacune des deux lithologies, la valeur de α (Fig. 3.6) correspond à une constante depuis l'aval jusqu'à l'amont et les valeurs tendent à s'approcher de l'origine du système de coordonnées. Quand ce coefficient α est constant sur un tronçon de vallée de même lithologie, on peut considérer qu'il caractérise l'état d'équilibre, α_L , de la réaction aux soulèvements verticaux de chacune des lithologies (en supposant que la région est sujette à des conditions climatiques similaires).

b) Point n° 2: Calibration « lithologique » de α .

Afin de calculer le coefficient α localement il faut déterminer les valeurs de I (incision) et H (demi-largeur) pour chaque vallée à partir du MNT et en choisissant les vallées où les interfluves ont des différences d'altitude inférieures à 10 mètres. Ensuite on doit dégager α à partir de l'équation 05:

$$\begin{aligned} \text{Log}(I) &= \text{Log}(H)^{\alpha} \\ \alpha &= \text{Log}(I) / \text{Log}(H) \quad (\text{Eq. 05}) \end{aligned}$$

A partir de cette équation, on peut calculer les valeurs de α le long des vallées des bassins considérés. Cependant ces valeurs ne permettent pas de discriminer l'influence de la lithologie de l'activité tectonique. Pour filtrer l'influence de la lithologie on déterminera le coefficient α_L pour chaque lithologie (considérée comme homogène et réagissant avec un comportement similaire aux mêmes conditions physiques) en se plaçant dans les conditions d'équilibre du modèle théorique (Fig. 3.5 et 3.6)

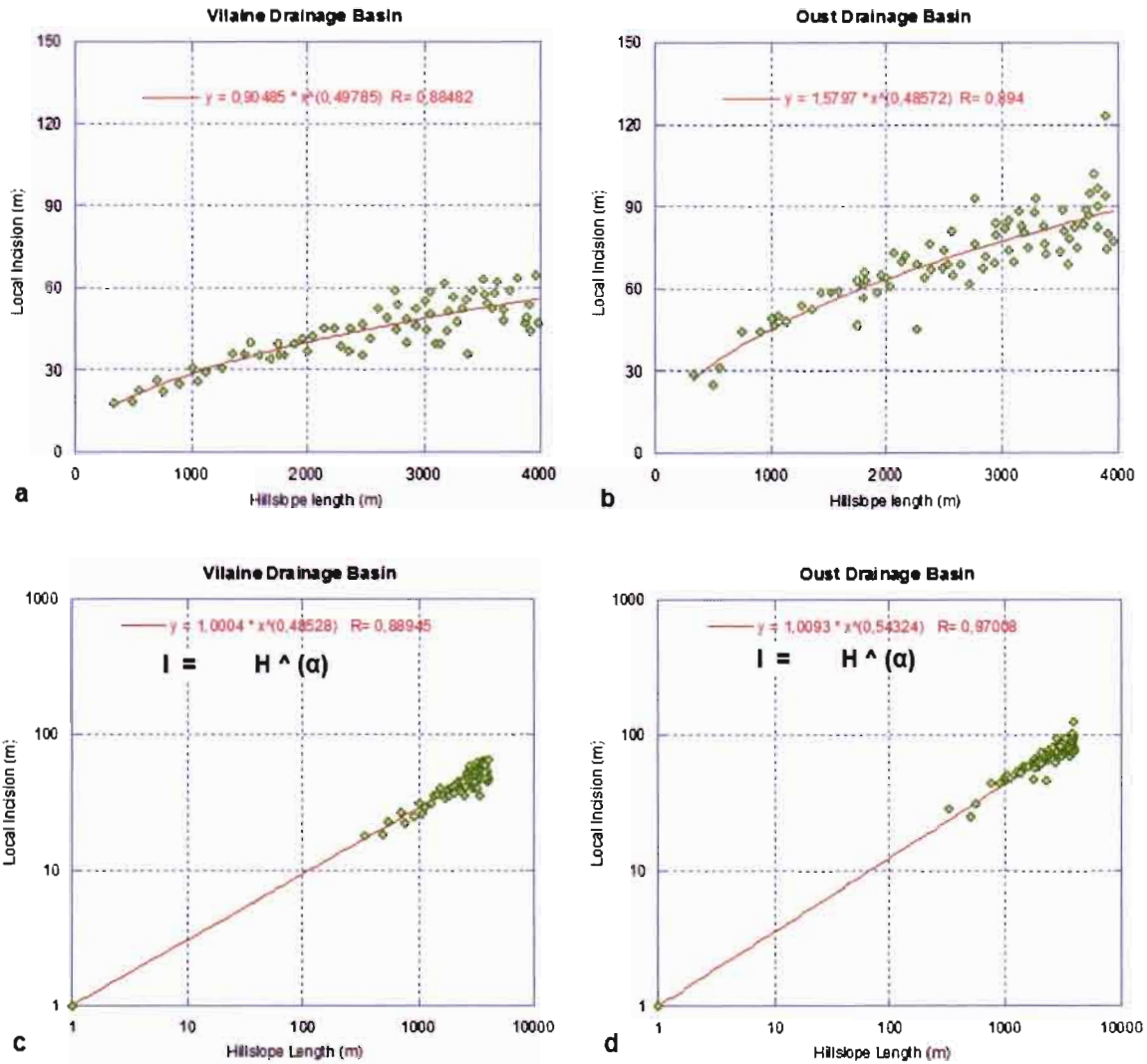


Figure 3.4. a) et b) Courbes obtenues à partir des mesures d'incision et de demi largeur de la vallée par Bonnet et al. (1998) pour les bassins de la Vilaine et de l'Oust respectivement, et c) y d) Courbes en échelle logarithmique des mesures représentées sur les courbes a) et b) respectivement par rapport à l'origine (1,1) qui correspond au point le plus haut vers l'amont. On peut constater que les équations calculées sont en accord avec l'équation 04 (voir texte). La valeur de α pour le bassin de la Vilaine est plus petite que la valeur de α pour le Bassin de Oust, ce qui veut dire qu'il y a une différence importante d'incision.

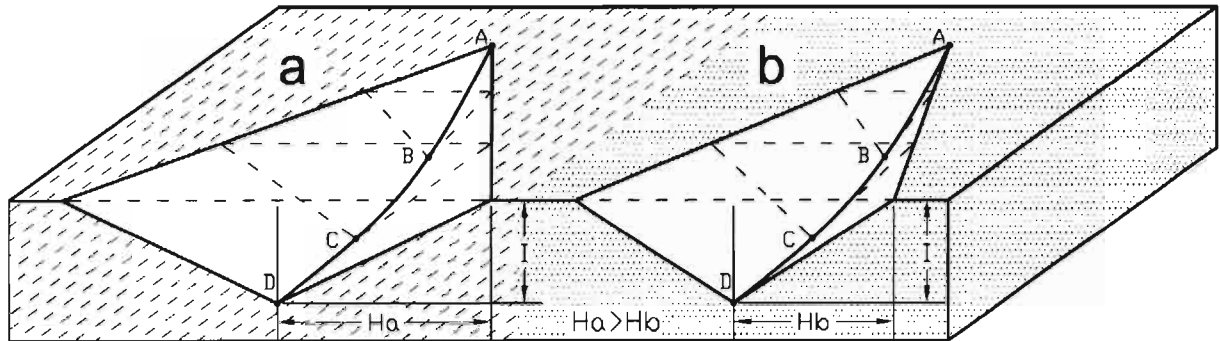


Figure 3.5. a) Représentation en 3D d'un bloc avec une lithologie tendre où la demi-largeur (H_a) est plus grande que (H_b) où la demi-largeur est plus petite à cause d'une lithologie plus dure, ce qui influence directement les valeurs de α . (le soulèvement du bloc est uniforme).

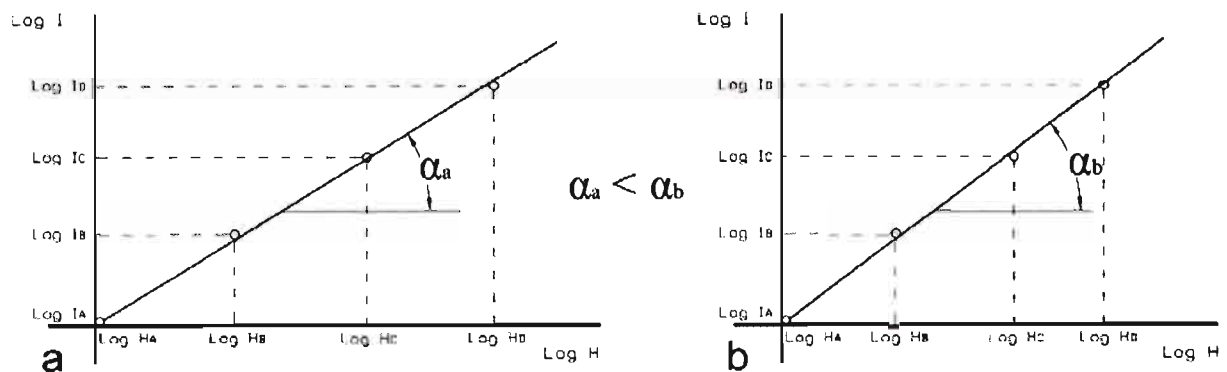


Figure 3.6. a) et b) Représentation des différents valeurs d'incision et demi-largeur pour chaque partie du bloc théorique de la figure 3.5 en échelle logarithmique. On peut voir que les valeurs de α_a pour des roches tendres sont inférieures aux valeurs de α_b dans les mêmes conditions de soulèvement. Donc α_a et α_b correspondent à α_i pour chaque lithologie quand la rivière est proche de l'équilibre.

et choisissant un intervalle de rivière qui traverse la même lithologie et qui est soumis aux mêmes conditions de soulèvement.

Pour trouver l'intervalle approprié, il est d'abord nécessaire de déterminer sur la carte géologique la localisation de chaque lithologie et d'extraire les profils de quelques rivières à partir du MNT. Ensuite on doit comparer le profil de chaque rivière avec son profil d'équilibre comme illustré sur la Fig. 3.7.a et 3.7.b, et choisir visuellement les zones les plus proches de l'équilibre, préférentiellement celles qui soient près de l'amont où il existe une bonne corrélation d'après Carter et Chorley (1961, in Bonnet et al., 1998). Choisir un état d'équilibre parfait est difficile, mais on peut s'en approcher en considérant la moyenne entre différentes valeurs de α et obtenir ainsi une valeur la plus proche de α_L pour une lithologie donnée.

Nous avons représenté (Fig. 3.7.c et 3.7.d) les valeurs de α_L obtenues à partir de segments de rivières proches de l'équilibre. La valeur de α_L pour la formation Oligocène Playa Rica est clairement plus grande que celle de la formation Miocène Viche. Les deux formations sont constituées d'argilites intercalées de niveaux isolés de grès fins, mais présentent une différence très importante de compaction et de cimentation. Cela signifie qu'à partir du coefficient α_L il est possible de discriminer des différences de compaction entre unités lithologiques et à plus forte raison des différences de dureté entre des roches.

Une fois que l'on a obtenu les coefficients α_L pour les unités lithologiques les plus représentatives il faut déterminer les valeurs de α localement dans toutes les zones où se trouve chacune des lithologies et ensuite on doit diviser α / α_L afin de normaliser chaque valeur de α en fonction de la lithologie:

$$\alpha_{NL} = \alpha / \alpha_L \quad (\text{Eq. 06})$$

Où α_{NL} = coefficient normalisé avec la lithologie en chaque point de mesure. Cela veut dire qu'une roche dure qui a une grande valeur de α_L aura une valeur de α_{NL} inférieur qu'une roche moins dure qui présente une valeur de similaire de α local mais une petite valeur de α_L , c'est-à-dire que l'incision est plus forte. Une fois que l'on aura déterminé toutes les valeurs de α_{NL} on pourra comparer alors toutes les zones comme si elles faisaient partie d'un seul ensemble homogène et ainsi analyser uniquement les différences relatives d'incision contrôlées par l'activité tectonique.

c) Point n° 3: Correction de l'altitude.

Si l'on représente les valeurs de α_{NL} sur une carte, on observe les plus grandes valeurs d'incision relative au niveau des zones montagneuses où sont localisées les plus grandes pentes. Cela s'explique par le fait que la quantité de soulèvement est cumulative; par conséquent les rivières localisées dans les zones les plus hautes seront en train de creuser progressivement leur lit pour atteindre le niveau de base (niveau de la mer). Au contraire, dans les reliefs soulevés qui se trouvent près de la mer, les rivières atteignent rapidement leur niveau de base et commencent à éroder les interfluvies. Il est possible de corriger cette différence à partir de l'utilisation de la courbe à l'équilibre (Eq. 07), afin d'éliminer

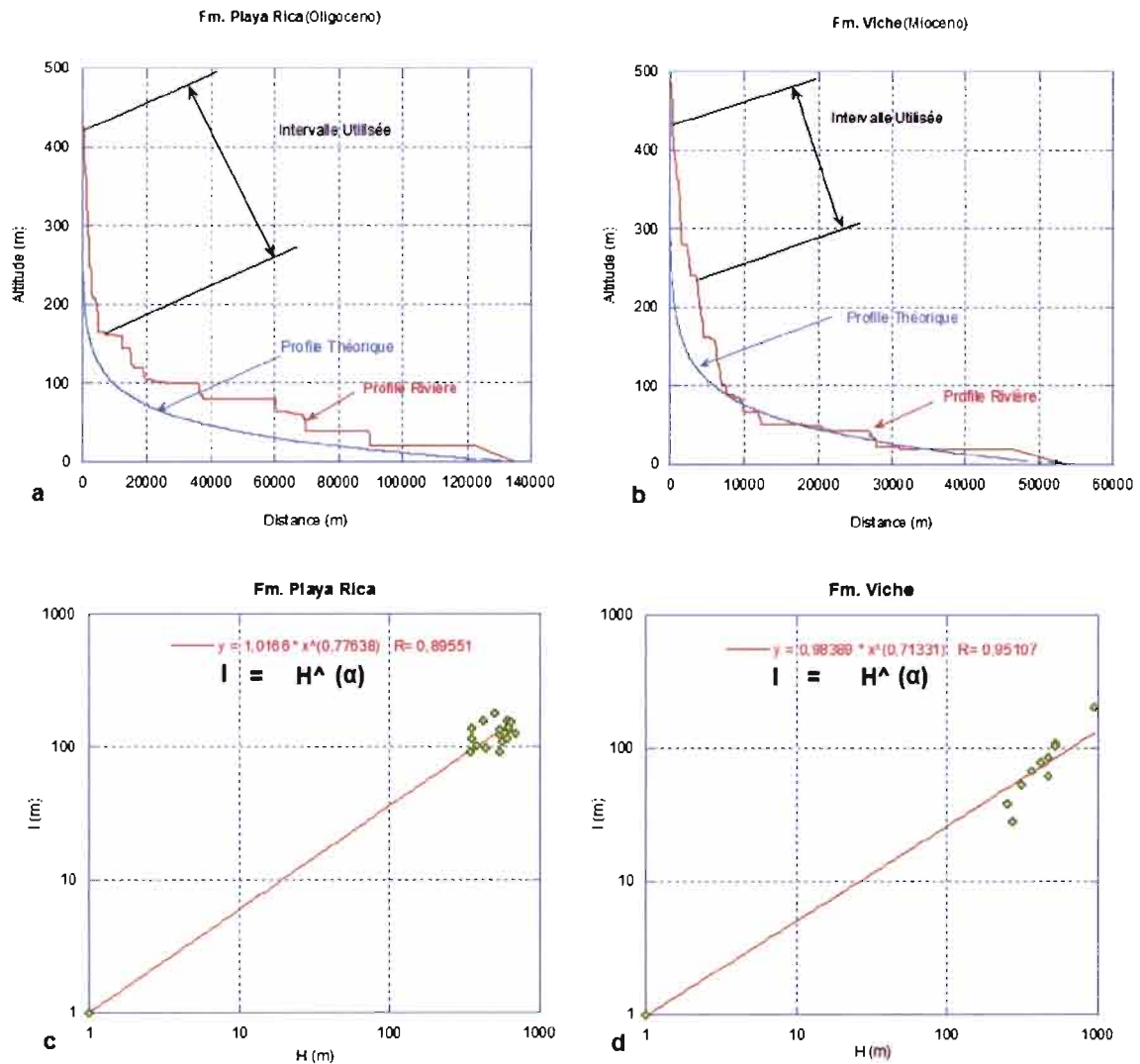


Figure 3.7. a) et b) sont des profils de rivières qui ont été sélectionnés dans les formations Playa Rica (lithologie résistance) et Viche (lithologie tendre) respectivement (voir Benítez, 1995) dans lesquelles on a considéré le segment du profil près de l'équilibre théorique ; ensuite à partir du MNT on a mesuré les points de I et H, qui ont été « plottés » en échelle logarithmique sur les figures c) et d) respectivement. On note que les valeurs de α obtenues pour les formations Playa Rica et Viche sont différentes et en relation avec chaque lithologie.

l'influence de l'altitude et de pouvoir comparer entre les zones les plus hautes qui ont eu un soulèvement récent avec les zones de moindre altitude.

$$\alpha_{NA} = \alpha_m + (((\alpha_M - \alpha_m) / (\log A_M - \log A_m)) * (\log A - \log A_m)) \quad (\text{Eq. 07})$$

Où α_{NA} = est le coefficient normalisé par rapport à l'altitude, α_M et α_m correspond aux valeurs maximum et minimum de toutes les valeurs de α_{NL} respectivement. A_M et A_m sont les altitudes maximales et minimales (où $A_m \geq 1$) des fonds des vallées de la région et A correspond à l'altitude du fond de la vallée pour chaque valeur par rapport au niveau de la mer. Ensuite, il faut soustraire les valeurs de α_{NL} des valeurs de α_{NA} obtenus à travers de l'équation 04 comme on peut le voir dans l'équation 08:

$$\alpha_{IR} = \alpha_{NL} - \alpha_{NA} \quad (\text{Eq. 08})$$

Où α_{IR} = est le coefficient d'incision relative qui représente l'état d'incision actuelle pour chaque relief que l'on peut représenter en carte. Cependant, il faut souligner que les valeurs obtenues de α_{IR} seront positives ou négatives, c'est-à-dire qu'il y aura des zones avec des valeurs positives, les plus grandes valeurs correspondant à des taux d'incision très forts et plus récents que les valeurs négatives ces dernières pouvant être associées à l'érosion en excès ou à l'absence de perturbations tectoniques récentes.

4. RESULTATS

4.1. ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE

L'étude morpho-structurale a été réalisée à partir de l'analyse combinée du MNT (à 30 mètres), de la carte dérivée des pentes et de l'extraction du réseau hydrographique. La carte obtenue des linéaments est cohérente avec les grands systèmes de failles de la carte néotectonique d'Equateur (Fig. 4.4) et de la carte géologique d'Equateur (Fig. 4.5). Nous avons en particulier bien identifié dans la morphologie le système de failles de Jama et le système de failles Jipijapa (Fig. 4.1 et 4.2). Dans le détail, l'analyse morphologique n'a cependant pas permis de reconnaître certaines des failles de la carte néotectonique (par exemple la faille de Quinindé, Fig. 4.4).

Le long de la Cordillère Chongón-Colonche deux secteurs, avec des directions de failles WNW-ESE (secteur Sud) et NNW-SSE (secteur Nord) respectivement, peuvent être reconnus (A et B, Fig. 4.1). Ces deux secteurs sont séparés par une faille de direction NE-SW (à l'Ouest du village Pedro Carbo), faille qui est aussi reportée par Alvarado (1998).

Entre Puerto López et Bahía de Caráquez (C, Fig. 4.1) s'étend un système de failles de direction NNE-SSW dont la faille de Jipijapa (carte néotectonique, Fig. 4.4), bien marquée dans la morphologie, est l'un des traits majeurs. Vers le Sud ce système est limité par un groupe de failles NE-SW (B et C,

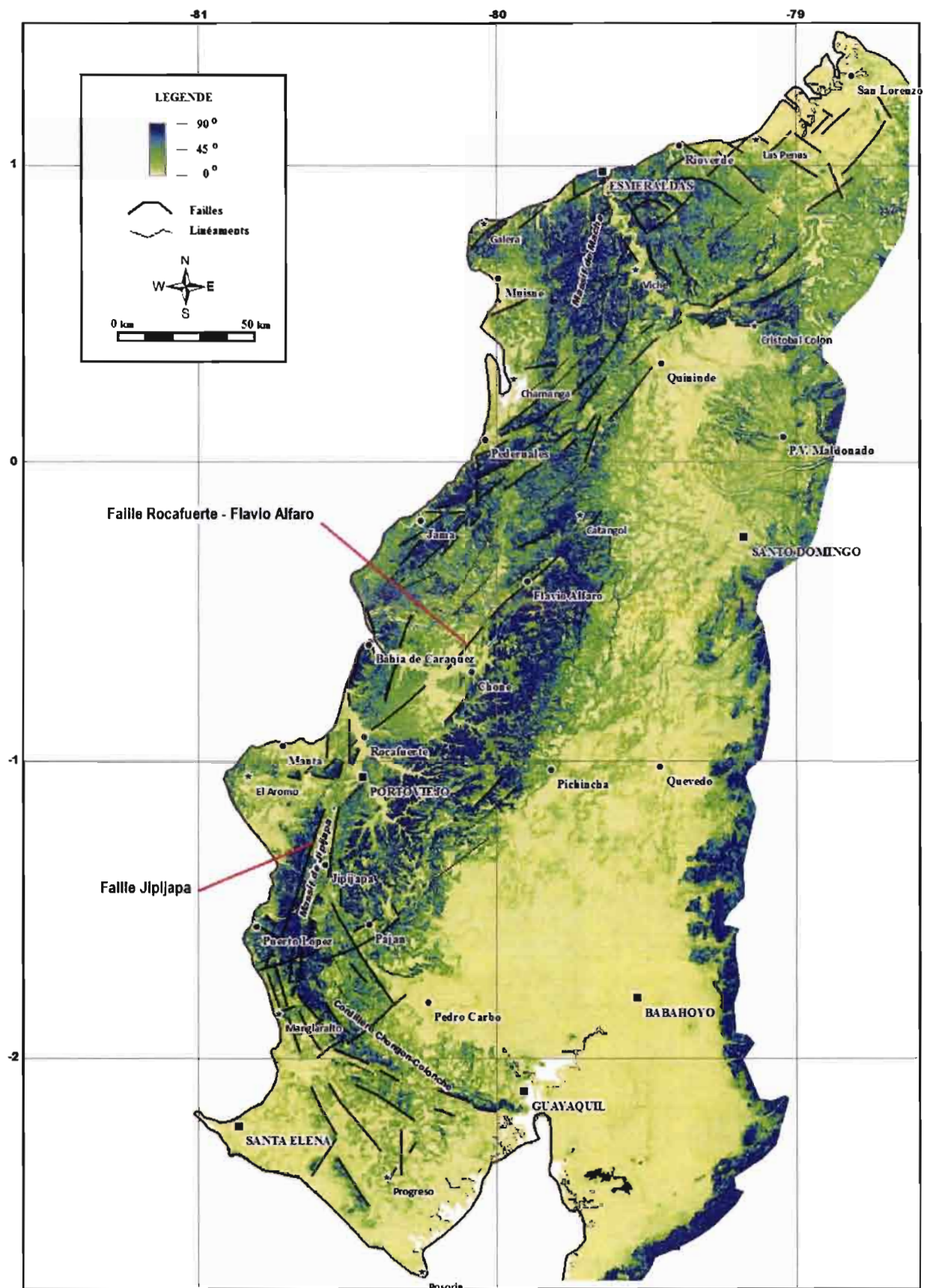


Figure 4.2. Carte des pentes dérivées du MNT. Cette carte nous permet d'identifier les zones de fortes pentes afin de discriminer les principaux et les plus clairs linéaments et failles dans la topographie.

