THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE P. et M. CURIE (Paris 6)



Spécialité : Géologie Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITE P. et M. CURIE (Paris 6)

par

Kevin PEDOJA

Soutenue le 7 Mars 2003

Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique



Jury composé de:

Olivier Bélier Luc Ortlieb Jean-Yves Collot Philippe Huchon Michel Sébrier Jean François Dumont Rapporteur Rapporteur Examinateur Examinateur Examinateur Directeur de thèse



GEOSCIENCES AZUR, Observatoire Océanologique de Villefranche-sur-mer



Table des Matières

Liste des Figures et Tableaux	9
Résumé	24
PROBLEMATIQUE, OBJECTIF ET DEMARCHE DE L'ETUDE	
Chapitre1 : Contexte géodynamique et géologique de l'Arc de Talara	29
I. Introduction	29
II. Contexte Géodynamique	30
II.1. La plaque Nazca entre 1°N et 6°S	33
II.1.1 Au Nord de Grijalva	34
II.1.2 Au Sud de Grijalva	36
II.2. La plaque Sud-Américaine entre 1°N et 6°S	36
II.3. Cinématique et géométrie	37
II.4. Caractéristique de la fosse	39
II.4.1 Orientation	39
II.4.2 Remplissage sédimentaire	40
II.5. Sismicité, régime de contraintes, déformations co-sismiques et tsunamis	41
III. Contexte géologique	45
III.1. Equateur	48
III.2. Nord Pérou	52
III.3. Le Pliocène et le Plio-Quaternaire	57
III.3.1 L'Equateur	57
III.3.1.a La côte Nord de l'Equateur	58
III.3.1.b La côte centrale de l'Equateur (Péninsule de Manta)	60
III.3.1.c Le Nord du Golfe de Guayaquil (péninsule de Santa Elena et l'île	e Punà)
III 3.2 Le Nord Pérou	61
III 3.2 a Au Nord du Río Chira : la formation Taime	01 62
III 3.2 h Au Sud du Río Chira