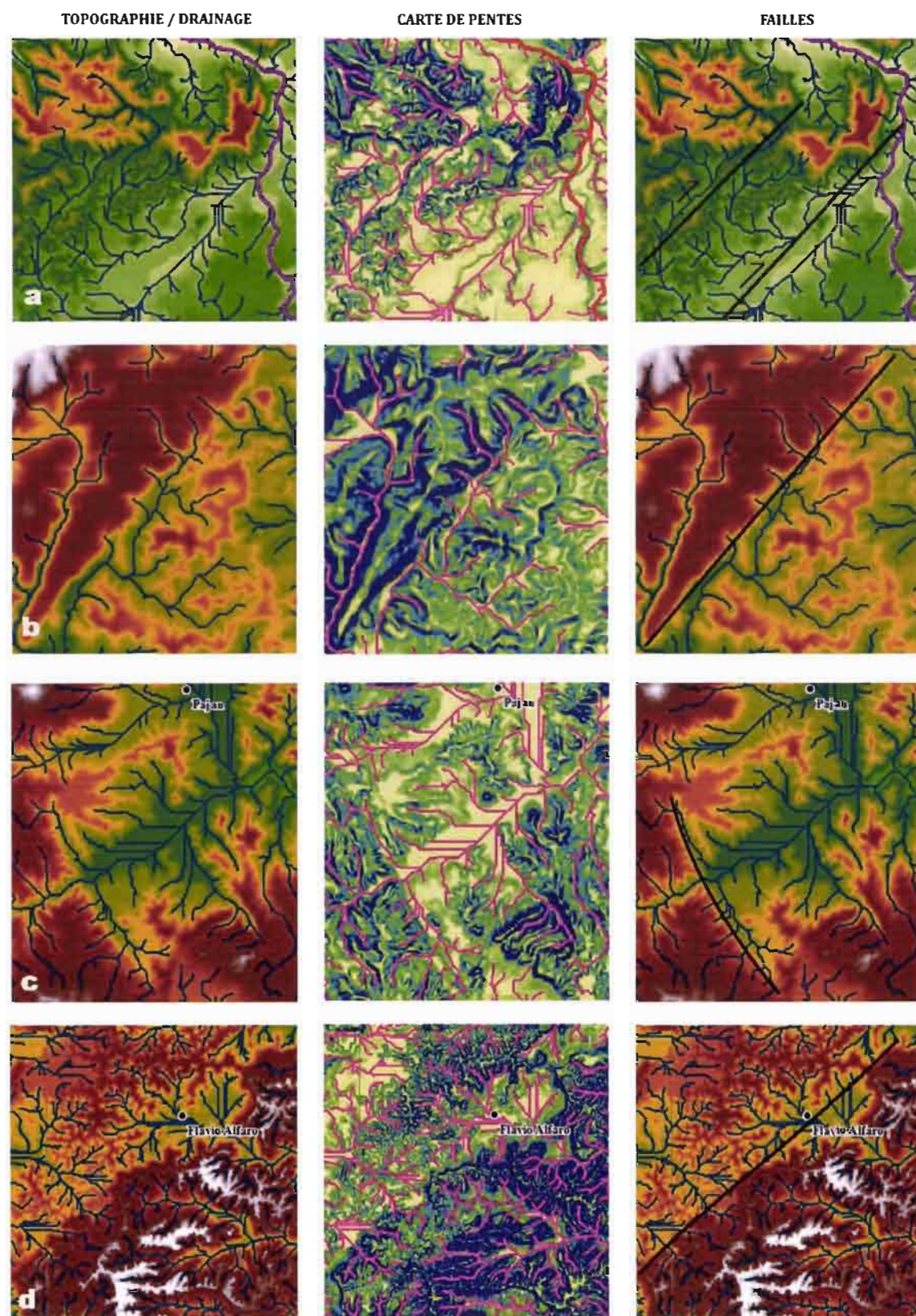


Figure 4.3. Exemples de failles analysées à partir de l'utilisation combinée de la topographie, du réseau hydrographique et de la carte des pentes. (a) segments de failles du système Jama ; les cours des rios suggèrent une composante décrochante. C'est dans ce secteur, au nord du Quinindé, que le cours du Río Esmeraldas (line épaisse) est brusquement dévié vers l'Ouest juste à la confluence des tributaires, (b) autre segment de faille du système Jama à l'ouest de Quinindé associée à un fort dénivelé topographique, (c) segment de la faille de Cascol reportée par Benítez (1995) et (d) segment de la faille Rocafuerte — Flavio Alfaro reportée dans ce travail.

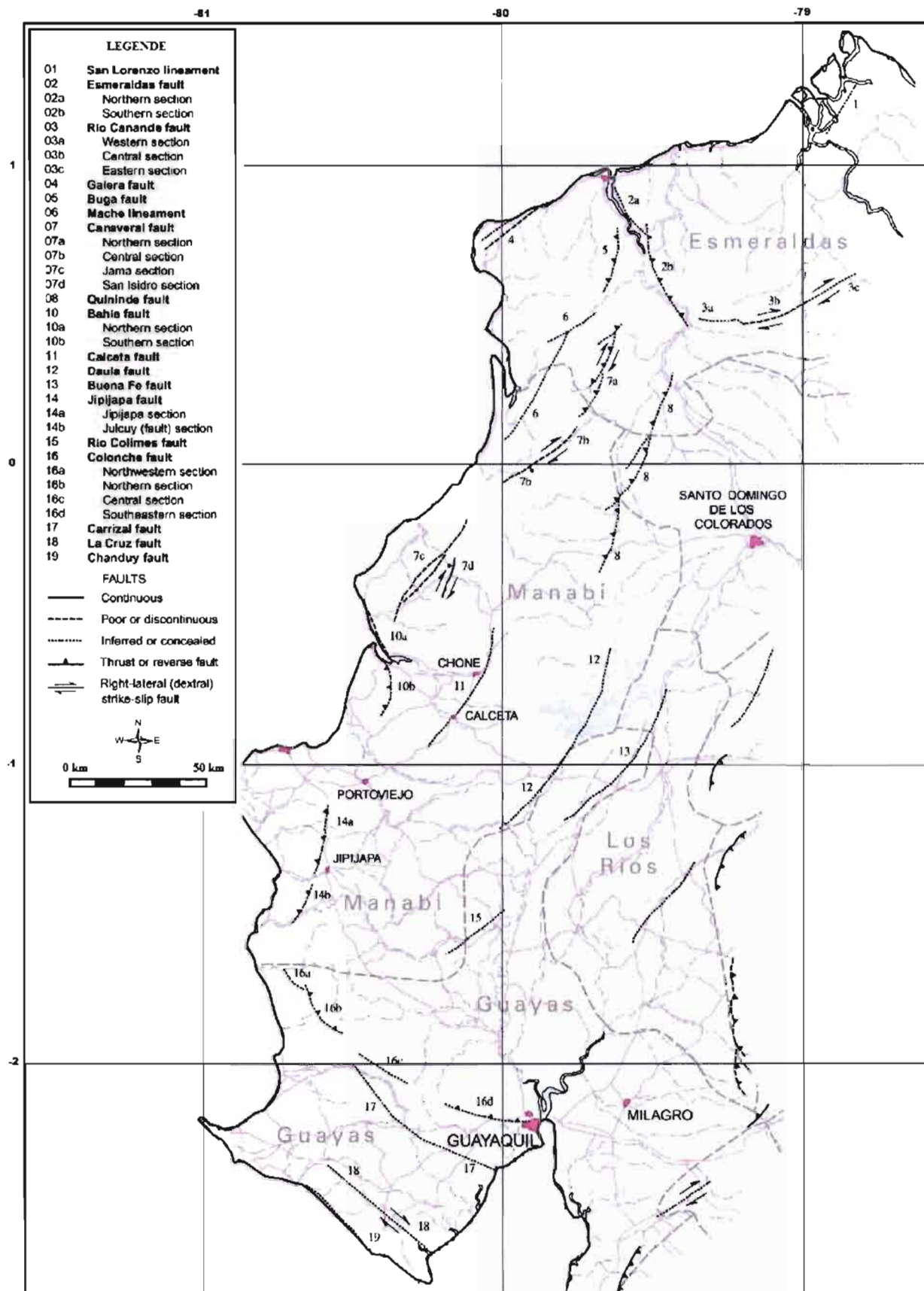


Figure 4.4. Carte Néotectonique de l'Equateur (USGS, 2003) région Côte.

Fig. 4.1) qui s'entrecroisent partiellement avec les failles NNW-SSE de la cordillère Chongón-Colonche. Les deux systèmes sembleraient avoir fonctionné en même temps.

Dans le secteur de Jama (D, Fig. 4.1) l'analyse montre des failles de direction NE-SW qui peuvent être suivies à l'Est du Río Esmeraldas (D, Fig. 4.1; Fig. 4.3.a). Au Nord du village de Cristóbal Colón, une faille parallèle à la faille de Canandé (faille 3, Fig. 4.4) n'avait pas été reportée antérieurement. Vers le Sud il est possible de distinguer et de suivre une grande faille depuis le lieu-dit Catangol jusqu'à la péninsule de Manta. Cette faille n'a pas été reportée antérieurement bien que certains segments isolés figurent sur la carte géologique d'Equateur (Fig. 4.5) et dans les travaux de Reynaud et al., (1999) et Alvarado (1998) pour sa partie méridionale. Nous l'appellerons dans la suite de ce rapport faille Rocafuerte – Flavio Alfaro (Fig. 4.3.d). Notre analyse montre que le système de Jama semble plus développé que dans les précédentes descriptions et qu'il s'étend de la Péninsule de Manta jusqu'au Nord du cône de Santo Domingo.

Dans le Nord de la cordillère côtière, entre les villages Ríoverde et Las Peñas (E, Fig. 4.1), on distingue un ensemble de failles NE-SW et un ensemble de failles NNW-SSE. Ce dernier groupe de failles limite les failles de direction NE-SW. Un segment de faille au Sud du village de Muisne est situé dans le prolongement d'un segment à l'Est du village Las Peñas; mais cet alignement ne recoupe pas le massif de Mache.

4.2. SURFACE BASALE DE LA FORMATION BORBÓN

Les résultats de l'interpolation de la surface basale de la Formation Borbón (Fig. 4.6) permettent de distinguer quatre secteurs, trois le long de la côte et une plus étendue sur le flanc Est de la cordillère. Il ressort que la surface basale de la Formation Borbón est plus basse le long de la côte (inférieure à 100 m) que sur le flanc Est de la cordillère côtière (autour de 150 m).

Sur le flanc Est de la cordillère côtière, la surface est sub-horizontale avec des altitudes qui sont comprises entre 130 et 170 m (Fig. 4.6). Au Sud et au Nord la surface se redresse: vers le Sud, dans les environs du village de Jipijapa la surface atteint une altitude de 550 m sur une distance inférieure à 10 km, tandis que vers le Nord près du village de Flavio Alfaro la surface change brusquement d'altitude pour atteindre 300 m sur une distance de moins de 7 km. Ces brusques changements d'altitude, qui affectent les bords de la surface, indiquent que cette dernière a été soumise à une déformation postérieure au soulèvement de la surface. Au Sud, cela pourrait s'expliquer par un soulèvement rapide de la Cordillère Chongón-Colonche. Au Nord, cette déformation est cohérente avec la présence de la faille Rocafuerte – Flavio Alfaro que nous avons reconnu à partir de l'analyse morpho-structurale.

Le long de la côte, entre le massif de Mache et le village de Galera (Fig. 4.6) la surface révèle des altitudes comprises entre 80 et 140 m. Ces altitudes sont supérieures à 200 m à l'Est de Galera et à 300 m au Nord du massif de Mache. Ces brusques variations d'altitudes pourraient s'expliquer par l'activité tectonique locale des failles reportées sur la carte géologique de l'Equateur (Fig. 4.5); mais les

données structurales des formations sédimentaires du Miocène, situées sous la formation Borbón suggèrent que la déformation pourrait être associée au développement d'un antiforme de direction NE-SW à l'aplomb du massif de Mache-Ríoverde [antiforme signalé par Evans et Whittaker (1982) et par Aalto and Miller (1999) et sur la carte géologique Galera 100000^{ème}].

4.3. PROFILS D'EQUILIBRE DES RIVIERES

4.3.1. PRESENTATION DE RESULTATS

Nous avons utilisé 109 rivières réparties de façon homogène sur l'ensemble de la cordillère côtière (Fig. 4.7). Dans un premier temps nous avons extrait pour chacune de ces rivières leur profil à partir du MNT. Dans un deuxième temps nous avons calculé les déviations verticales et horizontales de l'état d'équilibre pour chacune des 109 rivières. Dans un troisième temps nous avons interpolé les résultats avec une maille de 150 m. 8 cartes ont ainsi été obtenues.

Les déviations verticale et horizontale sont représentées sur les Figures 4.8 et 4.10. Logiquement les rivières les plus longues (basins versants d'Esmeraldas et Guayas) ont les plus grandes valeurs de déviation tant verticale qu'horizontale tandis que le long des rivières les plus courtes, les valeurs de déviation sont plus petites. Autrement dit les valeurs de déviations sont proportionnelles à l'altitude et à la longueur des rivières. C'est pourquoi dans la nouvelle étape, nous avons normalisé, d'une part en divisant la déviation verticale par l'altitude totale (Fig. 4.9) et d'autre part en divisant la déviation horizontale par la longueur totale (Fig. 4.11).

Nous avons ensuite déterminé pour chaque rivière les vecteurs de déviation totale. Comme la composante longueur est plus grande que la composante altitude les résultats obtenus (Fig. 4.12) sont comparables aux valeurs de déviation horizontale (Fig. 4.10). Nous avons donc utilisé les valeurs normalisées de la déviation verticale et horizontale pour calculer le -vecteur- total normalisé. Ces résultats (Fig. 4.13) permettront de montrer les zones qui ont les valeurs de plus fort déséquilibre de la cordillère côtière (valeurs positives dans les cas de soulèvement et négatives dans les cas d'érosion).

Finalement nous avons déterminé le SL index (Fig. 4.14) afin de pouvoir déterminer les zones les plus affectées par le soulèvement. De la même manière nous avons normalisé les valeurs du SL index en divisant par la constante d'équilibre -k- (Eq. 03). Les résultats obtenus (Fig. 4.15) montrent peu de différences avec ceux de la Fig. 4.14, le paramètre -k- présentant en général peu de variation entre les différentes rivières.

4.3.2. ANALYSES DE RESULTATS

Déviation verticale

Les résultats de la déviation verticale (Fig. 4.8) montrent que les plus grandes valeurs positives de déséquilibre sont localisées dans le secteur du cône de Santo Domingo, le massif de Jipijapa et le

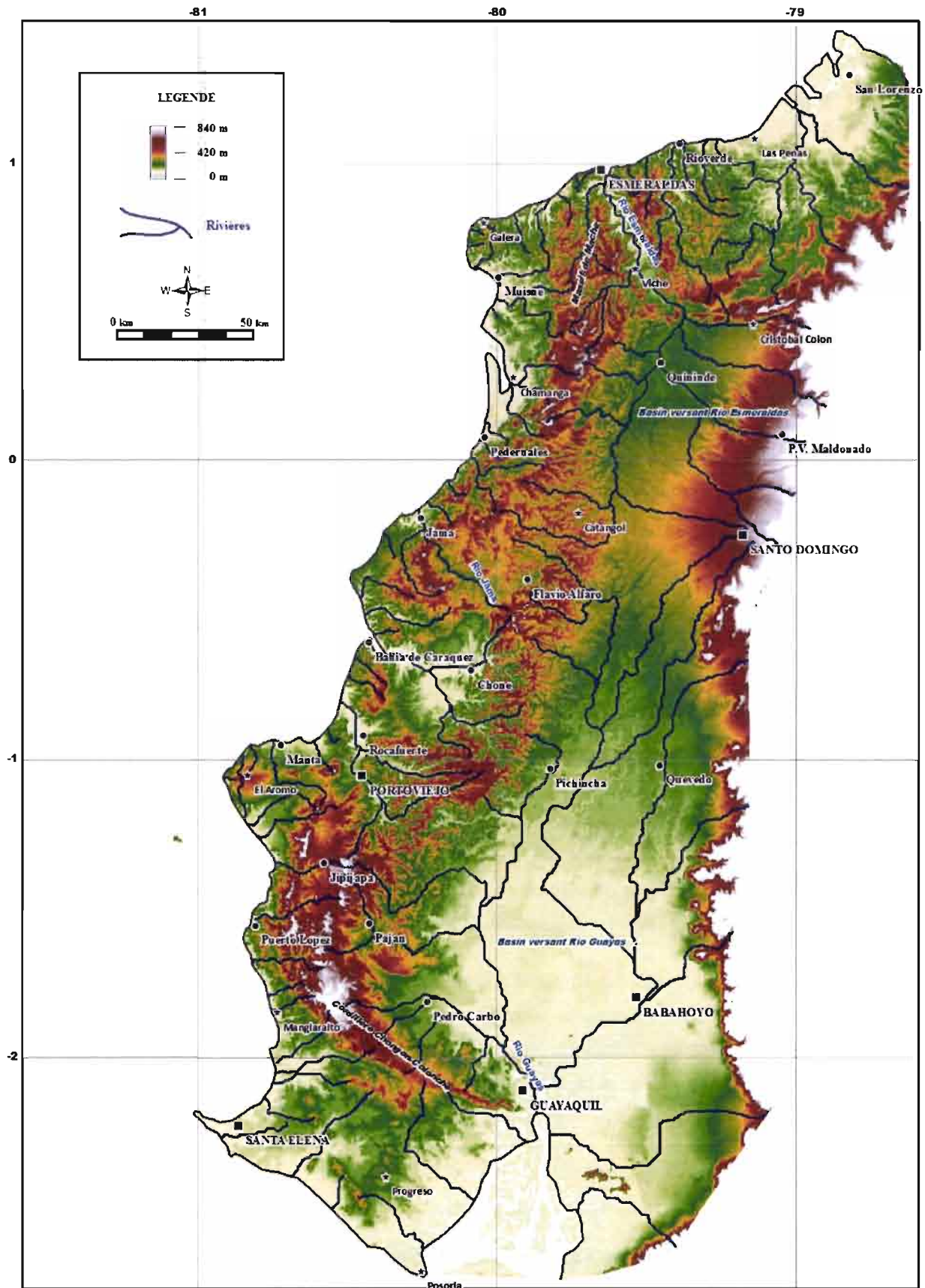


Figure 4.7. Carte montrant la localisation des rivières (109) dont les profils ont été utilisées lors de cette étude. Notons les bassins versant de Río Guayas au Sud et du Río Esmeraldas au Nord ; et le cône de Santo Domingo à l'Est.

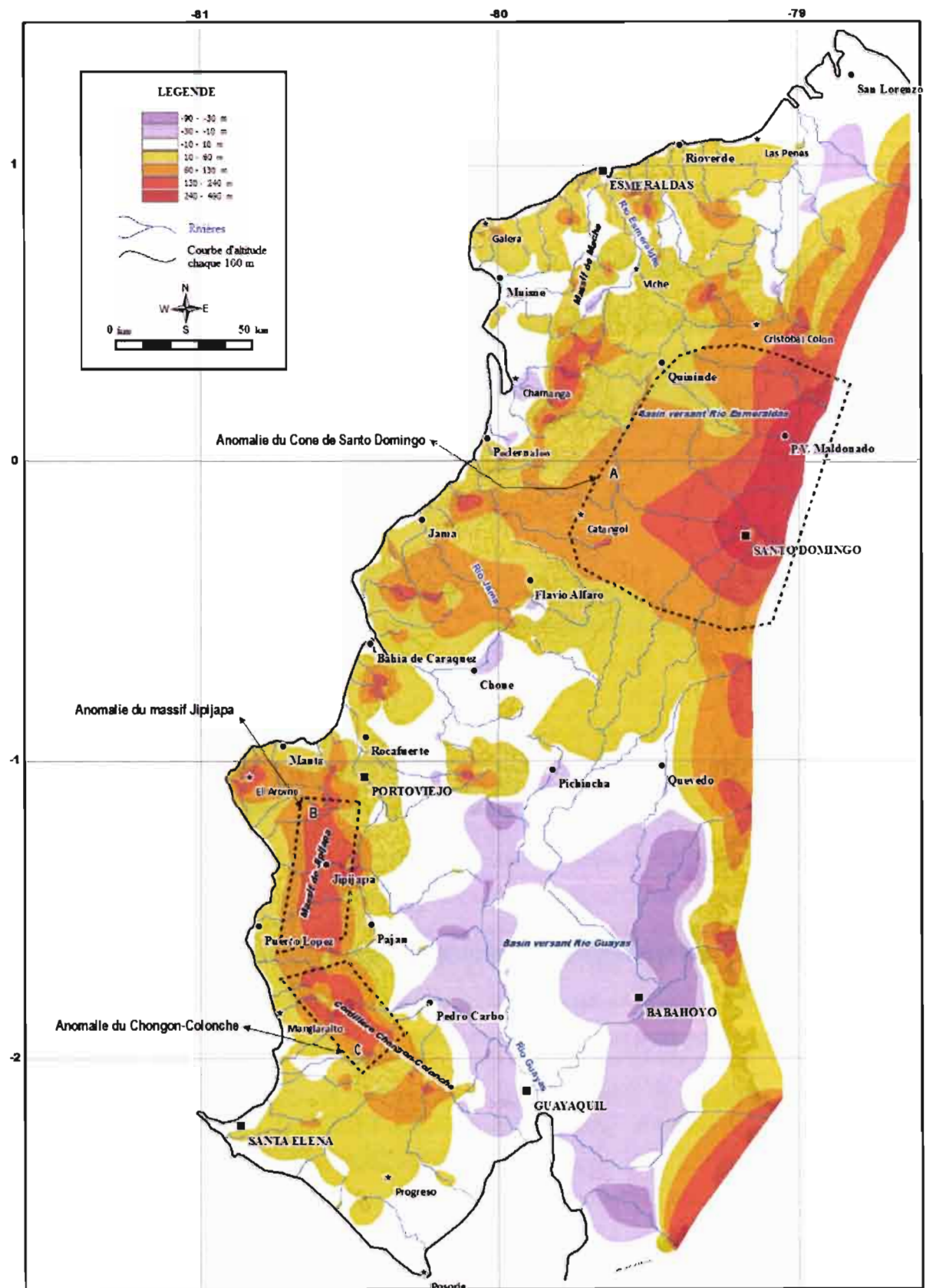


Figure 4.8. Carte de la déviation verticale. Les valeurs s'étalent entre -90 m pour le bassin versant du Río Guayas et +490 m pour le cône de Santo Domingo. Les valeurs négatives indiquent les zones où les rivières ont creusé sous le profil d'équilibre théorique (Hack, 1973), tandis que les valeurs positives indiquent que le développement des reliefs (par soulèvement ou par accumulation) est plus rapide que le creusement de la rivière. Cela est contrôlé par la facilité ou la difficulté pendant le recul des knickzones.

Nord de la cordillère Chongón-Colonche. D'autres valeurs positives significatives sont situées à l'Est du village de Chamanga, la péninsule de Manta et les environs de Jama. Les valeurs négatives de déviation verticale (zones de soulèvement faible et de forte érosion), sont localisées le long du bassin versant du Guayas, le long du bassin versant de Cayapas près de San Lorenzo au Nord, le long du bassin versant du rio Chone et près de la côte dans les environs du village de Chamanga.

La plus forte anomalie (> 250 m ; A, Fig. 4.8) est située à l'aplomb du cône de Santo Domingo. L'origine de cette forte anomalie n'est liée à un soulèvement local mais à l'accumulation des sédiments bloquée à l'Ouest par la cordillère côtière ce qui a entretenu le relief du cône. La quantité de sédiments est très importante dans ce secteur (Est de Catangol); le relief y atteint les 240 m d'altitude et correspond à la ligne de partage des eaux entre le bassin versant d'Esmeraldas et de Guayas. Ceci explique le « débordement » de l'anomalie (Fig. 4.8 village Catangol) sur les reliefs de la cordillère côtière constitués par des roches du Miocène (Fig. 4.5). Vers Quinindé, les profils de rivières montrent que les knickzones sont en train de reculer de façon progressive vers l'amont dans les sédiments peu consolidés du cône (Fig. 4.5).

Une autre forte anomalie est localisée au niveau du massif de Jipijapa (B, Fig. 4.8). Il existe un fort contraste sur les flancs du massif de Jipijapa; à l'Ouest de la ligne de crêtes les valeurs sont élevées et à l'Est les valeurs sont faibles. Les rivières à l'Ouest montrent des perturbations fortes, leurs knickzones s'étant accumulées vers l'amont à cause des contrastes lithologiques générés par le soulèvement. Cela nous indique que le soulèvement du flanc Ouest du massif de Jipijapa (là où passe la faille de Jipijapa) est plus récent que celui du flanc Est où les rivières se trouvent plus près de l'équilibre.

Sur la carte de la déviation verticale normalisée (Fig. 4.9) les zones de fortes anomalies (cône de Santo Domingo et Cordillère Chongón-Colonche) sont conservées mais dans de moindre proportion. D'autres anomalies, dans la péninsule de Manta (A, Fig. 4.9), la zone de Bahía de Caráquez – Jama (G, Fig. 4.9), la zone à l'Est de Chamanga (C, Fig. 4.9), la zone de Galera (B, Fig. 4.9) et la zone de Ríoverde (F, Fig. 4.9.), ressortent mieux que sur la Figure 4.8. Elles correspondent à des reliefs peu étendus mais qui ont été soumis à un soulèvement récent.

Dans la péninsule de Manta (A, Fig. 4.9) l'anomalie se situe à l'aplomb de la plus grande élévation de la péninsule (El Aromo). Les rivières situées à l'Ouest de cette élévation développent un profil convexe typique des zones en soulèvement (Larue, 2008) correspondant à un recul très lent des knickzones peut être du aux contrastes lithologiques (entre roches de l'Eocène et roches du Pléistocène, Fig. 4.5).

Dans la zone de Galera (B, Fig. 4.9) l'anomalie serait liée au soulèvement associé à la faille Galera (Fig. 4.4) mais aussi aux contrastes lithologiques entre les roches de grain grossier de la formation Borbón et les roches sédimentaires de grain plus fin de la fin du Miocène (Fig. 4.5).

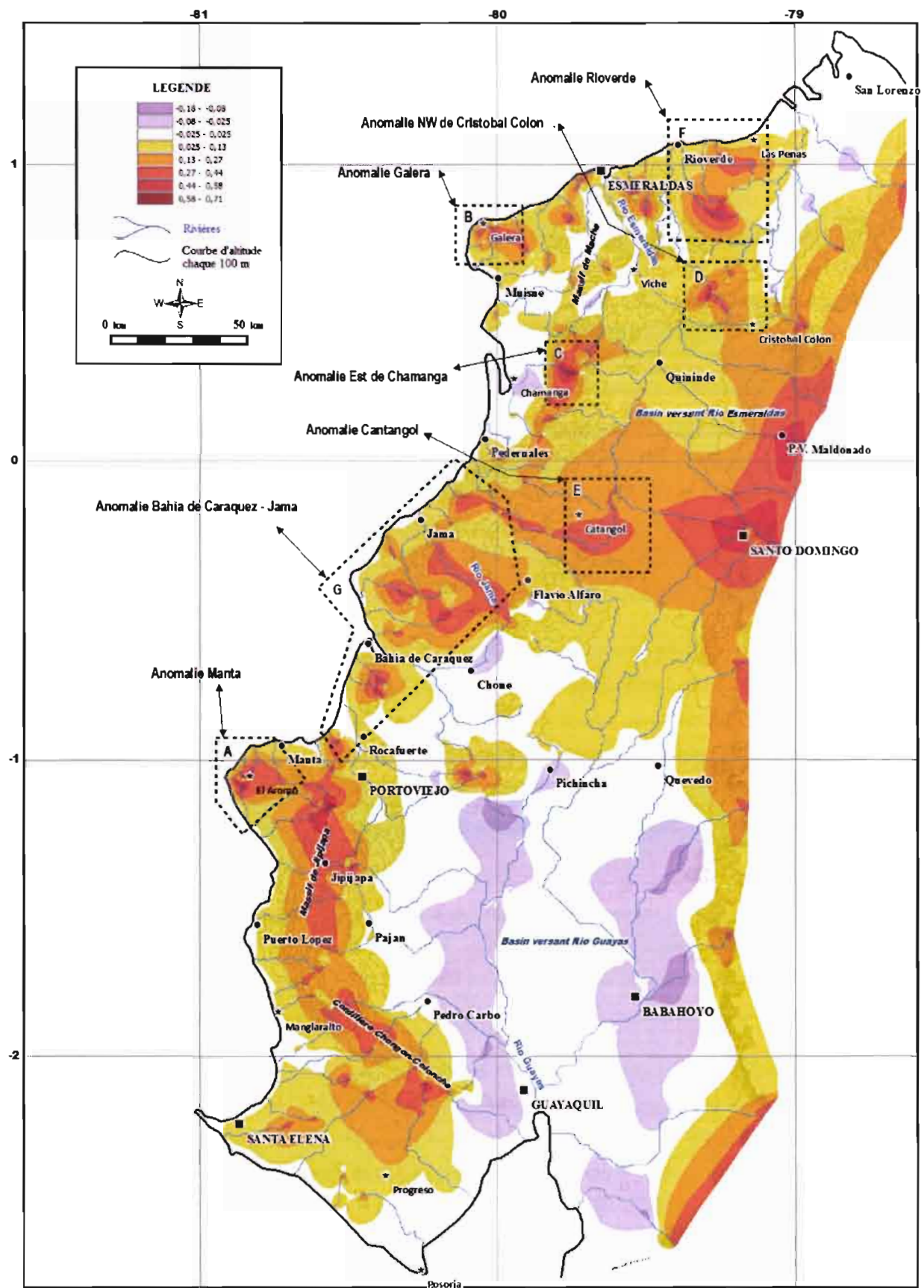


Figure 4.9. Carte de la déviation verticale normalisée. Les valeurs se situent entre -1 et 0 si la déviation est sous le profil d'équilibre théorique et entre 0 à 1 si la déviation est au dessus du profil d'équilibre théorique. Les zones proches de zéro indiquent un équilibre dynamique entre l'érosion et le soulèvement.

L'anomalie verticale située à l'Est de Chamanga (C, Fig. 4.9) serait liée à l'activité du système de failles de Jama de même que l'anomalie située au NW de Cristóbal Colón (D, Fig. 4.9).

Déviatiun horizontale

La carte de la déviatiun horizontale (Fig. 4.10) montre une vaste zone d'anomalie positive qui couvre le secteur du cône de Santo Domingo (A et B, Fig. 4.10) et qui s'étend depuis l'embouchure de la rivière Esmeraldas (C, Fig. 4.10). La forte anomalie de déviatiun horizontale (D, Fig. 4.10) de la partie Nord du bassin versant du Guayas s'explique par l'existence de la retenue d'eau Daule-Peripa.

Dans le secteur du cône de Santo Domingo, les valeurs les plus élevées (> 55 kms) permettent de définir deux sous-zones. La sous-zone A est localisée à la limite entre le cône de Santo Domingo et la cordillère côtière. Cette anomalie s'explique par le fait que les knickzones reculent du Nord vers le Sud dans le relief formé par l'accumulation des sédiments du cône bloquée par les reliefs de la cordillère côtière. La sous-zone B se développe au Nord du village Quinindé (B, Fig. 4.10) juste à la confluence de tous les tributaires du Río Esmeraldas. Le blocage des knickzones dans cette zone coïncide avec une zone de failles NE-SW (faille de Canandé, Fig. 4.4) dont l'activité expliquerait la forte anomalie horizontale positive, la confluence des tributaires et l'importante anomalie verticale (zone D, Fig. 4.9).

L'anomalie positive qui souligne le cours du Río Esmeraldas (C, Fig. 4.10) est associée à une knickzone (20 m de dénivellé) située à proximité de l'embouchure et qui s'est donc développée très récemment. Cette knickzone ne peut s'expliquer par une baisse du niveau de la mer car nous sommes actuellement dans une période du plus haut niveau marin de ces derniers 300 ka (Burbank et Anderson, 2001). La lithologie traversée par la rivière pouvant être considérée comme homogène (Fig. 4.5), cette anomalie positive traduit donc le soulèvement de la zone.

Sur la carte de la déviatiun horizontale normalisée (Fig. 4.11), les grandes zones de fortes anomalies (cône de Santo Domingo et cours du Río Esmeraldas) de la carte précédente sont conservées mais dans de moindre proportion. D'autres zones, le massif de Jipijapa (E, Fig. 4.11), la péninsule de Manta (D, Fig. 4.11), la zone de Jama – Bahía de Caráquez (C, Fig. 4.11) et le segment Nord de la côte d'Equateur entre Galera et Ríoverde (A et B, Fig. 4.11) ressortent mieux que sur la Figure 4.10.

L'anomalie positive qui est située sur le segment Nord de la côte de l'Equateur (A et B, Fig. 4.11) est associée à la présence d'une knickzone régionale de 20 m de dénivellé observée le long des profils de la plupart des rivières de la côte Nord en particulier le Río Esmeraldas (C, Fig. 4.10). A l'Ouest de l'embouchure du Río Esmeraldas (A, Fig. 4.11) le recul des knickzones est d'environ de 2 km, tandis qu'à l'Est (anomalie Ríoverde, B, Fig. 4.11) il est d'environ de 300 m. Les roches les plus résistances (Formation Borbón, Fig. 4.5) se trouvent à l'Ouest de l'embouchure ce qui implique que le recul devrait être plus faible qu'à l'Est. Ce n'est pas le cas, ce qui suggère que le soulèvement a débuté à l'Ouest et qu'il s'est propagé vers l'Est.

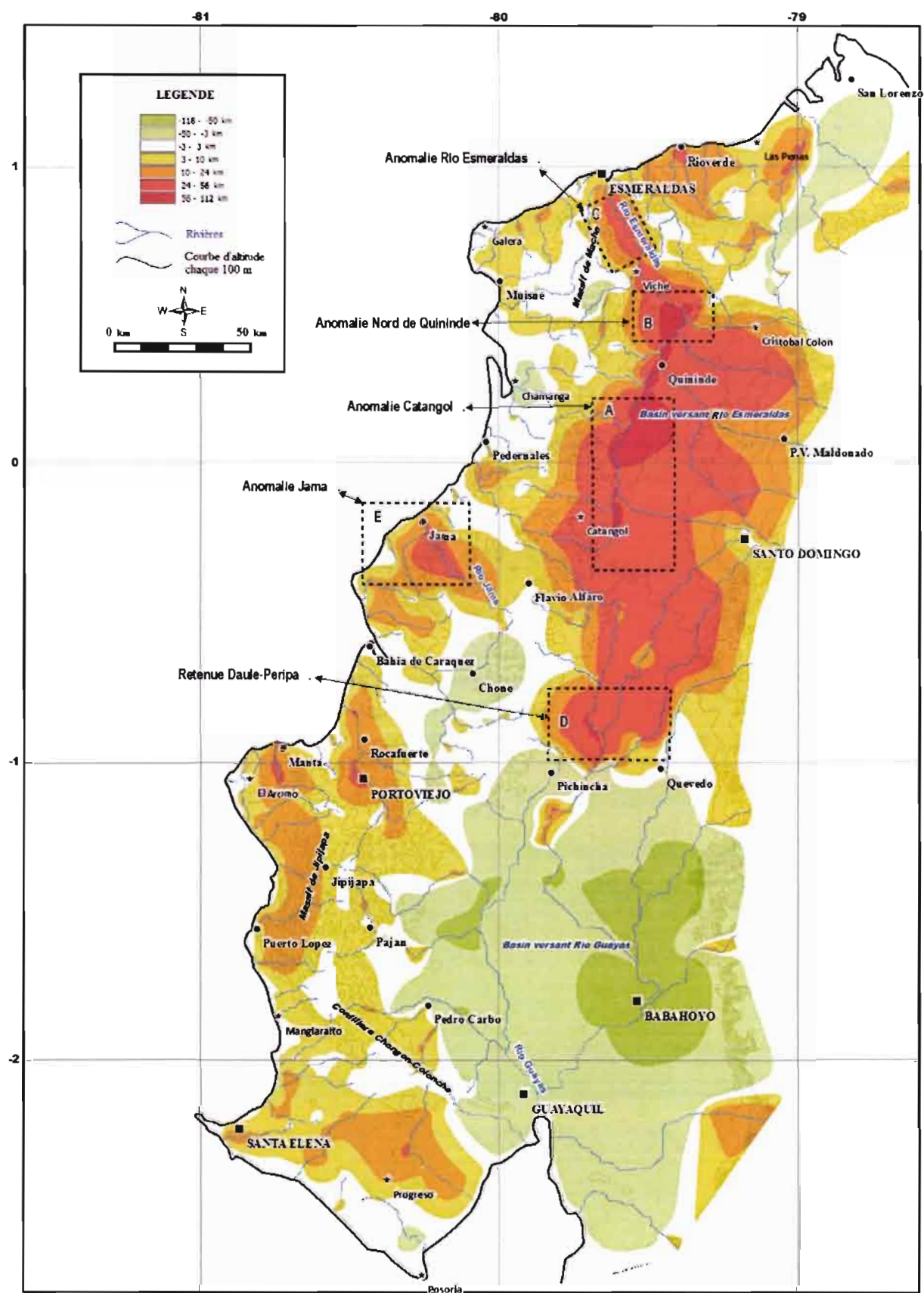


Figure 4.10. Carte de la déviation horizontale. Les valeurs sont dépendantes de la longueur de la rivière et par conséquent on rencontrera de forte anomalie dans les bassins versants les plus grands, comme le bassin versant de Rio Guayas (- 118 km) et le bassin versant du Rio Esmeraldas (+ 112 km). La mesure de la déviation horizontale est très sensible aux changements d'altitude le long des profils des rivières puisque au Nord du bassin versant du Rio Guayas se développe une importante anomalie à cause d'un retenue artificielle d'eau.

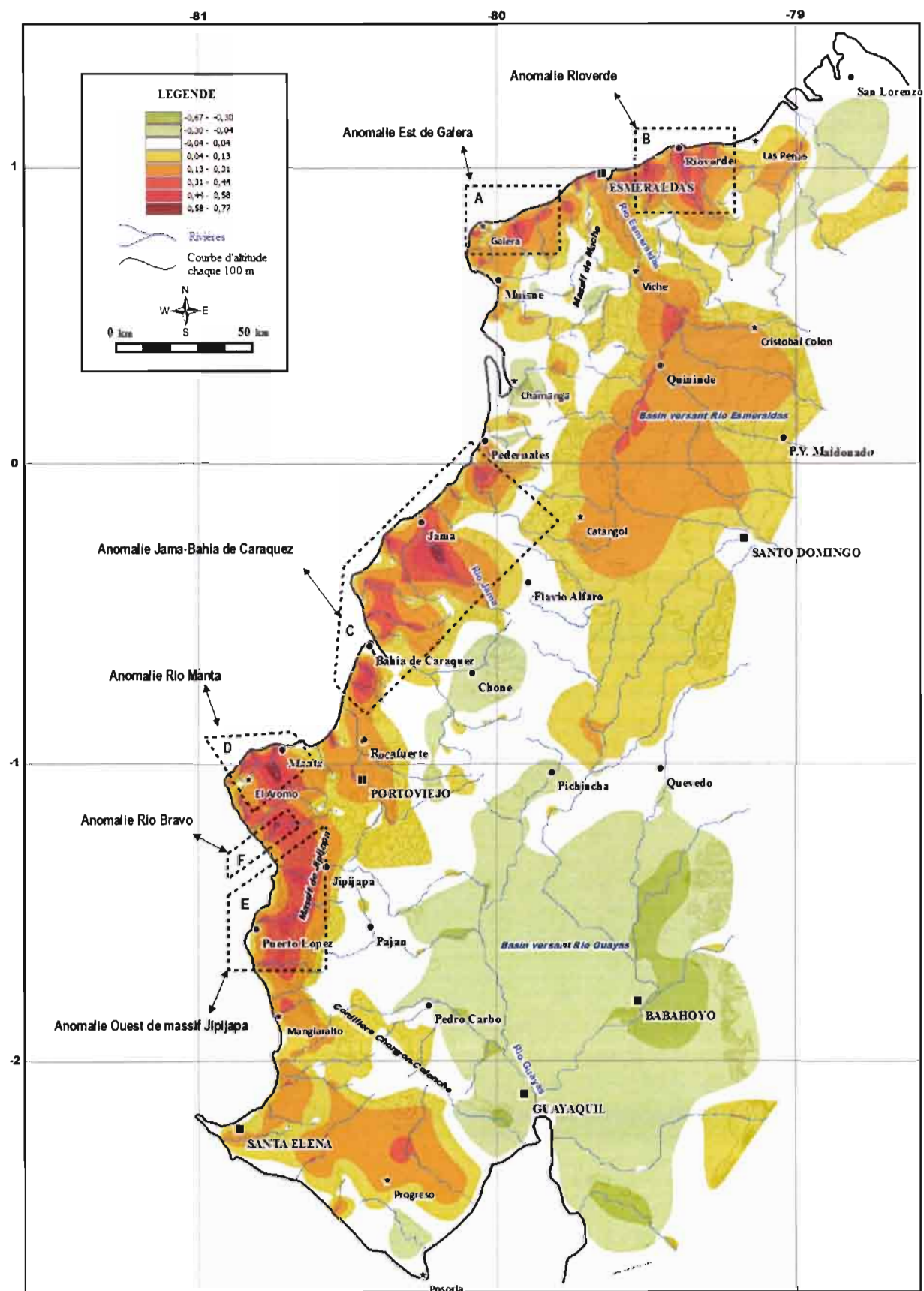


Figure 4.11. Carte de la déviation horizontale normalisée. Les valeurs positives les plus élevées se rencontrent le long de la côte où les fortes anomalies de déviation horizontale sont directement associées au développement de knickzones.

Dans la zone de Jama les anomalies positives définissent un alignement NE-SW depuis les environs de Bahía de Caráquez jusqu'au village de Pedernales (C, Fig. 4.11). L'anomalie la plus forte est déjà marquée sur la carte de déviation horizontale non normalisée (E, Fig. 4.10) et elle se localise le long du rio Jama (C, Fig. 4.11). Dans cette zone d'anomalie, le Río Jama traverse des lithologies crétacées (formations Piñón et Cayo, Fig. 4.5) dont l'exhumation est contrôlée par la faille de Jama (Fig. 4.4). Cette faille génère un changement important d'altitude avec une knickzone d'un dénivelé supérieur à 100 m le long du profil du Río Jama.

Sur la péninsule de Manta la plus forte anomalie horizontale est située juste sur le Río Manta (D, Fig. 4.11) immédiatement à l'Est de l'anomalie verticale observée dans le secteur de El Aromo (A, Fig. 4.9). Cette anomalie est associée à un changement brusque vers le Nord du cours du Río Manta ce qui provoque une altération du recul des knickzones sur ce segment du profil de la rivière. La même situation se reproduit au Sud de la péninsule le long du Río Bravo marquée par une forte anomalie (F, Fig. 4.11). La limite entre ces deux fortes anomalies permet de définir un alignement NE-SW qui est situé dans le prolongement de la faille Rocafuerte – Flavio Alfaro (Fig. 4.1 et 4.2).

Enfin, le long du massif de Jipijapa (E, Fig. 4.11) l'anomalie n'est pas directement localisée sur les zones les plus élevées du massif mais elle est située sur le flanc Ouest comme pour la déviation verticale (B et C, Fig. 4.8). Les profils de rivières du flanc Ouest du massif Jipijapa montrent une accumulation de knickzones près de l'aval tandis que près de l'amont (sur les secteurs plus élevés du flanc Ouest du massif Jipijapa) elles ont reculé plus rapidement malgré les contrastes lithologiques (formations Piñón et Cayo, Fig. 4.5). Cela veut dire qu'il existe une zone de soulèvement rapide de l'Ouest du massif de Jipijapa contrairement à la zone Nord de la Cordillère Chongón-Colonche où il n'y a pas de forte anomalie horizontale. Les deux zones sont séparées par la faille de Jipijapa (Fig. 4.1 et 4.2). Ceci indique bien qu'il y a une différence d'âge relative entre le système de failles qui contrôlent le soulèvement (plus récent) du massif de Jipijapa et le système de failles (plus ancienne) de la cordillère Chongón-Colonche.

Déviation totale

Afin d'analyser en même temps les déviations verticale et horizontale nous avons représenté les valeurs du -vecteur- déviation totale (Fig. 4.12). On note peu de changements par rapport à la Figure 4.10. C'est pourquoi nous avons représenté les valeurs du vecteur total à partir des valeurs normalisées (Fig. 4.13). Ceci nous permettra de discriminer des ensembles d'anomalies et de définir des zones contrôlées par le soulèvement ou par les contrastes lithologiques.

Dans les environs du Río Esmeraldas (A, Fig. 4.13), on retrouve un ensemble d'anomalies (déviation verticale et horizontale normalisée Fig. 4.9 et 4.11), mais très marquée entre Río Verde et Las Peñas. Les anomalies situées entre les villages de Bahía de Caráquez, Jama et NW de Cristóbal Colón se caractérisent par une direction NE-SW (B et D, Fig. 4.13), direction du système de failles de Jama (D,

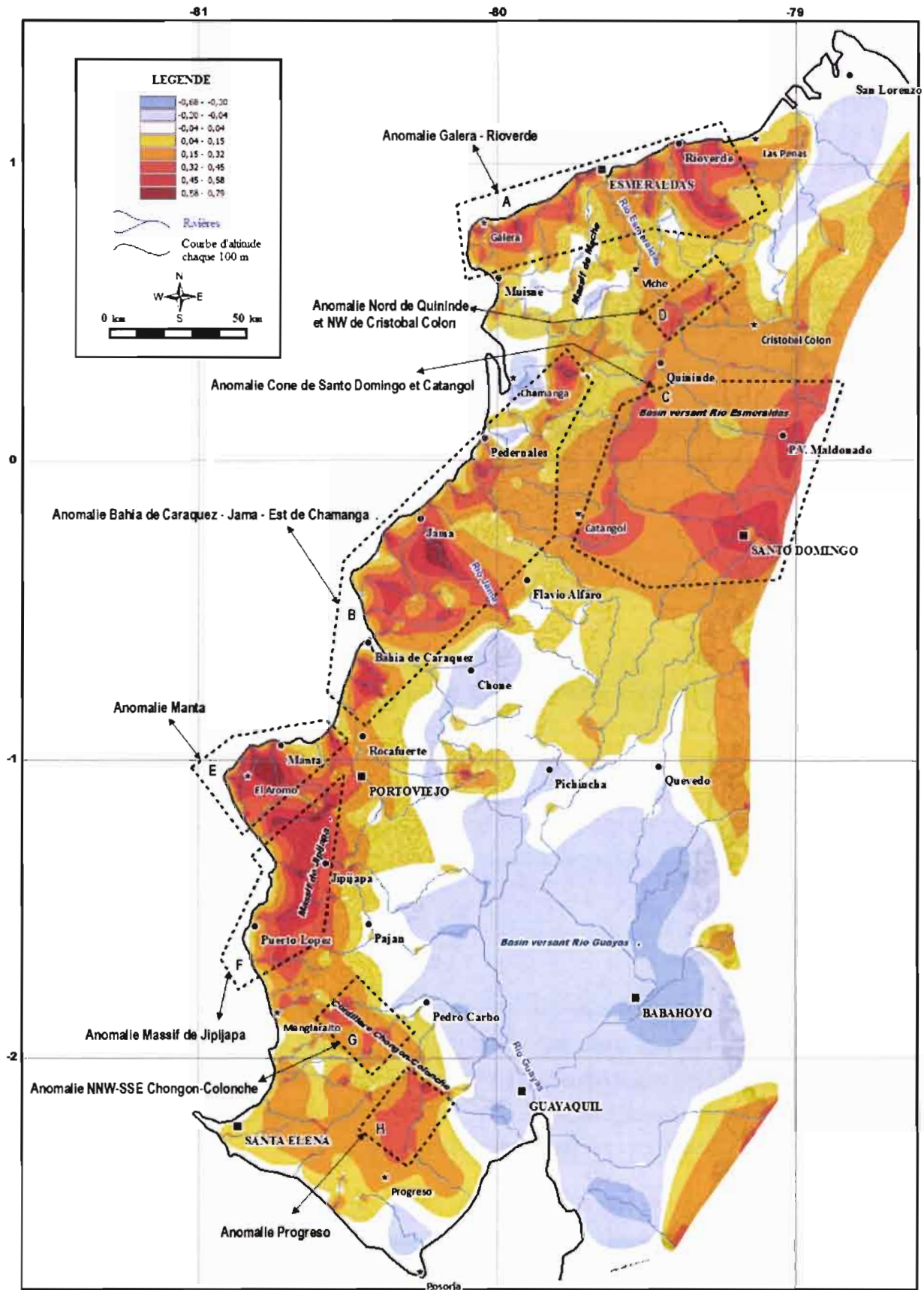


Figure 4.13. Carte de la déviation totale normalisée. Cette carte montre toutes les zones où les rivières se trouvent en déséquilibre dynamique associées au soulèvement ou érosion.

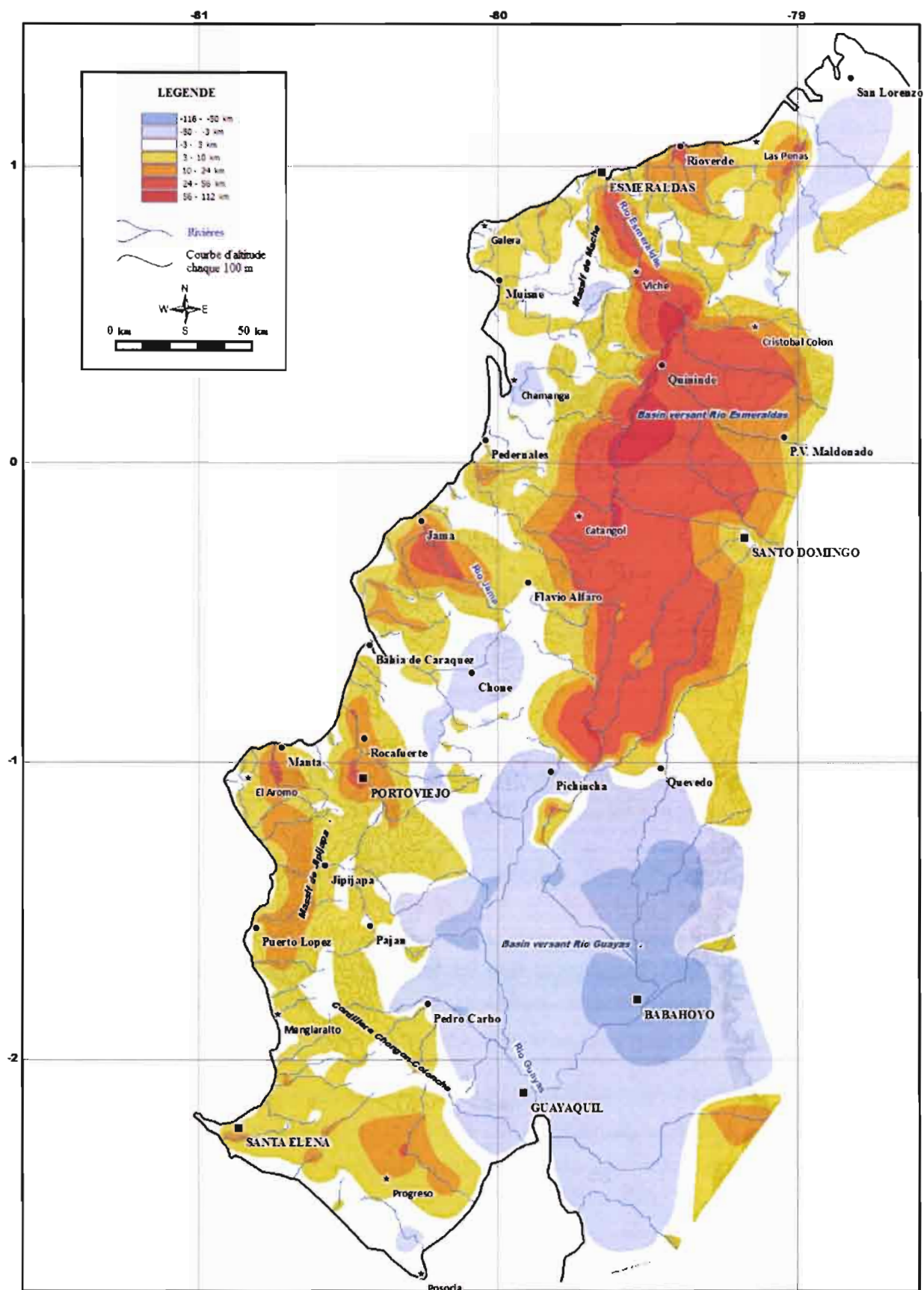


Figure 4.12. Carte de la déviation totale. Le vecteur de déviation totale comporte une composante horizontale très grande (≈ 112000 m) par rapport à la composante verticale maximum (≈ 450 m) ce qui fait que le vecteur total a des valeurs similaires à celles obtenues sur la Figure 4.10

Fig. 4.1). La limite Sud de cet ensemble d'anomalies coïncide avec le tracé de la faille Rocafuerte – Flavio Alfaro (Fig. 4.1 et 4.2).

L'anomalie de la péninsule de Manta est localisée à l'intersection entre le système de failles de Jipijapa (C, Fig. 4.1) et le système de failles de Jama (D, Fig. 4.1). Sa relation avec le système de Jipijapa paraît la plus évidente ; cependant la direction NE-SW de cette anomalie est la même que celle de Bahía de Caráquez – Jama (G, Fig. 4.9, C, Fig. 4.11 et B, Fig. 4.13) et suggère un contrôle du soulèvement de la péninsule par le système Jama (faille Rocafuerte – Flavio Alfaro, D, Fig. 4.1 et 4.2).

Le long de la cordillère Chongón-Colonche, le segment Nord (NNW-SSE) (B, Fig. 4.1) est caractérisé par une anomalie assez forte (G, Fig. 4.13); le segment SudWNW-ESE (A, Fig. 4.1) présente des valeurs fortes dans la partie Sud (anomalie de Progreso, H, Fig. 4.13) et faible dans sa partie Nord à l'aplomb de la ligne de crête (Fig. 4.1). Nous expliquons la forte anomalie de Progreso par la présence de failles actives reportées sur la carte néotectonique (faille 17, Fig. 4.4). Le contraste entre le segment NNW-SSE et le nord du segment WNW-ESE suggère que le premier, qui porte les points les plus élevés de toute la cordillère côtière (> 800 m), a été soumis à un soulèvement plus récent que le dernier.

Sur la bordure Est du cône de Santo Domingo, on retrouve, comme sur la Figure 4.8, des anomalies qui suggèrent que les dépôts du cône sont « bloqués » à l'Ouest, par les reliefs du bord Est de la cordillère côtière (C, Fig. 4.13).

SL index

Les valeurs du SL index de la Figure 4.14 montrent peu de différences avec les valeurs de SL index normalisé de la Figure 4.15; ces deux figures seront donc analysées ensemble.

La première caractéristique à noter est la différence notable entre les bassins versants d'Esmeraldas et de Guayas (Fig. 4.15). Le bassin versant d'Esmeraldas traverse des zones en soulèvement où la plupart des rivières sont en train d'équilibrer leur profil, tandis que le bassin versant de Guayas est constitué par une zone sub-plane où les rivières ont creusé sous le profil d'équilibre théorique (Fig. 3.1.a) en absence de soulèvement récent ou de changements importants de lithologie (à l'exception de la partie nord où l'anomalie est dû à la retenue d'eau Daule-Peripa, D, Fig. 4.10).

La deuxième caractéristique à souligner est la présence des anomalies les plus fortes près de la côte et surtout au Nord de la péninsule de Manta. Du Nord au Sud les segments de côte qui montrent l'activité tectonique la plus active sont: la côte Nord d'Equateur (Galera – Río Verde, A, Fig. 4.15), la côte de Jama – Bahía de Caráquez (B, Fig. 4.15) et la côte de la péninsule de Manta (C, Fig. 4.15). Au Sud de Manta, la côte à l'Ouest du massif de Jipijapa montre plutôt des segments plus faibles et isolés (D, Fig. 4.15). Ceci montre que les soulèvements les plus récents sont localisés dans la partie Nord de la cordillère côtière de l'Equateur.

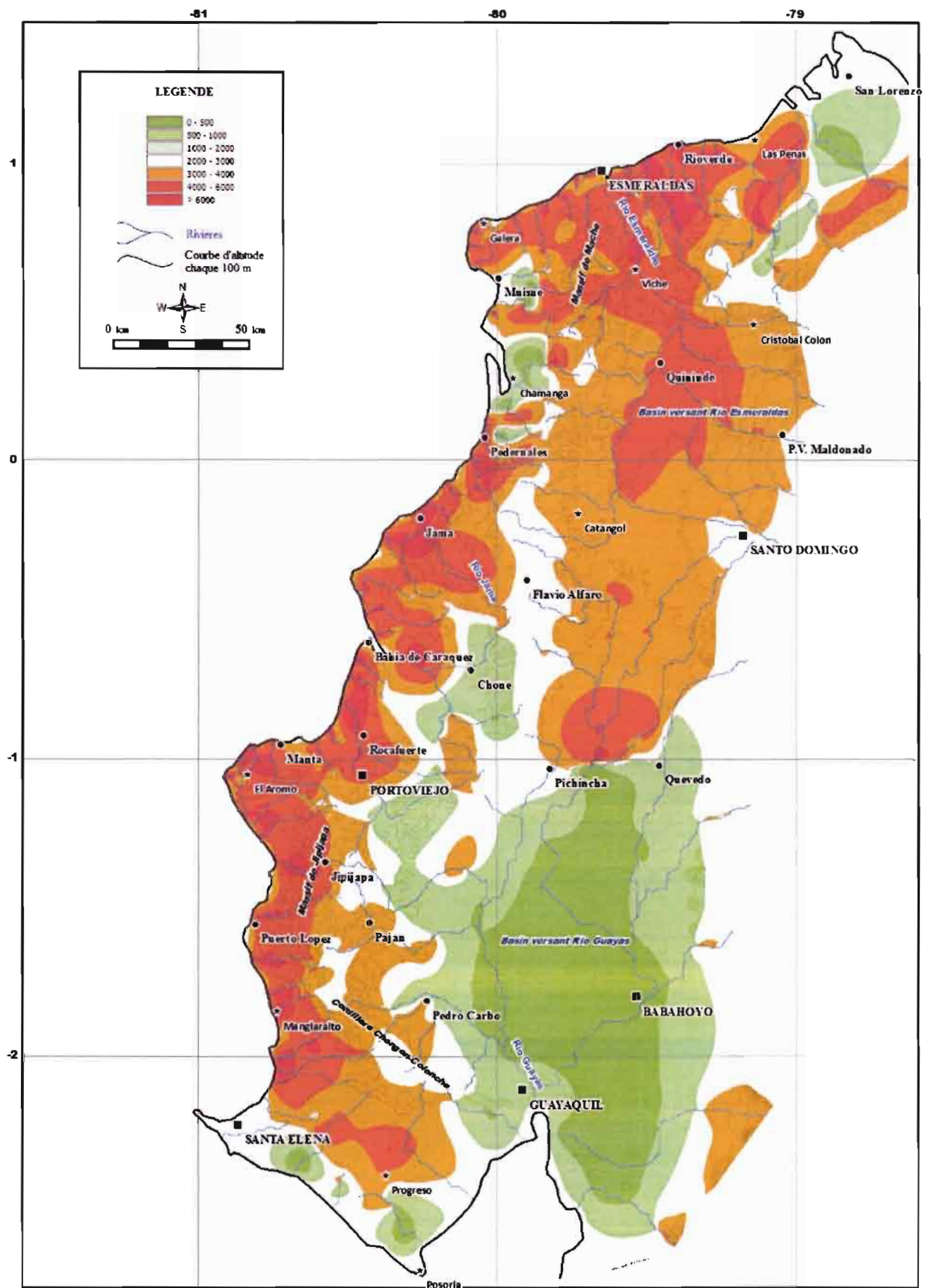


Figure 4.14. Carte de SL index (Ilack, 1973) qui permet de reconnaître les zones le long des profils des rivières qui montrent des pentes fortes liés normalement à l'activité tectonique la plus récente.

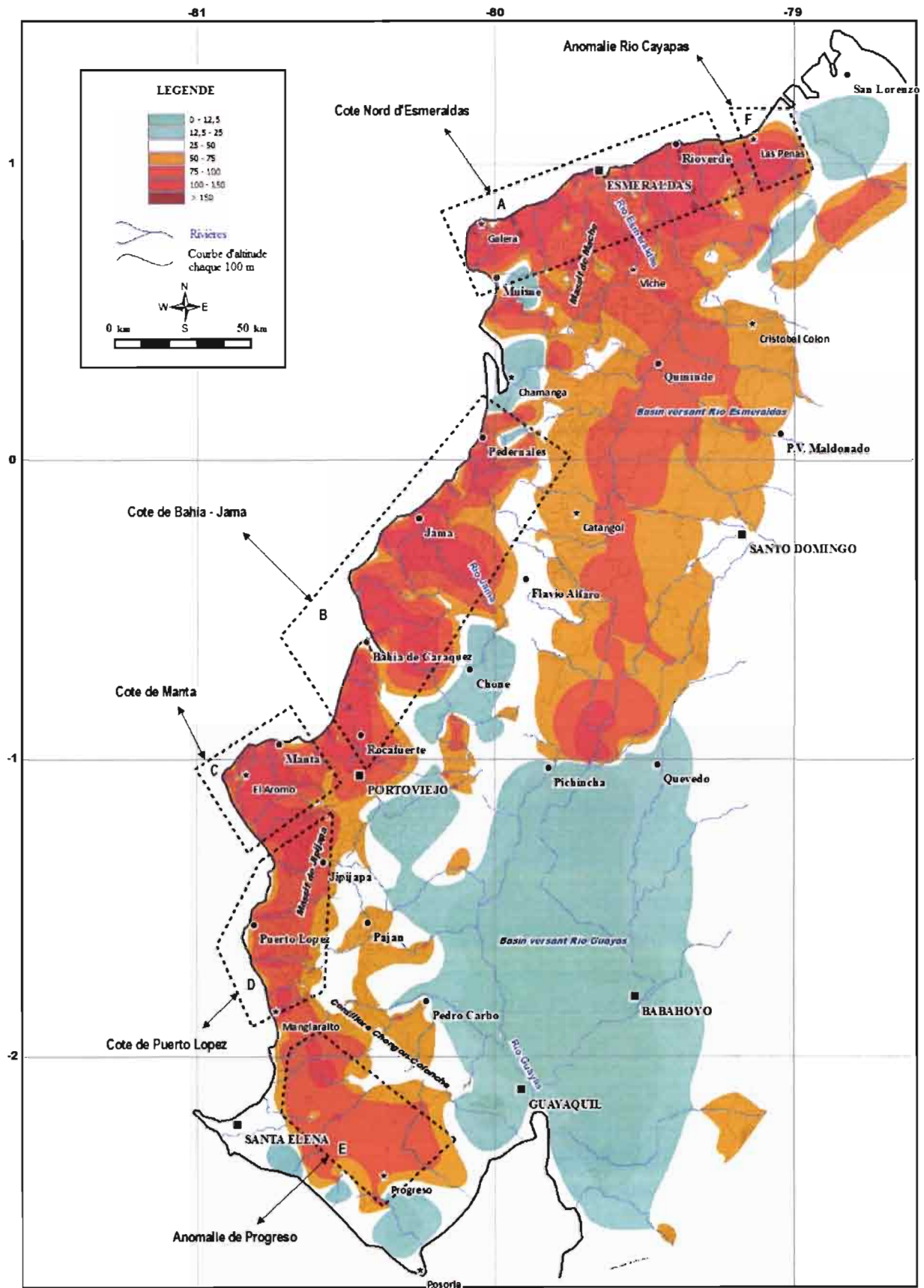


Figure 4.15. Carte de SL index normalisé par rapport au constante d'équilibre k (Burbank et Anderson, 2001) où les valeurs sont proportionnels au SL index.

Quelques endroits de la côte (à l'Est de Bahía de Caráquez-Chone, à l'Est de Pedernales, à l'Est de Muisne et au Sud de San Lorenzo, Fig. 4.15) montrent des zones d'érosion sub-planes où les rivières ont érodé sous le profil d'équilibre et qui pourraient correspondre à des segments d'anciennes rivières (Dumont et al., 2006).

Signalons enfin deux zones de forte anomalie. Une au Sud près du village de Progreso (E, Fig. 4.15) qui a été aussi observée en H sur la Figure 4.13 liée à l'activité tectonique de failles actives (Fig. 4.4) et la deuxième près de l'embouchure de la rivière Cayapas (F, Fig. 4.15) à l'Ouest de San Lorenzo qui surligne la faille Las Peñas reportée par Pedoja et al. (2003).

4.4. L'INCISION RELATIVE

4.4.1. PRESENTATION DES RESULTATS

Pour obtenir les cartes de l'incision nous avons réalisé en 2500 points les mesures à la fois de la profondeur et de la demi-largeur des vallées le long de la cordillère côtière (Fig. 4.16) à l'aide du MNT (au total 7500 mesures) afin de calculer le coefficient α et pouvoir identifier les zones qui présentent les plus grandes valeurs d'incision. En première approximation nous avons considéré que le climat est le même sur l'ensemble de la zone.

Les valeurs de α calculées sans aucune correction (Fig. 4.17) font ressortir les zones avec des reliefs importants de la cordillère côtière associée à un soulèvement évident; mais cette information ne permet pas de discriminer des zones plus ou moins soulevées. La correction de la lithologie a été réalisée en considérant quatre ensembles lithologiques principaux: l'ensemble de roches crétacées (formations Piñón et Cayo, Fig. 4.5), l'ensemble de roches du Eocène – Oligocène (Formations San Eduardo, San Mateo et Playa Rica, Fig. 4.5), l'ensemble de roches du Miocène (Formations Viche, Angostura et Onzole, Fig. 4.5) et la formation Borbón. Les valeurs de α_L pour chaque lithologie sont présentées dans l'Annexe 1. Les résultats (Fig. 4.18) montrent que les plus importantes valeurs d'incision se situent le long du segment nord de la cordillère côtière. Mais il est indispensable de faire aussi la correction d'altitude α_{NL} (Fig. 4.19) afin de mettre en évidence les zones de faibles altitudes récemment soulevées. Il faut noter que les anomalies sont alors localisées près de la côte.

Finalement nous avons déterminé les valeurs de soulèvement relatif à partir du coefficient α_N (Fig. 4.20) en utilisant les critères d'incision proposés par Bonnet et al. (1998) (voir Fig. 3.3). Les valeurs positives nous indiquent la quantité d'incision qui s'est produite immédiatement en réponse au soulèvement, c'est-à-dire que les valeurs d'incision déterminées représentent la quantité de soulèvement auquel a été soumise une zone en particulier, tandis que les valeurs négatives indiquent la quantité d'érosion qui a affecté une certaine zone en absence d'un soulèvement récent. A l'égal de la Figure 4.18, les plus forts soulèvement/incision sont concentrés le long du segment Nord de la cordillère côtière.

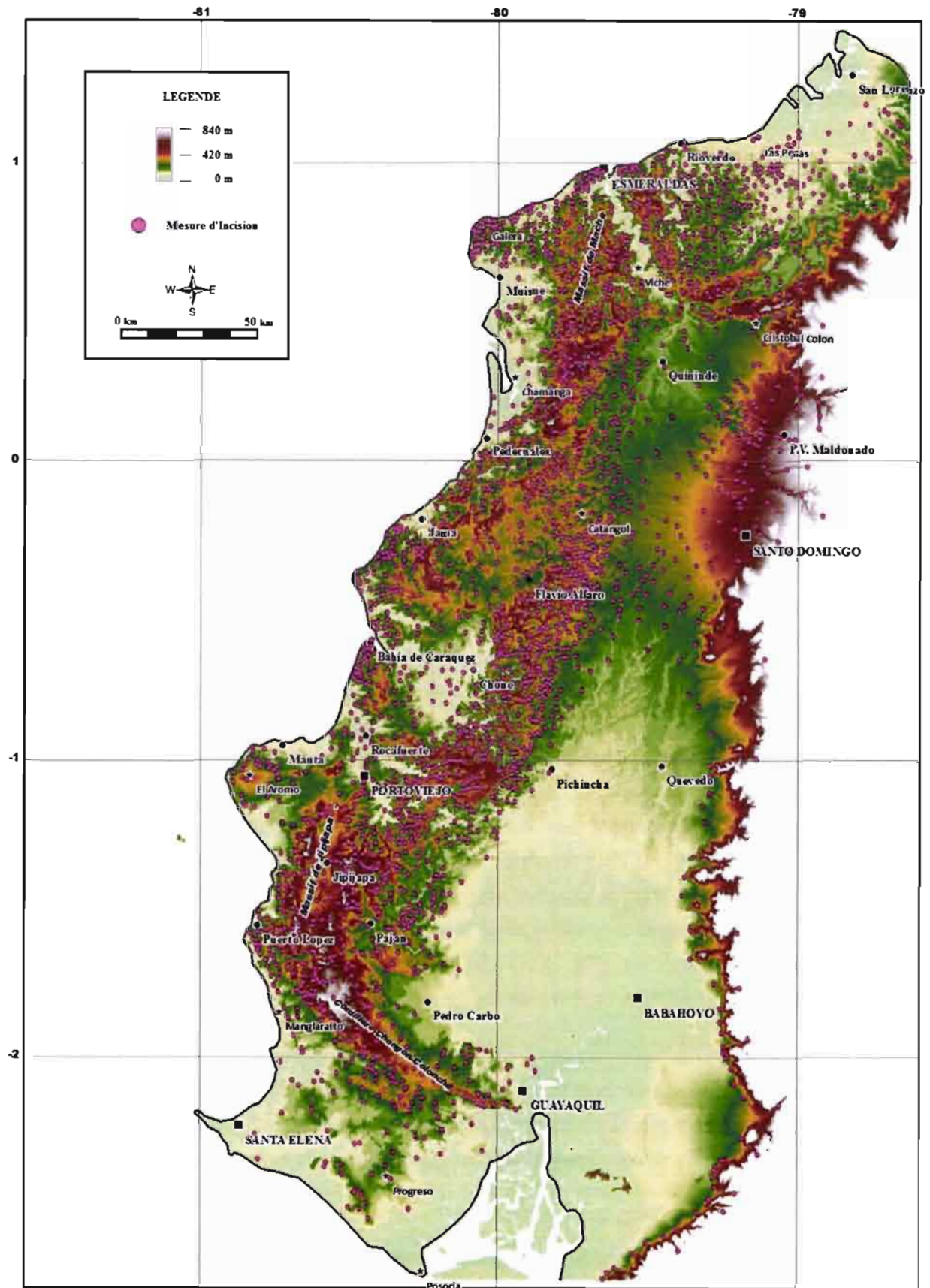


Figure 4.16. Cartes montrant la localisation des mesures d'incision le long des vallées des rivières. Pour chaque point (2500 au total) on a mesuré la largeur de la vallée, et la différence entre la profondeur et les bords de la vallée = 7500 mesures.

4.4.2. ANALYSES DE RESULTATS

Sans correction

Sur la distribution générale des incisions dans la cordillère côtière (Fig. 4.17), deux zones ressortent mieux que sur les cartes des profils de rivières. D'une part, la zone située à l'Est de la ville de Portoviejo (A, Fig. 4.17), qui montre des valeurs importantes d'incision alors que les profils de rivières indiquent un certain équilibre. D'autre part, la zone située à l'aplomb du massif de Mache (B, Fig. 4.17) qui présente les valeurs les plus élevées d'incision de la cordillère côtière, néanmoins les rivières montrent aussi peu de perturbations. Cela peut s'expliquer, en l'absence de grands contrastes lithologiques, par un rapide recul des knickzones qui permet aux rivières d'atteindre l'équilibre et de développer l'incision des vallées.

Correction de la lithologie

Malgré la correction de la lithologie (Fig. 4.18) l'anomalie de la zone de Mache (D, Fig. 4.18) est conservée ce qui n'est pas le cas de la zone de Portoviejo qui est fortement atténué. Cela montre que les fortes valeurs d'incisions de Portoviejo sont due en grande partie à la lithologie (à l'exception des bords où la surface basale de la Formation Borbón est déformée Fig. 4.6). Plusieurs autres zones de forte valeur d'incision peuvent être distinguées: au Sud la zone d'intersection entre le massif de Jipijapa et le segment Nord de la cordillère Chongón-Colonche (A, Fig. 4.18); au centre la zone à l'Est de Portoviejo (B, Fig. 4.18); au Nord la zone de Jama (C, Fig. 4.18) avec une direction NE-SW. Notons aussi des valeurs fortes d'incision à l'aplomb du cône de Santo Domingo (E, Fig. 4.18).

Plusieurs zones où les valeurs d'incision sont faibles peuvent être aussi distinguées: la zone de Progreso, la zone du bassin versant du Río Guayas, les zones planes situées à l'Est de Bahía de Caráquez, Pedernales et Muisne et finalement la zone de San Lorenzo. Ces zones sont associées à des secteurs en érosion où le soulèvement est faible.

Deux secteurs avec des reliefs supérieurs à 300 m montrent de faibles valeurs d'incision: la péninsule de Manta (F, Figure 4.18) et le segment Sud (WNW-ESE) de la cordillère Chongón-Colonche (G, Fig. 4.18 et A, Fig. 4.1). Dans la péninsule de Manta les profils des rivières montrent de fortes valeurs de déséquilibre (E, Fig. 4.13) néanmoins les incisions ne se sont pas propagées suite au lent recul des knickzones qui caractérise des zones avec des contrastes lithologiques soumis à de rapides soulèvements. Par contre dans le segment Sud (WNW-ESE) de la cordillère Chongón-Colonche les profils des rivières montrent des valeurs faibles de déséquilibre (G, Fig. 4.13) ce qui veut dire que les knickzones ont déjà reculé vers l'amont (malgré les lithologies résistantes) et que les marques d'incision ont disparu par l'érosion des bords des vallées en absence de soulèvements rapides et récents.

Ces deux exemples montrent que les zones à faibles valeurs d'incision peuvent être interprétées de deux façons différentes si l'on analyse la dynamique des rivières. Ce critère permet d'expliquer

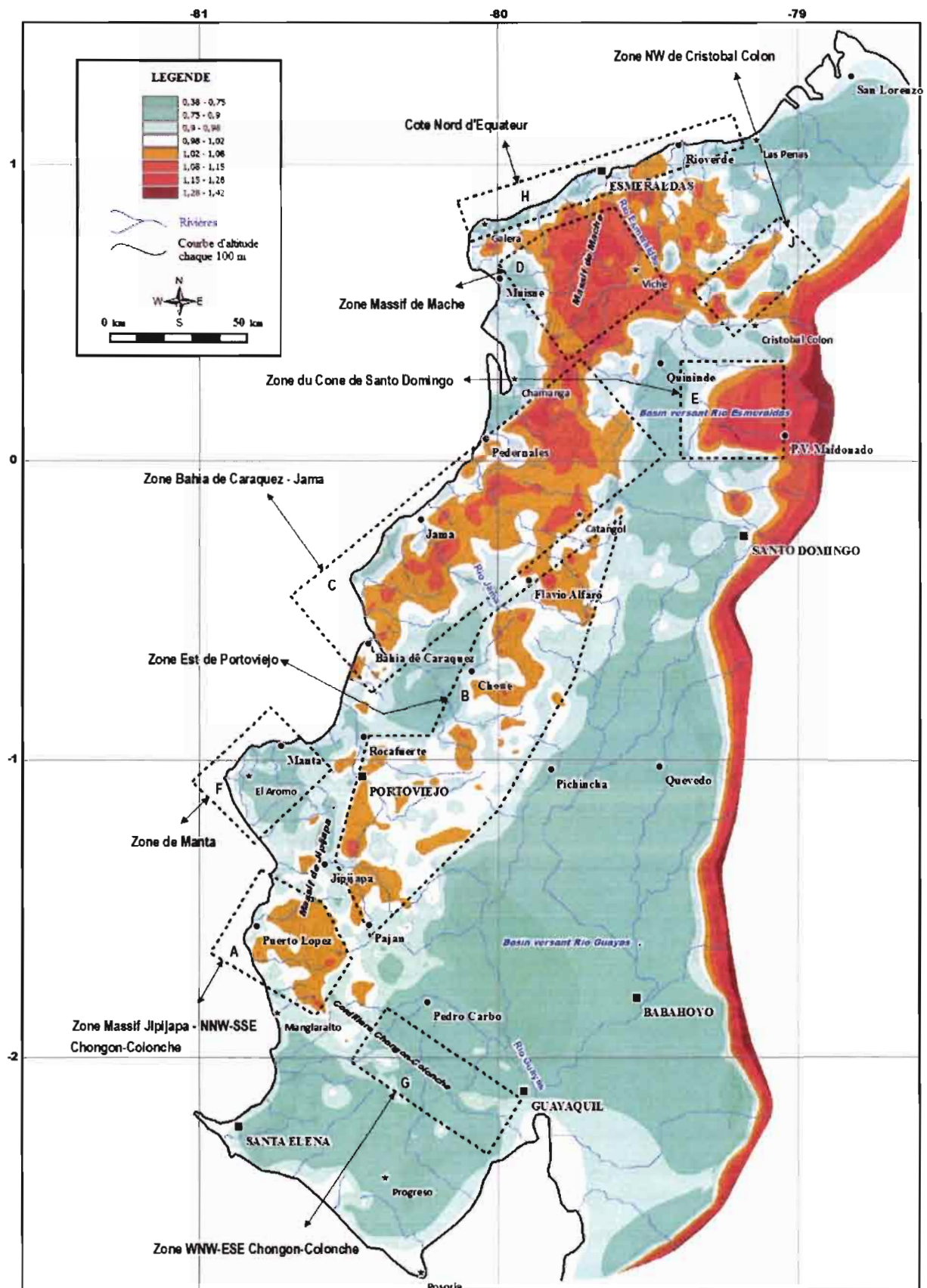


Figure 4.18. Carte des valeurs de α après correction de la lithologie. Les valeurs de α_N sont autour de 1. Les valeurs supérieures à 1 indiquent que la vitesse de soulèvement est plus grande que la vitesse d'érosion et par conséquent les rivières sont en train de creuser les vallées (incision) afin d'atteindre l'équilibre. Les valeurs inférieures à 1 correspondent aux zones où la vitesse de soulèvement est inférieure à la vitesse d'érosion et par conséquent les bords des vallées sont érodées. Les valeurs proches de 1 montrent un équilibre dynamique entre la vitesse de soulèvement et la vitesse d'érosion.

l'absence des valeurs d'incisions importantes le long de la côte Nord de l'Equateur (H, Fig. 4.18) qui montre des fortes valeurs de déséquilibre sur les profils de rivières (A, Fig. 4.13) et où les knickzones récemment développées se trouvent en train de reculer vers l'amont et par conséquent l'incision des vallées ne s'est pas encore propagé.

Dans la zone au NW de Cristóbal Colón (J, Fig. 4.18) on peut observer une anomalie positive allongée dont la direction coïncide avec la direction NE-SW du système de failles de Jama (D, Fig. 4.1). Cette anomalie se trouve sur des reliefs plus élevés que 400 m, ce que contraste avec une anomalie négative située immédiatement au Sud sur une zone plane (altitude < 250 m) où se sont canalisées les rivières en provenance de la Cordillère des Andes. En accord avec notre analyse morphostructurale, nous proposons qu'une faille (D, Fig. 4.1) située dans la prolongation du système de Jama, contrôle le réseau hydrographique local.

Correction de l'altitude

Les valeurs d'incision corrigées de l'influence de l'altitude (Fig. 4.19) permettent de faire ressortir les incisions dans les secteurs de faible altitude. Notons que, comme pour la correction de la lithologie, la forte anomalie du massif de Mache est mieux préservée que dans la zone de Portoviejo. Dans la zone de Progreso (A, Fig. 4.19) quelques anomalies (contrairement à la Figure 4.18) sont mises en évidence qui pourrait peut-être mise en relation avec des failles actives reportées sur la carte néotectonique de l'Equateur (Fig. 4.4). Prés du village Las Peñas (B, Fig. 4.19) une anomalie est isolée de l'anomalie principale. Elle pourrait être associée à la faille de Las Peñas reportée par Pedoja et al. (2003). La zone de Río Verde qui le long des profils des rivières présente des valeurs très élevées de déséquilibre (A, Fig. 4.13) ressort aussi.

Sur la péninsule de Manta (Fig. 4.19) l'incision des vallées commence tout juste à se développer près du bord de la côte et à se propager timidement vers l'Est. Ceci est en bon accord avec l'absence de fortes valeurs d'incision (F, Fig. 4.18) et renforce l'hypothèse d'un soulèvement très rapide de la péninsule de Manta.

Le long du Río Esmeraldas à l'Est du village Viche (D, Fig. 4.19), un relief avec une altitude supérieure à 400 m montre des valeurs d'incision anormalement faibles. Le relief n'est pas associé à une formation géologique particulière et l'ensemble de la zone est lithologiquement homogène (sédiments Miocène, Fig. 4.5). Immédiatement à l'Ouest de ce relief, une faille inverse est reportée (faille 2b, Fig. 4.4). Le jeu de cette faille permet d'expliquer le maintien du relief et l'absence d'une forte incision au sommet. On retrouve le même schéma au NW du village Cristóbal Colón (E, Fig. 4.19) où de faibles valeurs d'incision sont à l'aplomb d'un relief (J, Fig. 4.18). Ceci suggère un soulèvement du compartiment Nord formé de roches Miocène par rapport au compartiment Sud (zone plane) formé de roches Eocène-Oligocène. La correction d'altitude confirme notre interprétation de l'existence d'une faille avec une composante inverse. Ceci implique une composante verticale pour cette faille et au système de failles NE-SW de Jama qui lui est parallèle.

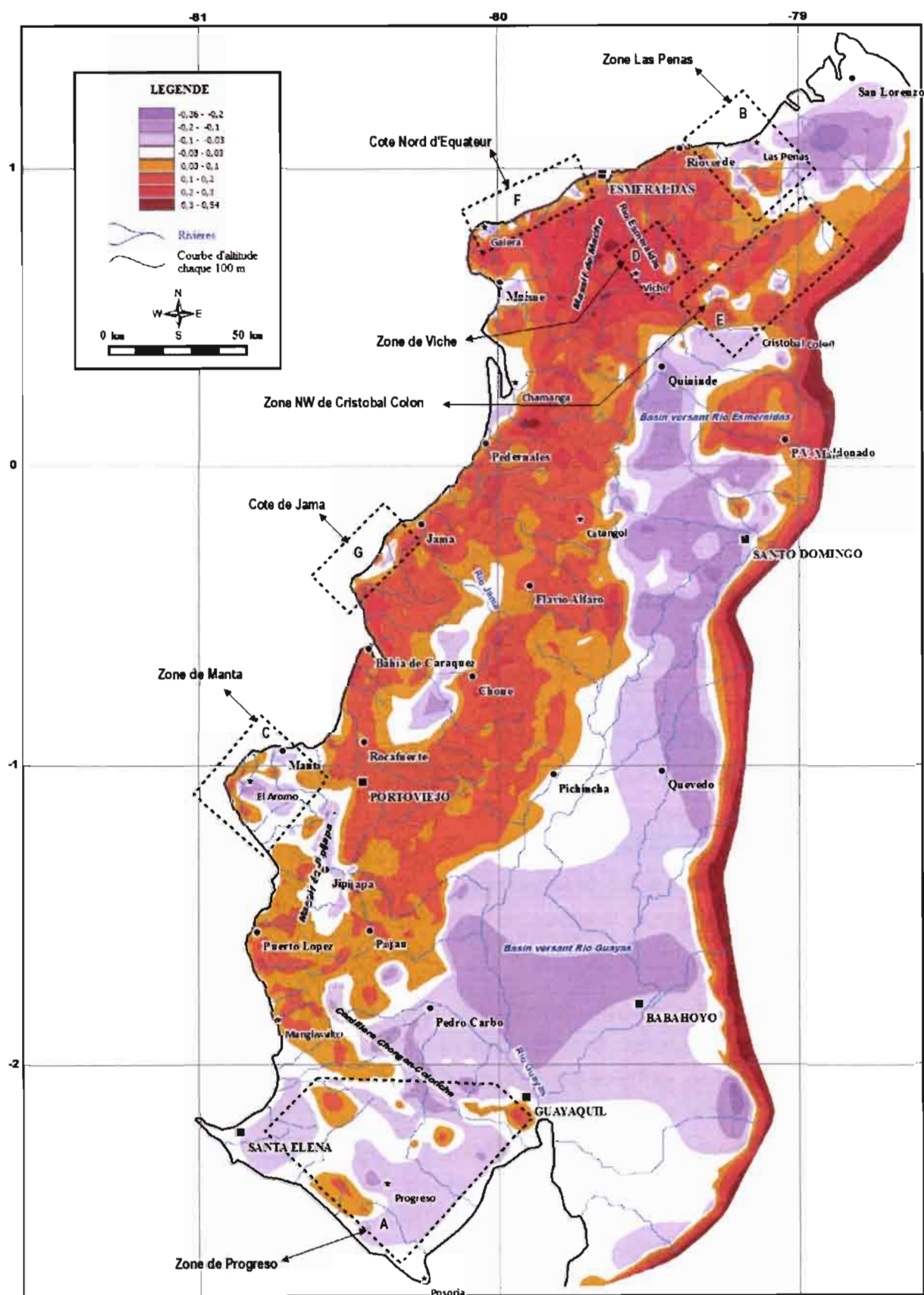


Figure 4.19. Carte des valeurs de α_w après correction d'altitude. Les valeurs obtenues sont normalement inférieures à zéro dans les zones de faible soulèvement où l'érosion a émoussé les cimes des vallées. Pour les valeurs supérieures à zéro, le soulèvement est plus rapide que l'érosion. Il faut noter qu'il y a quelques valeurs négatives sur des zones hautes ce qui veut dire que l'incision ne s'est pas développée à cause de soulèvements brusques liés à des failles actives.

Une interprétation similaire peut être proposée pour des reliefs qui montrent des valeurs faibles d'incision vers leur sommet. En particulier le long de la côte à l'Ouest de Jama (G, Fig. 4.19) où l'on observe qu'il y a une relation avec des petits segments de failles reportés sur la carte géologique (Fig. 4.5). De même la zone de Galera (F, Fig. 4.19) qui montre des valeurs très faibles d'incision sans doute associés à l'activité de la faille Galera reportée par Pedoja et al. (2003).

Incision totale

La Figure 4.20 présente les résultats de l'incision totale calculée à partir du coefficient α_N de la Figure 4.18. L'incision totale peut être interprétée directement en terme de soulèvement relatif. Afin d'analyser les résultats dans leur ensemble nous avons défini des zones (Table 1) qui montrent des anomalies positives en tenant compte des critères tectoniques de la Figure 4.1 :

ZONE		SOULEVEMENT / INCISION (m)	ECART (m)	VALEUR MINIMUM	VALEUR MAXIMUM
A=Massif de Mache		118,58	$\pm 33,48$	65,08	227,99
B=Bahía – Jama		72,18	$\pm 42,42$	27,72	263,42
C=Portoviejo	Est Massif Jipijapa	43,32	$\pm 18,92$	16,58	80,91
	Flavio Alfaro	44,01	$\pm 23,34$	17,06	136,02
D=Segment Nord Chongón-Colonche		42,67	$\pm 23,47$	15,11	122,14
E=Ouest Massif Jipijapa (faille)		50,25	$\pm 19,11$	25,05	98,04

Table 1. Résultats de l'analyse statistique du soulèvement/incision pour les zones avec des anomalies positives de la Figure 4.20.

La zone du massif de Mache (A, Fig. 4.20) présente les valeurs d'incision/soulèvement les plus élevés de la cordillère côtière (118,58 m). On peut observer que cette zone présente une anomalie homogène et par conséquent un soulèvement homogène. On n'a pas observé (et elles n'ont pas été reportées non plus, Fig. 4.4 et 4.5) de failles importantes qui contrôlent la dynamique de cette zone bien que les résultats de l'analyse de la surface basale de la formation Borbón suggère un soulèvement lié à un antiforme.

La zone Bahía de Caráquez – Jama (B, Fig. 4.20) montre un soulèvement relatif de 72 m ce qui fait une différence de 46 m avec le soulèvement de la zone du massif de Mache (Table 1). La limite entre ces deux zones est soulignée par le système de failles de Jama (D, Fig. 4.1 et 4.4) avec une composante latérale (Fig. 4.3.a) et une composante verticale. Nous avons suggéré dans le secteur de Cristóbal Colón, à partir de l'analyse des profils et de l'incision (D, Fig. 4.9; B, Fig. 4.10 et E, Fig. 4.19) l'existence d'une faille avec une importante composante verticale qui pourrait être le prolongement du système de failles de Jama. Nous suggérons que la différence de soulèvement entre les deux zones soit contrôlée par l'activité du système de failles de Jama et son prolongement dans le secteur de Cristóbal Colón.

Les anomalies de la zone Bahía de Caráquez – Jama montrent que le soulèvement le long des failles est variable avec des secteurs plus élevés et des secteurs moins élevés. Le long du Río Jama près

du village de Jama les failles exhument un segment de soubassement (formation Piñón et Cayo, Fig. 4.5) où les déplacements verticaux pourraient être supérieurs à 150 m, tandis que près du bord du massif de Mache il y a des segments de faille qui montrent des déplacements supérieurs à 200 m. Dans la zone de Cristóbal Colón on a observé des déplacements inférieurs à 125 m et dans les autres zones ils sont inférieurs à 70 m. Dans la partie Sud de la zone Bahía de Caráquez – Jama la quantité de soulèvement diminue progressivement en l'absence de déplacements verticaux notables le long des failles, mais comporte quand même des valeurs autour de 70 m.

La limite entre la zone Bahía de Caráquez – Jama et la zone Nord de Portoviejo (C, Fig. 4.20) montre une différence de 32 m de soulèvement relatif. Cette différence serait associée à la faille Rocafuerte – Flavio Alfaro (D, Fig. 4.1 et 4.2). Un changement important de lithologie a été observé aussi entre ces deux zones: vers le Sud-Est, affleure la Formation Borbón associé à des forts reliefs; vers le Nord-Ouest dans la zone Bahía de Caráquez – Jama affleurent les formations du Miocène avec des reliefs plus érodés. L'absence de la Formation Borbón s'explique par la présence de la faille Rocafuerte – Flavio Alfaro.

La zone de Portoviejo (C, Fig. 4.20) où affleure la Formation Borbón, montre un équilibre entre l'érosion et soulèvement comme le montre les résultats des profils des rivières qui ne pas de valeurs de déséquilibre important; cela voudrait dire qu'elle n'a pas été soumise à soulèvements brusques mais plutôt à un soulèvement constant. Près des bords là où la surface est déformée et plus élevée (secteurs de Flavio Alfaro et l'Est de Jipijapa) les calculs montre près de Jipijapa un soulèvement de 43 m et près de Flavio Alfaro un soulèvement de 44 m, ce qui est cohérent avec une déformation des bords de la surface basal de la Formation Borbón.

Le segment Nord (NNW-SSE) de la cordillère Chongón-Colonche (D, Fig. 4.20) montre des valeurs cohérentes de soulèvement de 42 m, tandis que la zone à l'Ouest du massif Jipijapa (faille Jipijapa, E, Fig. 4.20) montre des valeurs supérieures à 50 m, ce qui est en bon accord avec les résultats de l'analyse des profils des rivières (E, Fig. 4.11) qui suggèrent un rajeunissement de l'activité tectonique de la cordillère Chongón-Colonche vers l'Ouest par la faille de Jipijapa.

Finalement les valeurs d'incision du cône de Santo Domingo montrent des incisions qui dépassent les 55 m et en certains endroits atteignent les 100 m. Si l'on considère que le cône s'est soulevé on devrait avoir des valeurs élevées sur l'ensemble du cône, alors qu'elles se concentrent aux environs des rivières principales (tributaires du Río Esmeraldas) en provenance des bassins versants de la cordillère des Andes. Les profils des rivières montrent qu'il y a un recul de 20 km des knickzones (Fig. 4.8, SE Quinindé) dans la partie supérieure du cône juste dans les secteurs du cône comportant une forte incision (E, Fig. 4.18). Ceci indique que le cône se trouve actuellement en déséquilibre dynamique et qu'il est en train d'être érodé au niveau des tributaires du Río Esmeraldas.

5. INTERPRETATION

5.1. SEGMENTATION DE LA CORDILLERE COTIERE ET LIMITES STRUCTURALES

L'analyse des résultats obtenus à partir des différentes méthodes nous permet de distinguer six blocs le long de la cordillère côtière avec chacun une évolution propre (Table 2.a et 2.b).

(a) BLOC		CRITERES	STRUCTURES / FAILLES	PROFILS RIVIERES	INCISION VALLÉES	SURFACE BORBÓN	GEOLOGIE	RELIEF
PORTOVIEJO					√	Surface sub-horizontale	Formations Miocènes et Pliocènes	300 – 400 m
CHONGÓN-COLONCHE	SUD NORD		Système WNW-ESE Système NNW-SSE	√			Formations Crétacées	250 – 840 m
JIPIJAPA			Système Jipijapa NNE-SSW	√	√		Formations Crétacées et Miocènes	300 – 750 m
BAHÍA DE CARÁQUEZ – JAMA			Système Jama NE-SW	√	√		Formations Crétacées et Miocènes	200 – 500 m
MANTA			Système Jama Système Jipijapa	√			Formations Crétacées et Quaternaires	350 m
MACHE – RÍOVERDE			Système NE-SW Système NNW-SSE		√	Surface Concave	Formations Miocènes	200 – 700 m

(b) BLOC		CRITERES	DEVIATION VERTICALE	DEVIATION HORIZONTALE	DEVIATION TOTALE	SL index	LITHOLOGIE NORMALISE	ALTITUDE NORMALISE	INCISION TOTALE
PORTOVIEJO							Moyenne	Moyenne	Moyenne
CHONGÓN-COLONCHE	SUD NORD		Faible Moyenne	Faible Moyenne	Faible Moyenne	Faible Moyenne	Moyenne	Faible Moyenne	Moyenne
JIPIJAPA			Moyenne	Grande	Grande	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moyenne à grande
BAHÍA DE CARÁQUEZ – JAMA			Grande	Grande	Grande	Grande	Grande	Grande	Grande
MANTA			Grande	Grande	Grande	Grande		Faible	
MACHE – RÍOVERDE				*(Grande) (Côte Nord)	*(Grande) (Côte Nord)	*(Grande) (Côte Nord)	Grande	Grande	Grande à très grande

Table 2. Définition des blocs: (a) Critères utilisés pour définir les différents blocs de la cordillère côtière. (b) Critères géomorphologiques d'après les résultats des profils des rivières et des incisions. (*) S'applique seulement pour le segment nord de la Côte entre Punta Galera et Río Verde.

Le bloc Portoviejo

Ce bloc (A, Fig. 5.1) présente une longueur de 140 km et une altitude moyenne de 450 m. Ce bloc est caractérisé par un soulèvement uniforme comme l'atteste d'une part la géométrie subhorizontale de la surface basale de la formation Borbón et d'autre part l'absence de failles importantes qui le découpe (Table 2.a). Les profils des rivières montrent très peu de perturbations (valeurs faibles des déviations) et des valeurs moyennes de l'incision totale ce qui indique un équilibre dynamique entre le soulèvement et l'érosion (Table 2.b).

La faille Rocafuerte – Flavio Alfaro limite à l'Ouest le bloc Portoviejo du bloc Bahía – Jama (E, Fig. 5.1). Le long de cette frontière les valeurs d'incision sont plus élevées et la surface de Borbón est déformée ce qui suggère que le soulèvement du bloc Bahia-Jama est plus important et postérieur au

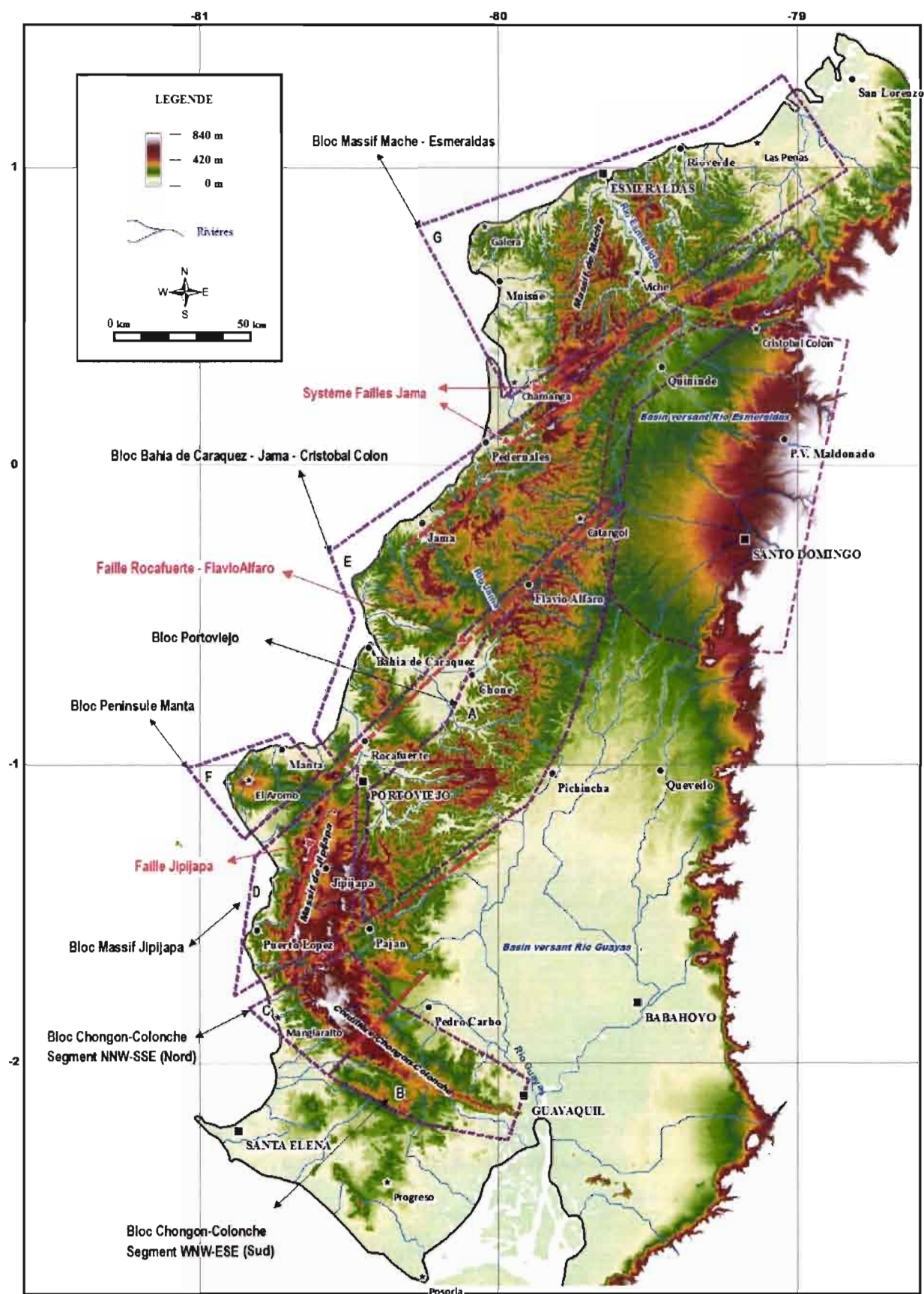


Figure 5.1. Segmentation structurale de la Cordillère Côtière. Les différents blocs renferment les zones avec similaire contrôle tectonique, soulèvement relatif et âge d'évolution. Les limites entre les blocs seraient au moins des failles ou systèmes de failles, bien qu'au Sud les frontières plutôt correspondent à contacts transitionnels (flancs de grandes antiformes).

soulèvement du bloc Portoviejo. Au Sud la limite avec le bloc Chongón-Colonche (B et C, Fig. 5.1) et au SW avec le bloc Jipijapa (D, Fig. 5.1) se réalise de façon progressive en l'absence de failles évidentes ce qui peut être expliqué comme le flanc d'une antiforme. Cela indique aussi un soulèvement postérieur et plus rapide des blocs situés au Sud.

Le bloc Chongón-Colonche

Ce bloc s'étend sur une longueur de 100 km avec une altitude comprise entre 280 et 840 m. Les résultats nous permettent de distinguer deux segments.

- Segment Sud

Ce segment présente une direction WNW-ESE (B, Fig. 5.1) avec une altitude inférieure à 400 m. Les profils des rivières ainsi que les incisions montrent des valeurs très faibles de déséquilibre (Tableau 2.b). Ceci implique que ce segment après avoir été soumis à un soulèvement initial. Il est actuellement en train de se re-équilibrer à la suite du soulèvement.

- Segment Nord

Ce segment qui porte le point culminant (840 m) de la cordillère côtière présente une direction NNW-SSE (C, Fig. 5.1) (Table 2.a). Les profils de rivières et les incisions indiquent des valeurs moyennes de déséquilibre et de creusement respectivement (Table 2.b). Il se caractérise par un ensemble de failles qui contrôlent sa structure dont la faille de Cascol (Benítez, 1995). Cet ensemble de faille peut être suivi jusqu'au village de Posorja (faille La Cruz, Fig. 4.4). Il est limité du segment WNW-ESE par des failles NE-SW (B et C, Fig. 4.1) et du bloc Jipijapa par des failles de même direction.

Le bloc de Jipijapa

Ce bloc est localisé entre le bloc Chongón-Colonche et le bloc Jama (D, Fig. 5.1) et présente une longueur de 65 km avec une altitude moyenne de 500 m. Il est contrôlé par un ensemble de failles de direction NNE-SSW dont la faille Jipijapa (Fig. 4.4). Les profils de rivières (Table 2.b) et les incisions (Table 1) montrent que le secteur traversé par la faille de Jipijapa est associé à des soulèvements plus forts comparés au reste du massif de Jipijapa. Ceci implique de considérer un soulèvement initial qui a été suivi postérieurement d'un nouveau soulèvement vers l'Ouest associé au fonctionnement de la faille de Jipijapa. Vers le sud (village de Puerto López) les failles de ce bloc s'entrecroisent avec celles du bloc Chongón Colonche, mais les profils de rivières suggèrent que le système de faille Jipijapa est le plus jeune. Enfin, le Nord du bloc Jipijapa semble affecté par les failles du système de Jama (Fig. 4.1).

Le bloc Bahía de Caráquez – Jama

Ce bloc (E, Fig. 5.1) présente des altitudes entre 350 à 700 m et s'étend sur une longueur supérieure à 220 km jusqu'au secteur de Cristóbal Colón contrôlé par le système de failles de Jama de

direction NE-SW (similaire à la direction du bloc Nord Andin). Le bloc est caractérisé par des valeurs très élevées de déséquilibre observées sur les profils de rivières (déviations) (Table 2.b). D'après les incisions le système de failles de Jama montre localement un déplacement vertical de 175 m (environs du village de Jama); dans la partie centrale et Nord les perturbations du drainage suggèrent parfois une composante latérale. La faille Rocafuerte – Flavio Alfaro limite au Sud ce bloc de son voisin, le bloc de Portoviejo avec une différence de soulèvement d'environ 30 m (Table 1).

Le bloc Manta

Le bloc Manta (F, Fig. 5.1) correspond à la péninsule de Manta et présente une altitude inférieure à 380 m. Les profils des rivières montrent de fortes valeurs de déséquilibre (Table 2.b). L'incision des vallées commence tout juste à se développer près du bord de la côte et à se propager timidement vers l'Est, renforçant l'idée d'un soulèvement rapide et actuel du bloc Manta. L'analyse structurale montre que ce bloc est localisé à l'intersection des blocs Jipijapa au Sud et Bahía-Jama au Nord. La zone où les deux systèmes de failles (Jipijapa et Jama) se croisent coïncide avec le Cerro de Hojas qui découpe par des failles avec les deux directions (Fig. 4.1). La faille Rocafuerte – Flavio Alfaro montre des évidences de plus grands soulèvements d'après les résultats des incisions et on a observé aussi qu'elle déplace quelques segments de la faille de Jipijapa entre les villages de Rocafuerte et Bahía de Caráquez (C, Fig. 4.1). Ceci indique que le soulèvement de la péninsule de Manta serait contrôlé par l'activité des deux systèmes de failles ce qui pourrait expliquer son soulèvement rapide.

Le bloc Mache – Ríoverde

Ce bloc (G, Fig. 5.1) est formé par des reliefs entre 300 et 650 m d'altitude avec une direction NNE-SSW. Les incisions montrent les valeurs de soulèvement les plus fortes avec une moyenne de 118 m et une quantité du soulèvement relative de 1,5 : 1 par rapport au bloc Bahía – Jama.

La limite avec le bloc Bahía-Jama est contrôlée par le système de failles de Jama qui présente des évidences de déplacements verticaux au Sud du village de Jama et au NW du village Cristóbal Colón. Là où il traverse le Río Esmeraldas une importante perturbation dans le profil est observable dont les effets principaux sont le changement local du cours du Río Esmeraldas, la fusion de tous les tributaires en un seul lit et le contrôle de la sédimentation du cône de Santo Domingo.

La déformation de la base de la formation Borbón suggère un soulèvement guidé par un antiforme (Table 2.a). Néanmoins une faille NE-SW qui débute au Sud de Muisne et s'étend jusqu'à Las Peñas (E, Fig. 4.1) contrôlerait partiellement le soulèvement du Nord de ce bloc ce qui peut être confirmé d'après les profils de rivières (Table 2.b). L'ensemble des failles NNW-SSE situées dans les environs de Ríoverde limite la zone de soulèvement la plus active de ce bloc puisqu'on y trouve les valeurs les plus grandes de déséquilibre des rivières avec des knickzones près de la côte ce qui indique que le soulèvement est sans doute le plus récent de toute la cordillère côtière.

Le cône de Santo Domingo

Le cône de Santo Domingo montre des altitudes comprises entre 200 à 700 m et un rayon de courbure moyenne de 80 km très grande si l'on compare avec le cône du río Chimbo situé au SE de Babahoyo qui montre un rayon inférieur à 25 km et une altitude inférieure à 275 m.

Au Sud au niveau de la ville de Santo Domingo se trouve la partie la plus ancienne du cône qui s'étend vers l'Ouest sur les reliefs du bloc Portoviejo (où elle atteint une altitude de 240 m) et qui marque la limite de partage des eaux entre le bassin versant du Río Guayas et celui du Río Esmeraldas. Cette première phase de forte accumulation génère un déséquilibre dans les profils des rivières avec comme conséquence le développement du cône vers le Nord au niveau de la ville P.V. Maldonado. Les grandes valeurs des incisions et les forts déséquilibres observés sur les profils des rivières impliquent une importante érosion du cône qui se produit en réponse aux précédents changements guidés par la quantité de dépôt. L'accumulation de sédiments au niveau du cône peut s'expliquer par une réduction de l'aire disponible à cause du soulèvement de la cordillère côtière, d'abord au niveau de Santo Domingo par le soulèvement du bloc Portoviejo puis par le soulèvement du bloc de Bahía-Jama guidés par des failles NW-SW qui ont perturbé le cours du Río Esmeraldas.

5.2. QUANTIFICATION DU SOULEVEMENT DES DIFFERENTS BLOCS

Estimation de la quantité de soulèvement pour chacun des blocs

Pour estimer la quantité de soulèvement nous avons choisi une formation de référence qui affleure de façon uniforme sur le bloc considéré; puis nous avons ensuite estimé la profondeur de la base de cette formation (pour les formations marines) en considérant l'épaisseur des sédiments et la profondeur de la mer au moment du soulèvement. La démarche suivie est résumée sur la Fig. 5.2. Les résultats de dénivelé total pour chacun des blocs sont reportés dans le Table 3. Il montre que le bloc de Chongón-Colonche Nord a le plus fort dénivelé total suivi par le bloc de Mache-Río Verde (1975 m).

BLOC	CRITERES	FORMATION REFERENCE	ALTITUDE ORIGINALE	ALTITUDE ACTUELLE	DENIVELE TOTAL m	INTERVALLE TEMPS	TEMPS Ma	TAUX mm/a
PORTOVIEJO		Borbón	- 450	175	625	3,1 - 2,2	0,9	0,69
CHONGÓN-COLONCHE (NORD)		Angostura	- 1600	675	2275	2,5 - 1,0	1,5	1,52
JIPIJAPA		Angostura	- 1600	275	1875	2,0 - 0	2,0	0,94
BAHÍA DE CARÁQUEZ - JAMA		Angostura	- 1600	225	1825	1,4 - 0	1,4	1,30
MANTA		Tablazo	- 50	340	390	0,8 - 0	0,8	0,49
MACHE - RÍOVERDE		Angostura	- 1600	375	1975	1,0 - 0	1,0	1,98

Tableau 3. Valeurs de surrections relatives calculées à partir des formations marines néogènes de la cordillère côtière (colonne dénivelé total). On a considéré l'épaisseur totale des sédiments en se basant sur l'épaisseur des formations +150 (=profondeur moyenne sous la mer avant l'e débit du soulèvement) et l'altitude actuelle dans la cordillère côtière. Le intervalle de temps ont été déterminés selon les critères défini s dans le tableau 4 ce qui a permis de calculer les temps de surrection en mm/an.

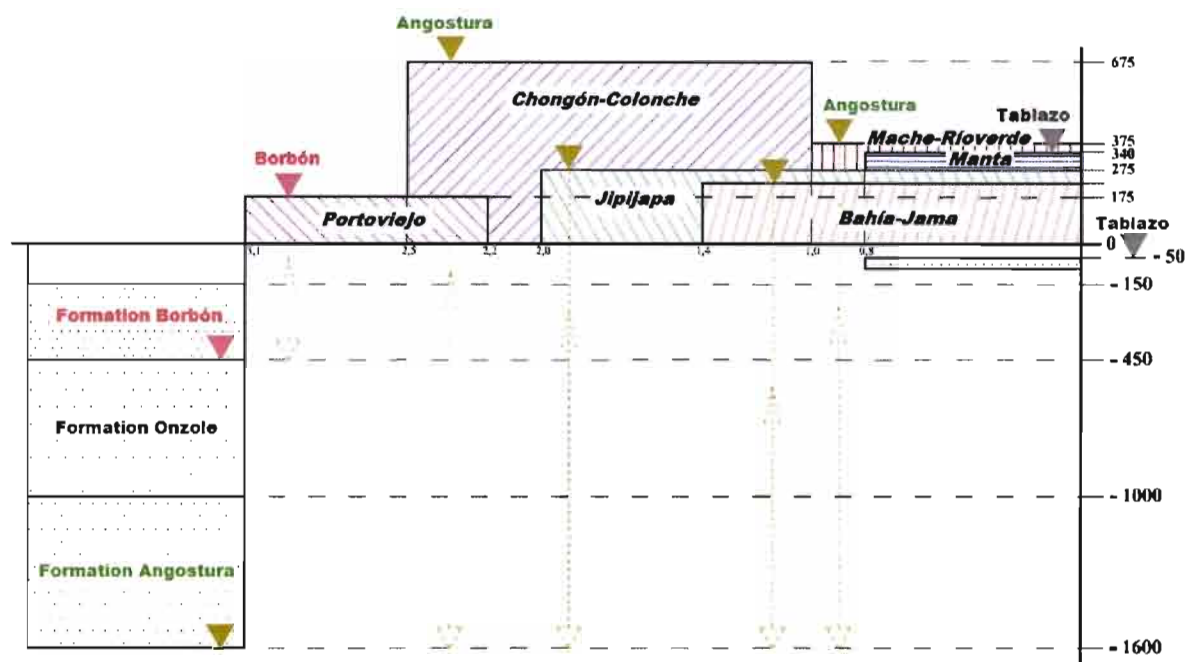


Figure 5.2. « Trajectoires » de soulèvement des blocs permettant d'estimer le soulèvement total de chacun des blocs. Le soulèvement porte les surfaces basales des formations marines Borbón, Angostura et Tablazo à l'affleurement.

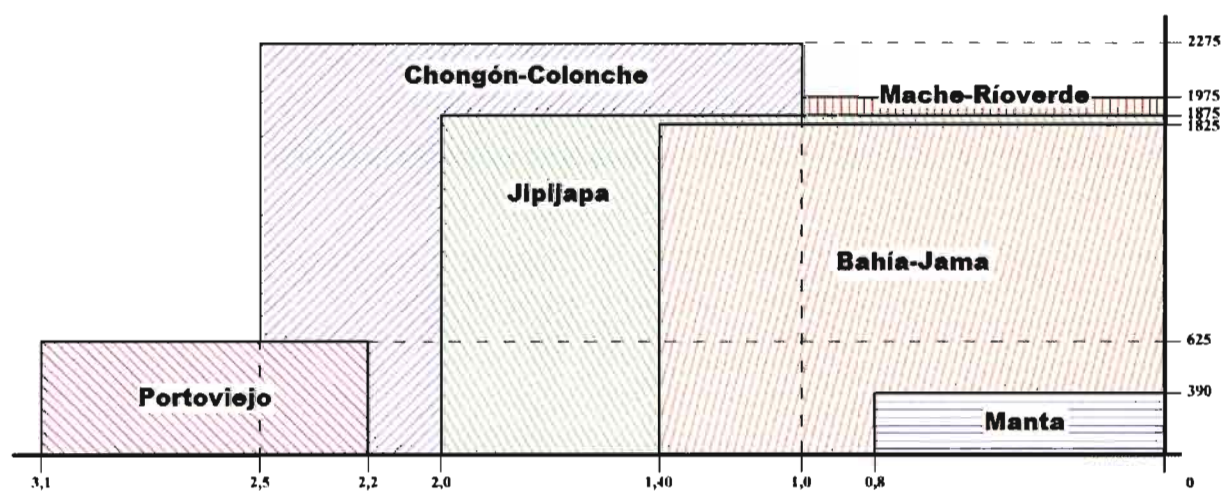


Figure 5.3. Soulèvement total expérimenté par chaque bloc et chronologie de la surrection des différent blocs. Le choix des intervalles de temps proposés sur cette figure sont argumentés dans la table 4.

Chronologie relative du soulèvement des blocs

Pour déterminer l'ordre de soulèvement des blocs et afin d'en établir la chronologie nous avons utilisé les relations structurales entre les différents blocs et leurs caractéristiques.

Les résultats du SL index (Fig. 4.15) montrent que les zones en plus fort soulèvement sont localisées au niveau des côtes, depuis la péninsule de Manta jusqu'à Ríoverde, et que le bassin versant du Río Guayas et le bloc Portoviejo sont des zones proches de l'équilibre. Sur le bloc de Portoviejo la surface subhorizontale de la base de la formation Borbón est préservée. Le soulèvement du bloc Nord de Chongón-Colonche (Fig. 4.5) a déformé la surface basale de Borbón du bloc de Portoviejo qui était donc déjà soulevé. Le bloc Jipijapa déforme aussi la surface basale de Borbón vers l'Est et montre des évidences de soulèvement plus récent que le bloc Chongón-Colonche contrôlé par la faille Jipijapa. Par conséquent le bloc de Portoviejo s'est soulevé en premier. Il a ensuite été déformé par le soulèvement du bloc Nord de Chongón-Colonche puis par le soulèvement du bloc Jipijapa. La surface basale de la Formation Borbón est aussi déformée entre le bloc Portoviejo et le bloc Bahía-Jama impliquant que le bloc de Bahía-Jama s'est soulevé après le bloc de Portoviejo. Le fort contraste des valeurs des incisions indique la même chose. Ceci est cohérent avec l'évolution du cône de Santo Domingo dont les dépôts migrent progressivement vers le Nord au fur et à mesure des soulèvements successifs du bloc Portoviejo puis du bloc Bahía-Jama.

Entre les blocs de Jipijapa et Bahía-Jama le contraste des valeurs d'incision indique que le bloc de Bahía-Jama commence à se soulever après le début du soulèvement du bloc de Jipijapa. La direction du système de failles de Jama qui semble recouper la direction du système de failles Jipijapa apporte un argument complémentaire dans le sens d'un léger décalage dans le temps du soulèvement des deux blocs.

Les blocs de Bahía-Jama et Mache révèlent des incisions qui indiquent un soulèvement relatif qui est cohérent avec une augmentation progressive de l'intensité de soulèvement du Sud vers le Nord. Les incisions sont mieux préservées sur le bloc de Mache que sur le bloc de Jama. Ceci suggère que le soulèvement a commencé au Sud du bloc Bahía - Jama à l'interaction avec la faille de Jipijapa et ensuite s'est propagé vers le bloc de Mache et dans la zone de Ríoverde.

Tentative d'estimation des taux de surrection pour chacun des blocs

Pour calculer les taux de surrection de chaque bloc (Table 3) deux paramètres sont nécessaires. D'une part il faut une estimation de la quantité de soulèvement (dénivelé total déjà estimé pour chacun des blocs) et d'autre part une estimation de l'intervalle de temps durant lequel se réalise la majorité de la surrection pour chacun des blocs. Nous faisons l'approximation que le taux de surrection reste constant durant cet intervalle. Les critères pour déterminer les bornes des intervalles sont exposées dans le tableau suivant (Table 4) et tiennent compte de la chronologie relative établie plus haut. L'exercice est difficile et une part de subjectivité est à prendre en compte.

BLOC	LIMITE DES INTERVALLES	EXPLICATION
Portoviejo	Début = 3.1	L'âge de la base de la Formation Borbón selon Deniaud (2000) est entre 4.2 – 3.8 (moyenne = 4.0) → 4.0 Temps de dépôt de Borbón estimée entre $\approx 4.0 - 3.1$ → Début de soulèvement: après le dépôt de Borbón ≈ 3.1
	Fin = 2.2	La fin du soulèvement est avant le dépôt de Balzar en Plio-Pléistocène $\approx (2.2 - 1.4) \rightarrow \approx 2.2$ Ma
Chongón-Colonche	Début = 2.5	Le début du soulèvement est contemporain de la fin ($3.1-2.2 = 2.7$ Ma) du soulèvement de Portoviejo. Donc entre 2.7 Ma et 2.2 Ma => en prenant la moyenne cela nous donne un âge de 2.5 Ma
	Fin = 1.0	La fin du soulèvement principal se situe avant le fonctionnement de la faille de Jipijapa ≈ 1.0 (voir plus loin). Donc un âge de 1.0 Ma.
Jipijapa	Début = 2.0	Le soulèvement du bloc de Jipijapa débute après le début du soulèvement de Chongón-Colonche ≈ 2.2 Ma Les blocs Chongón-Colonche et Jipijapa « s'entrecroisent » partiellement. Le soulèvement de Jipijapa débute donc pendant celui de Chongón-Colonche => en prenant la moyenne (début 2.5 – fin 1.0) cela nous donne un âge ≈ 1.8 L'âge du début du soulèvement du bloc est donc compris entre 2.2 – 1.8 ?. En prenant la moyenne => 2.0 Ma
	Fin = 0.0	Le soulèvement du bloc Jipijapa est en grande partie associé à l'activité de la faille de Jipijapa. Faille de Jipijapa commence avant Manta ≈ 1 Ma. → Fin de l'activité faille Jipijapa et bloc = 0
Bahía – Jama	Début = 1.4	Le soulèvement du bloc Bahía-Jama débute après le début du soulèvement du bloc Jipijapa ≈ 1.8 car le système de Jama qui contrôle le soulèvement de ce bloc affecte Jipijapa Le soulèvement débute avant la première évidence de soulèvement du bloc Manta ≈ 1.0 (le système de failles de Jama contrôle le soulèvement de Manta) L'âge du début du soulèvement du bloc est donc compris entre 1.8 – 1.0 Ma . En prenant la moyenne => 1.4 Ma
	Fin = 0.0	Soulèvement continue jusqu'à l'actuel (système Jama affecte actuellement le río Esmeraldas) → 0.0
Mache – Ríoverde	Début = 1.0	Le soulèvement du bloc du bloc Mache commence après le début du soulèvement du bloc de Bahía ≈ 1.4 Ma Mais le soulèvement est aussi contemporain avec le début du soulèvement du bloc Manta = 0.6 car les deux blocs sont contrôlés par le système Jama L'âge du début du soulèvement du bloc est donc compris entre 1,4 – 0,6 (moyenne = 1.0) → 1.0
	Fin = 0.0	Soulèvement continu jusqu'à l'actuel (secteur Ríoverde) → 0.0
Manta	Début = 0.8	Début du soulèvement selon Pedoja et al. (2006) entre 1 – 0,6 (moyenne = 0.8) → 0.8
	Fin = 0.0	Le soulèvement est continu jusqu'à aujourd'hui → 0.0

Table 4. Estimation approximatif des intervalles de temps pour la surrection de chaque bloc en considérant les critères géomorphologiques et tectonique d'après les résultats de l'application des méthodologies.

Les résultats du calcul des taux de surrection pour chaque bloc sont reportés sur le Table 3.

Les valeurs estimées des taux de surrection (Table 3) montrent une grande cohérence avec les résultats des profils, des incisions et la géologie. Le bloc Portoviejo montre des valeurs moyennes sur un long intervalle de temps ce qui a probablement favorisé la préservation en position sub-horizontale de la surface basale de la Formation Borbón. Les blocs Chongón-Colonche et Jipijapa montrent des taux de surrection très élevés ce qui explique l'exhumation du soubassement dans ces zones. Cependant d'après Benítez (1995) certaines évidences dans la stratigraphie indiquent un soulèvement ancien pré-Miocène de la cordillère Chongón-Colonche. Les blocs Bahía-Jama et Mache-Ríoverde présentent des taux de

surrection totale très élevés qui gardent une proportion cohérente avec les valeurs de soulèvement relatifs obtenues à partir des incisions: le bloc de Mache (118 m) se soulève 1.5 fois plus que le bloc de Bahía-Jama (72 m), les taux de surrection calculés, (1.98 mm/an et 1.30 mm/an respectivement) respecte cette proportion. Les taux de surrection que nous avons calculés respectent ses proportions. Finalement le taux de surrection obtenu pour le bloc Manta est en accord avec le taux publié par Pedoja et al. (2003) pour la péninsule. La représentation graphique de la surrection en temps et en altitude est reportée sur la Figure 5.3.

Le bloc de Mache montre les valeurs de surrection les plus élevées de la cordillère côtière (1,98 mm/an). Nos valeurs sont en contradiction avec les valeurs publiées (0,33 mm/an) par Pedoja et al. (2006) pour la zone de Punta Galera. A partir des données de datation des terrasses, Pedoja et al. 2006 discutent leur attribution aux stades isotopiques associés et choisissent la solution qui leur donnent le taux de surrection le plus bas. Dans la zone de Ríoverde, Pedoja (2003) signale des terrasses et montre sur la base de datations qu'elles pourraient être compatibles avec deux hypothèses: l'une avec un taux de surrection proche de nos valeurs (entre 1.15 mm/an à 1.71 mm/an) et une avec des taux plus faible proche des valeurs publiées en 2006 à Punta Galera. Toutefois cette discussion de Pedoja (2003) n'est pas publiée dans Pedoja et al., 2006 ou les terrasses du secteur Ríoverde ne sont pas signalées. Notons que les deux secteurs sont contrôlés par deux systèmes tectoniques différents ce qui pourrait expliquer pourquoi le secteur Punta Galera se soulève peut-être moins rapidement que le secteur de Ríoverde. Le secteur de Punta Galera est contrôlé par l'activité de la faille Galera (Figure 4.4; faille 4) alors que le massif de Mache montre un soulèvement plutôt contrôlé par un antiforme qui s'étend jusqu'à la zone de Ríoverde.

5.3. MODÈLE D'EVOLUTION

Le modèle d'évolution que nous proposons pour la cordillère côtière de l'Equateur comporte huit étapes.

1. Période pré-Pliocène moyen (Fig. 5.4.a): développement des bassins Progreso, Borbón et Manabí dans un environnement marin et émergence partielle de la cordillère Chongón-Colonche (selon Benítez, 1995).
2. Période Pliocène supérieur – Pléistocène inférieur (Fig. 5.4.b): le bloc Portoviejo se soulève et le segment sud de la cordillère Chongón-Colonche. La ride de Carnegie passe en subduction depuis au moins le pliocène supérieur. La formation Balzar se forme à l'Est du nouveau relief qui est partiellement érodé. Le bassin de Borbón perdure sous un environnement marin ainsi que la partie nord-occidentale du bassin de Manabí.

3. Période Pléistocène inférieur (Fig. 5.4.c): le bloc nord de la cordillère Chongón-Colonche (NNW-SSE) se soulève, le bassin de Progreso au Sud émerge. Le cône de Santo Domingo commence à se développer.
4. Période Pléistocène inférieur – moyen (Fig. 5.4.d): le soulèvement du bloc Jipijapa (NNW-SSE, associé possiblement à Carnegie) déforme localement le bloc Portoviejo qui est déjà soulevé. Le cône de Santo Domingo atteint de grandes proportions et commence à se déposer en partie sur le relief formé par le bloc Portoviejo déjà soulevé. Ce faisant cette accumulation participe au partage du drainage entre le Nord (bassin versant du Río Esmeraldas) et le Sud (bassin versant du Río Guayas).
5. Période Pléistocène moyen (Fig. 5.4.e): Au Nord commence à se soulever le bloc Bahía-Jama contrôlé par le jeu du système de failles de Jama (NE-SW, direction du bloc Nor Andin). Le soulèvement de ce bloc déforme localement le bloc Portoviejo le long de la faille Rocafuerte-Flavio Alfaro. Le cône de Santo Domingo migre vers le Nord (P.V. Maldonado). La péninsule de Manta commence à se soulever (au moins une île=paléo-île El Aromo, Pedoja et al. 2006).
6. Période Pléistocène moyen – supérieur (Fig. 5.4.f): l'antiforme Mache – Ríoverde (NE-SW) commence à se former. Le système de failles de Jama se propage vers le NE (Cristóbal Colón). Le jeu de la faille de Jipijapa à l'Ouest du massif Jipijapa contribue au soulèvement de la péninsule de Manta.
7. Période Pléistocène supérieur (Fig. 5.4.g): le bloc de Manta se soulève (interaction entre les systèmes de failles Jipijapa et Jama). Le bloc de Mache – Ríoverde (antiforme) poursuit son soulèvement. Punta Galera commence à émerger à travers de la faille Galera.
8. Période Pléistocène supérieur – présent (Fig. 5.4.h): Les bassins versants de Río Esmeraldas (Nord) et Río Guayas (Sud) se dessinent. Le Río Esmeraldas atteint son cours actuel après avoir peu à peu été dévié dans le sens horaire et repoussé vers le Nord par les soulèvements des blocs Portoviejo et Bahía-Jama. Le bloc Mache – Ríoverde émerge à travers le jeu d'un système de failles NE-SW qui se termine par un système NNW-SSE en Ríoverde. Le cône de Santo Domingo (section P.V. Maldonado) commence à être érodé par les tributaires du Río Esmeraldas.

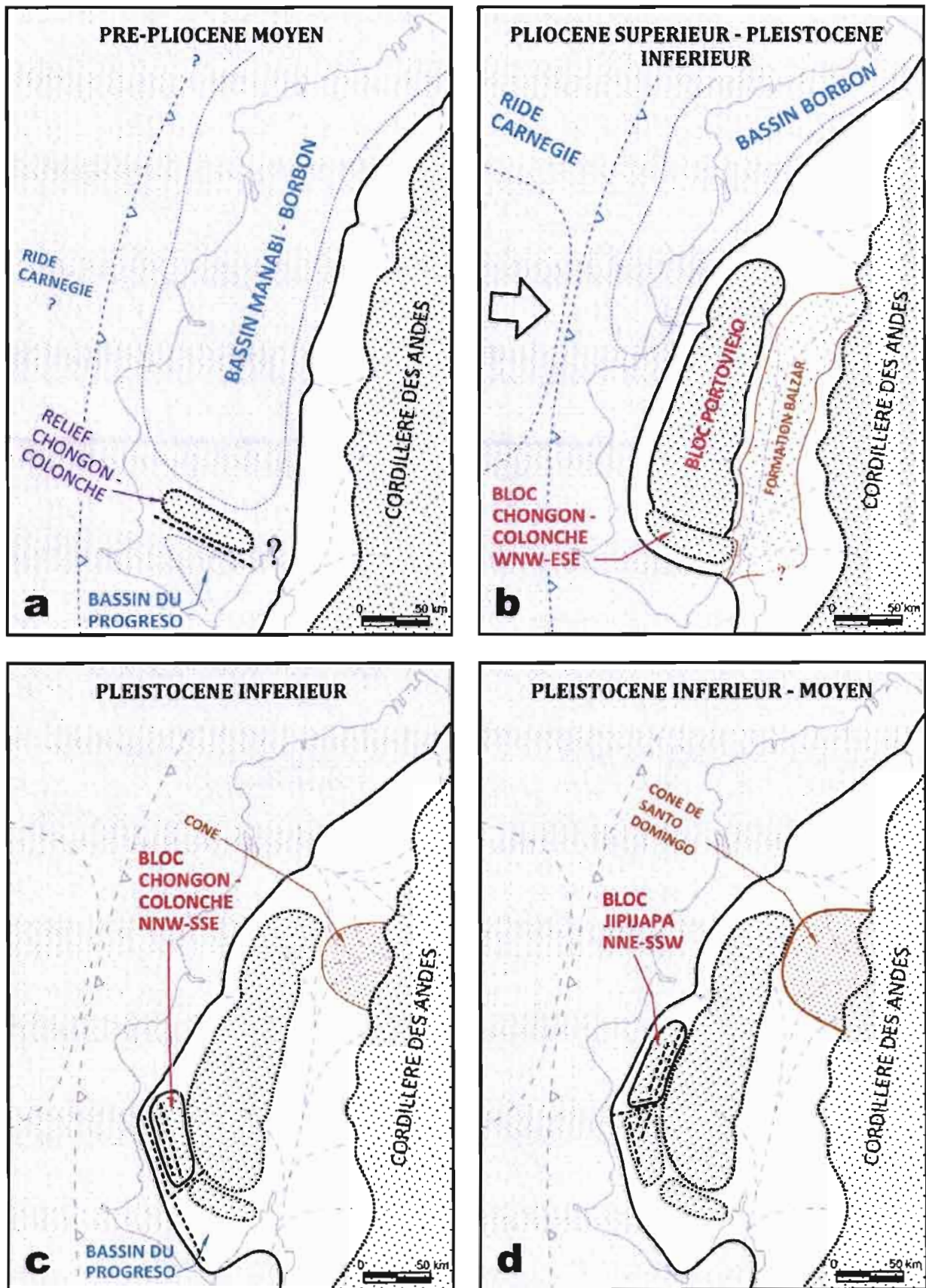


Figure 5.4. Modèle d'évolution.

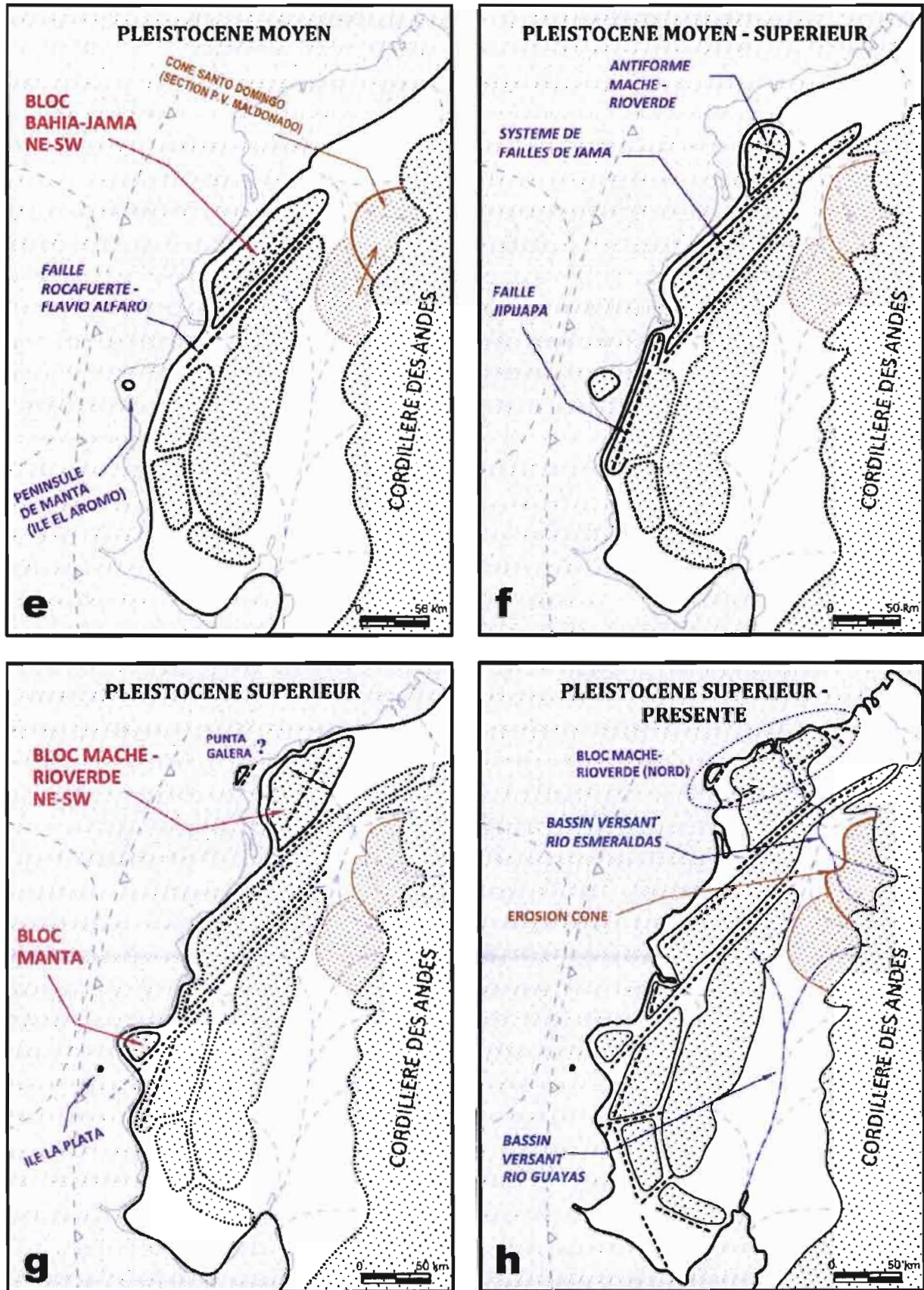


Figure 5.4. Modèle d'évolution (Continuation).

6. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

- ◆ L'analyse des profils des rivières et de l'incision nous a permis d'individualiser six blocs dans la cordillère côtière. Il s'agit des blocs de Portoviejo, des blocs Colonche Sud et Nord, du bloc Bahía-Jama, du bloc MacheRíoverde, du bloc Jipijapa et du bloc Manta. La cordillère côtière est segmentée en blocs qui ont chacun leur propre période de soulèvement et leur propre taux de surrection.
- ◆ Les résultats sur les profils de rivière (cf SL index) montrent que la zone côtière de la cordillère est dans son ensemble en surrection. Les résultats sur les incisions montrent que la surrection est relativement plus importante dans la partie nord de la cordillère côtière.
- ◆ L'analyse structurale montre que deux systèmes de failles ont guidé l'évolution de la cordillère côtière, le système Jipijapa et le système Jama qui se prolonge à l'Est du Río Esmeraldas. Les deux systèmes semblent contrôler l'exhumation de la péninsule de Manta, alors que le système de Jama contrôle le soulèvement du bloc Bahía-Jama. Une nouvelle faille, la faille Rocafuerte – Flavio Alfaro, qui borde le bloc de Portoviejo à l'Ouest est proposée.
- ◆ La cordillère côtière commence par se soulever dans sa partie centrale (bloc de Portoviejo). Le début du soulèvement se fait à la fin du Pliocène (entre 4.2 Ma début du dépôt de la Formation Borbón et 2.2 Ma début du dépôt de la Formation Balzar). Le soulèvement se poursuit ensuite au Sud-Ouest (bloc de Jipijapa) et finalement se développe au Nord (blocs de Bahía-Jama et de Mache-Ríoverde) et au niveau du bloc de Manta.
- ◆ Le réseau hydrographique a été modifié par le soulèvement de la cordillère côtière. Dans une première étape le cours du Río Guayas, et le bassin versant associé, se développent vers le Sud. Dans une deuxième étape le cours du Río Esmeraldas est repoussé vers le Nord, contrôlé par la tectonique active et par le dépôt du cône de Santo Domingo. L'accumulation de sédiments au niveau du cône de Santo Domingo s'explique par une réduction de la place disponible due au soulèvement de la cordillère côtière. Dans un premier temps au niveau de Santo Domingo par le soulèvement du bloc Portoviejo puis dans un deuxième temps par le soulèvement du bloc Bahía-Jama.
- ◆ La tentative de calcul de taux de surrection est à considérer avec prudence vu le manque de données chronologiques fiables. Néanmoins les valeurs montrent une certaine cohérence. Le bloc Portoviejo révèle des valeurs moyennes (0,69 mm/an) sur un long intervalle de temps ce qui a probablement favorisé la préservation en position sub-horizontale de la surface basale de la formation Borbón. Les blocs Chongón-Colonche et Jipijapa montrent des taux de surrection très élevés ce qui explique l'exhumation du soubassement dans ces zones. Les blocs Bahía-Jama et Mache-Ríoverde présentent des taux de surrection totale très élevés en proportion cohérente avec les valeurs de soulèvement relatifs obtenues à partir des incisions.
- ◆ L'âge proposé dans ce travail pour le début du soulèvement de la cordillère côtière est proche de l'âge de l'accélération de la subsidence dans le Golfe de Guayaquil (fin Pliocène-Pléistocène

inférieur). Cette accélération est attribuée à l'arrivée en subduction de la ride de Carnegie (ou pour le moins d'un haut bathymétrique de cette dernière, Witt et al., 2006). Ce dernier calendrier proposé pour la subduction de la ride de Carnegie est cohérent avec l'âge que nous proposons du début de soulèvement régional de la cordillère côtière.

- ♦ Le bloc qui présente le taux de surrection le plus élevé (Mache-Ríoverde) n'est pas situé en face de la ride de Carnegie.

Perspectives

Cette étude révèle que le cadre structural de la cordillère côtière est encore assez mal connu. Nos résultats suggèrent en effet l'existence de failles (faille de Flavio-Rocafuerte par exemple) non reportées jusqu'à présent dans la cordillère côtière, failles qui délimitent des blocs qui se soulèvent plus ou moins rapidement. La plupart des études se sont concentrées ces dernières années sur la bordure Est du bloc côtier et sur sa frange littorale (terrasses marines et Golfe de Guayaquil). Il apparaît indispensable de mener une étude régionale complète de la cordillère côtière afin d'en préciser le cadre structural et l'évolution des reliefs; Quel est l'âge de la déformation et du soulèvement ? Où sont les principales failles ? Comment jouent-elles ? Quelle part prennent-elles dans le partitionnement du mouvement du bloc côtier ?

Ceci est indispensable pour espérer, relier la sismicité aux structures, obtenir un modèle cinématique cohérent et réaliste du bloc côtier, et enfin mieux comprendre l'évolution du relief de la cordillère dont l'évolution contrôle les flux sédimentaires des Andes vers la fosse. Nous proposons de réaliser :

Des travaux de terrain pour :

- 1) Etudier les grands systèmes de failles (Jipijapa et Jama) de la cordillère côtière et reconnaître les grands blocs définis dans ce travail y compris sur la plate-forme continentale.
- 2) Cartographier puis dater les dernières formations marines (dont la Formation Borbón); et préciser l'évolution des milieux, du marin au continental. Il s'agit de repérer dans les faciès les premiers marqueurs du soulèvement afin d'en préciser le calendrier.
- 3) Préciser l'évolution du relief et les étapes récentes de la surrection de la cordillère occidentale (source du matériel transporté à la fosse) et l'influence du soulèvement de la cordillère côtière sur la distribution du matériel transporté à la fosse en intégrant le paramètre du climat. Une cible potentielle pourrait être le cône de Santo Domingo.

Des travaux de géomorphologie pour :

- 1) Réaliser une analyse de détails de documents satellitaires haute résolution (système de faille de Jama; système de faille de Jipijapa....)
- 2) Confirmer par d'autres méthodes de morphologie quantitative notre modèle (basin versant, réseau hydrographique.....)
- 3) Faire une analyse très détaillée des knickzones le long des profils des rivières. En particulier près des côtes, avec une analyse couplée des knickzones et des terrasses marines. Etendre la méthode au profil des canyons sous-marins qui entaillent la marge d'Equateur.

BIBLIOGRAPHIE

Aalto, K.R., and Miller, W. (1999). Sedimentology of the Pliocene Upper Onzole Formation, an inner-trench slope succession in northwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1): 69-85.

Alvarado, A. (1998). Variation du champs de contrainte et de deformation et quantification des deformations actives du bloc côtier de l'Equateur. *Université Paris XI*, 59 p.

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, (rapport de DEA), Université Pierre et Marie Curie Paris VI.

Benítez, S.B. (1995). Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Géol. Alp*, 71: 3-163.

Bès de Berc, S., Soula, J.C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., and 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.

Bishop P, and Goldrick G. (2000). Geomorphological evolution of the East Australian continental margin. In *Geomorphology and Global Tectonics*, Summerfield, M.A. (2000). Wiley: Chichester; 227-255.

Bonnardot, M.-A., Hassani, R., Tric, E., Ruellan, E., and Régnier, M. (2008). Effect of margin curvature on plate deformation in a 3-D numerical model of subduction zones. *Geophysical Journal International*, 173 (3), 1084-1094.

Bonnet, S., Guillocheau, F., and Brun, J.P. (1998). Relative uplift measured using river incisions: The case of the Armorican basement (France), *C.R. Acad. Sci., Sér. IIa*, 327, 245-251.

Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.P., and Van Den Driessche, J. (2000). Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, 273-288.

Burbank, D.W., and Anderson, R.S. (2001). Tectonic Geomorphology. *Blackwell Science*, Commerce Place, 350 Main Street, Massachusetts, USA. 274 p.

Cantalamessa, G., Di Celma, C., Bianucci, G., Carnevale, G., Coltorti, M., Delfino, M., Ficarelli, G., Moreno Espinosa, M., Naldini, D., and Pieruccini, P. (2001). A new vertebrate fossiliferous site from the Late Quaternary at San José on the north coast of Ecuador: preliminary note. *Journal of South American Earth Sciences*, 14 (3): 331-334.

Cantalamessa, G., and Di Celma, C. (2004). Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabi, Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 633-648.

Carter, C.A., and Chorley, R.J. (1961). Early slope development in an expanding stream system, *Geol. Mag.*, 98: 117-130.

CODIGEM, BGS, 1993. Mapa Geológico de la República del Ecuador. *British Geological Survey*.

Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M. A., and Operto, S. (2002). Exploring the Ecuador-Colombia active margin and inter-plate seismogenic zone, *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 83, p. 189–190.

Collot J.-Y., Marcaillou B., Sage F., Michaud F., Agudelo W., Charvis P., Graindorge D., Gutscher M.-A. et Spence G. (2004), Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures ? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin, *Journal of Geophysical Research*, 109, B11103, 14 p.

Coque, R. (1998). Géomorphologie. *Armand Colin*, sixième édition, 34 rue de l'Université, 75007, Paris, 550 p.

Daly, M.C. (1989). Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forarc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8 (4), 769–790.

Deniaud, Y. (2000). Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène: Etude des bassins d'avant arc et bilan de masse. *Géologie Alpine*, Mémoire HS (32), 159.

Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G., and Mascle, G. (1999). Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian Andes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Séries II A – Earth and Planetary Science*, 328 (3) : 181–187.

Demoulin, A., Bovy, B., Rixhon, G., and Cornet, Y. (2007). An automated method to extract fluvial terraces from digital elevation models: The Vesdre valley, a case study in eastern Belgium *Geomorphology*, 91: 51–64.

DGGM, (1970)a. Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Manta. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

DGGM, (1970)b. Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Montecristi. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

DGGM, (1974)a. Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Jipijapa. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

DGGM, (1974)b. Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Manglaralto. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

DGGM, (1976). Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Jama. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

DGGM, (1979). Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Chone. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

DGGM, (1980). Mapa Geológico detallado del Ecuador, hoja Bahía de Caráquez. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

DGGM, (1980). Mapa Geológico del Ecuador, Hojas 24 y 7, Esmeraldas and Punta Galera, scale 1 / 100,000. *Dirección General de Geología y Minas*, Quito.

Di Celma, C., Ragaini, L., Cantalamessa, G., and Curzio, P. (2002). Shell concentrations as tools in characterizing sedimentary dynamics at sequence-bounding unconformities: examples from the Lower Unit of the Canoa Formation (Late Pliocene, Ecuador). *Geobios*, 35 (1): 72–85.

Di Celma, C., Ragaini, L., Cantalamessa, G., and Landini, W. (2005). Basin physiography and tectonic influence on sequence architecture and stacking pattern: Pleistocene succession of the Canoa Basin (central Ecuador). *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, No. 9/10: 1226–1241.

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

Dumont, J.F., Santana, E., Valdez, F., Tihay, J.P., Usselman, P., Ituralde, D., and Navarette, 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.

Ego, F., Sebrier, M., Lavenue, A., Yepes, H. and Eguez, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, 101–116.

Evans, C.D.R., and Whittaker, J.E. (1982). The Geology of the western part of the Borbon Basin, North-West Ecuador. *Geol. Soc. London, Spec. publ.*, 10, 191–200.

Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., and Collot, J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 168, p. 255 – 270.

Hack, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 1: 421–429.

Hungerbühler D., Steinmann, M., Winkler W., Seward D., Egüez A., Peterson D.E., Helg U., and Hammer C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador, *Earth Science Reviews*, 57, p. 75–124.

Hughes R. A., and Pilatasig L. F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, v. 345, p. 29 - 48.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., and Zambrano, I. (1995). Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting: southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 62: 615–631.

Jaillard, E., and Soler, P. (1996). Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, (259): 41–53.

Jaillard, E., Benitez, S., and Mascle, G.H. (1997). Les deformations paleogenes de la zone d'avant-arc sud-equatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 168: 403–412.

Lague, D., Davy, P., and Crave, A. (2000). Estimating uplift rate and erodibility from the area– slope relationship: Examples from Brittany (France) and numerical modelling, *Phys. Chem. Earth, Part A*, 25(6– 7), 543– 548.

Larue, J-P. (2008). Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). *Geomorphology*, 93: 343–367.

Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M. G., A. Egüez, A., Dugas, F., and Vivier, 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, No. 3/4, 309-320.

Litherland, M., Aspden, J., and Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, *British Geological Survey, Overseas Memoir*, No. 11, 147 p.

Luzieux, L.D., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C., and Winkler, W. (2005). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 400–414.

Pedoja, K. (2003). Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique. Ph.D Thesis, *Université Pierre et Marie Curie*, Paris, 350 pp.

Pedoja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M.L.O., Collot, J.Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., and Labrousse, B. (2006). Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 1–21.

Pedoja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M.L.O., Ortlieb, L., Collot, J.Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., Labrousse, B. (2006). Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 1–21.

Reynaud, C., Jaillard, E., Lapiere, H., Mamberti, M., and Mascle, G.H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307: 235–254.

Sage, F., Collot, J.-Y., and Ranero, C.R. (2006). Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin. *Geology*, 34: 997 - 1000.

Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., and Mora, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 157–171.

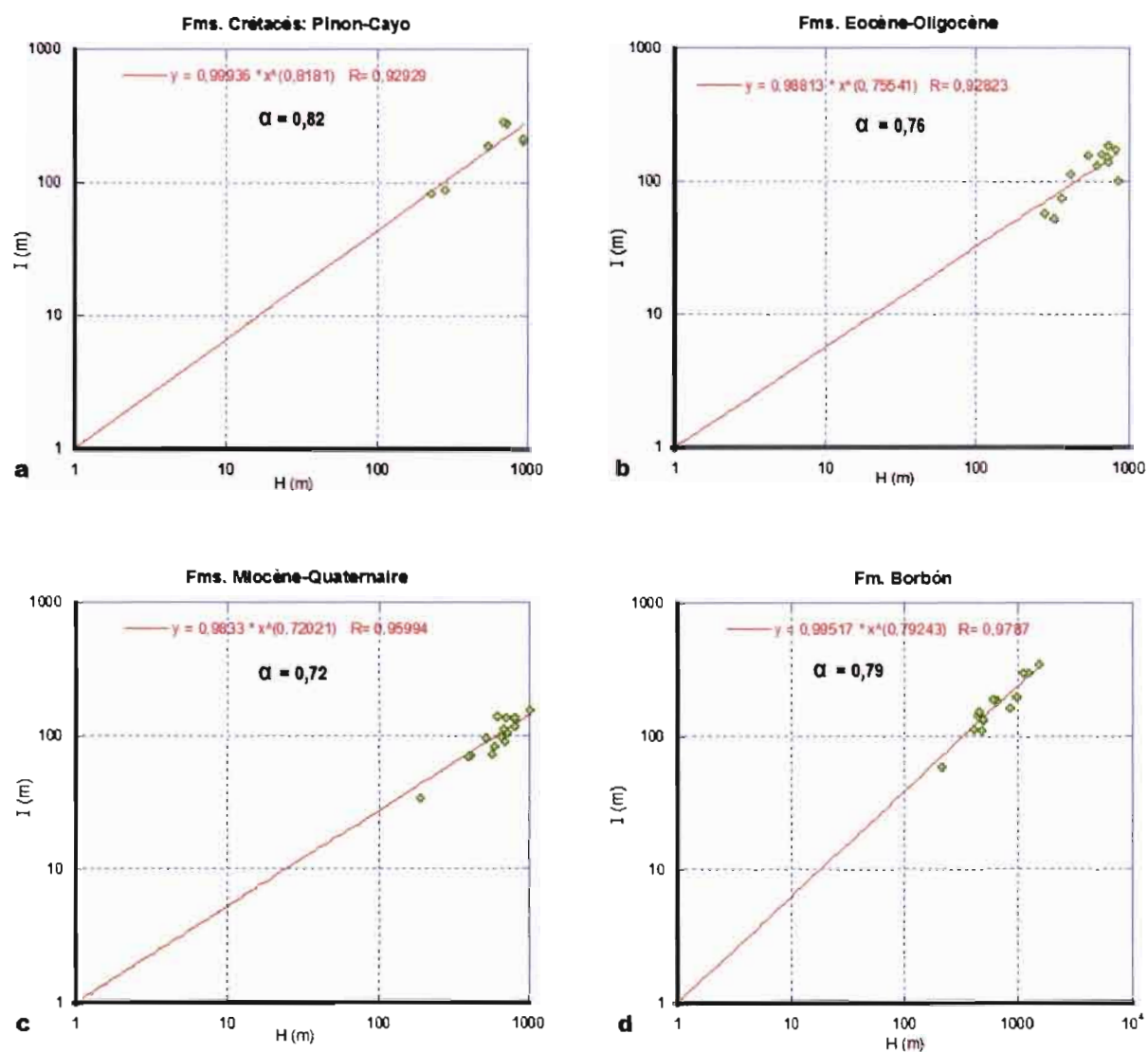
Tschopp, H.J. (1953). Oil exploration in the Oriente, Ecuador, 1938–1950. *AAPG Bulletin*, No. 37, p. 2303 - 2347.

USGS, (2003). Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its Offshore Regions. *U.S. Geological Survey*, Denver, Colorado.

Vaca, (2007). Sismotectonique de la région de Manta – Equateur. (Rapport de Master 2 SGT), *Université Nice Sophia Antipolis*, Nice.

Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordonez, M., Jimenez, N., and 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(3).

ANNEXES



Annexe 1. Valeurs de α utilisés para la calibration lithologique des roches de la cordillère côtière afin de faire de calculer les valeurs de α_N utilisés dans la figure 4.18. Ces valeurs représentent la moitié entre les différentes formations groupées.

RESUME

La cordillère côtière d'Equateur (point culminant autour de 800 m) présente sur sa marge littorale des terrasses marines soulevées (maximum connue 360 m). Elle constitue une barrière de drainage importante, et sur près de 600 km le drainage issu des Andes se trouve détourné vers le rio Guayas au Sud et vers le rio Esmeraldas au Nord. Ceci a des implications importantes sur le flux sédimentaire vers la fosse et le couplage inter-plaque associé. Quels sont les modalités du soulèvement de la cordillère côtière ? Depuis quand constitue-t-elle une barrière de drainage ? La cordillère côtière accompagne-t-elle le soulèvement de sa marge littorale ? La cordillère s'est-elle soulevée de façon homogène ou segmentée ? quel est le processus géodynamique à l'origine de la surrection de la cordillère ? La surrection peut-elle être mise en relation avec l'entrée en subduction de la ride de Carnegie ?

L'objectif de ce travail est en premier lieu d'analyser la morphologie de la cordillère côtière à l'aide des techniques numériques de la géomorphologie quantitative sur MNT (maille 30m dont nous disposons) dans le but de préciser l'évolution de la surrection de la cordillère côtière. Dans un premier temps l'étude morphostructurale a été réalisée à partir de l'analyse combinée de la morphologie, de la carte dérivée des pentes et des anomalies du drainage du réseau hydrographique. Dans un deuxième temps trois méthodes ont été appliquées sur le MNT en utilisant le logiciel ArcGIS 9.2: 1) La numérisation et l'interpolation de la surface basale de la dernière formation marine de répartition régionale (la formation Borbón sur la carte géologique d'Equateur) pour déterminer une paléo-horizontale et voir sa déformation; 2) L'extraction de 109 profils de rivières qui a permis de calculer pour chaque rivière la déviation verticale, horizontale, et totale par rapport au profil d'équilibre théorique et le SL index associé. 3) la mesure de l'incision (profondeur + demi largeur de la vallée, au total 7500 mesures) selon la méthode de Bonnet et al. 1998. Nous avons adapté cette méthode pour pouvoir représenter l'état d'incision en tout point et en corrigeant l'incision de l'influence de la lithologie et de l'influence de l'altitude.

Plus une douzaine de carte ont été obtenues à l'échelle de la cordillère côtière. L'analyse des profils des rivières et de l'incision combinée avec l'analyse morphostructurale montre que la cordillère côtière est segmentée en blocs qui ont chacun leur propre période de soulèvement et leur propre taux de surrection. Six blocs sont individualisés (bloc de Portoviejo, de Chongón-Colonche Sud et Nord, de Jipijapa, de Bahía-Jama, de Mache-Rioverde et de Manta).

Les résultats sur les profils de rivière montrent que la zone côtière de la cordillère est dans son ensemble en surrection. Les résultats sur les incisions montrent que la surrection est relativement plus importante dans la partie nord de la cordillère côtière.

Deux systèmes de failles ont guidé l'évolution de la cordillère côtière, le système Jipijapa et le système Jama qui se prolonge à l'Est du Río Esmeraldas. Les deux systèmes semblent contrôler l'exhumation de la péninsule de Manta, alors que le système de Jama contrôle le soulèvement du bloc Bahía-Jama.

La cordillère côtière commence par se soulever régionalement dans sa partie centrale (bloc de Portoviejo). Le début du soulèvement se fait à la fin du Pliocène. Le soulèvement se poursuit ensuite au Sud-Ouest (bloc de Jipijapa) et finalement se développe au Nord (blocs de Bahía-Jama et de Mache) et au niveau du bloc de Manta.

Les blocs qui présentent les taux de soulèvement relatif les plus élevés sont les blocs du Nord de la cordillère côtière dont le bloc de Mache-Rioverde qui n'est pas situé en face de la ride de Carnegie.

ABSTRACT

The coastal cordillera of Ecuador (culminating point around 800 m) includes on its littoral margins uplifted marine terraces (maximum known 360 m). The coastal cordillera constitutes an important barrier of drainage and on nearly 600 km the drainage resulting from the Andes is diverted towards Río Guayas in the South and Río Esmeraldas in North. This has important implications on sedimentary flow towards the trench and the associated interplate couplings. What is the mode of rising of the coastal cordillera? For how long it has constituted a barrier of drainage? Does the coastal cordillera rising be linked with the littoral margin rising? Does the cordillera have raise in a homogeneous or segmented way? What is the geodynamic process of the uplift of the cordillera? Can this uplift be related with the subduction of the Carnegie ridge?

The first objective of this work is to analyze the morphology of the coastal cordillera with helps of quantitative geomorphology using digital techniques such as DEM (pixel 30x30 m), to specify the evolution of the coastal cordillera uplift. This study was carried out starting combining analysis of morphology, maps derived from the slopes and anomalies of the drainage of the hydrographic network. In the second time, three methods were applied to DEM data using the ArcGIS 9.2 software: 1) the digitalization and the interpolation of basal surface of the last marine formation of regional distribution (the Borbón formation on the geological map of Ecuador) to determine paleo-horizontal and to see its deformation; 2) the extraction of 109 profiles of rivers which allow us to calculate for each river the vertical, horizontal, and total deviation compared to the theoretical profile of the river and the associated SL index; 3) the measurement of the incision (depth + half width of the valley, on the whole 7500 measurements) according to the method of Bonnet et al. (1998). We adapted this method to be able to represent the state of incision in any point, correcting from the influence of the lithology and the influence of altitude.

More than 12 maps were obtained on the coastal cordillera. The analysis of the profiles of the rivers and incision combined with the morpho-structural analysis show that the coastal cordillera is segmented in blocks that have each one their own period of rising and their own rate of uplift. Six blocks are individualized (block of Portoviejo, segments Southern and Northern of Chongón-Colonche, Jipijapa, Bahía-Jama, Mache-Rioverde and Manta).

The results on the profiles of river show that the coastal area of the cordillera in as a whole in uplift. The results on the incisions show that the uplift is relatively more important in the northern part of the coastal cordillera.

Two fault systems have guided the evolution of the coastal cordillera, the Jipijapa system and the Jama system that is prolonged in the East of Río Esmeraldas. The two systems seem to control the exhumation of the peninsula of Manta, whereas the system of Jama controls the rising of the Bahía-Jama block.

The coastal cordillera starts rising on a regional level in its central part (block of Portoviejo). The beginning of rising happens at the end of Pliocene. Rising continues then to the South-west (block of Jipijapa) and finally develops in the North (blocks of Bahía-Jama and Mache-Rioverde) and in the block of Manta.

The highest rates of relative uplift are seen in blocks of the North of the coastal cordillera including the block of Mache-Rioverde that is not located in front of the Carnegie ridge.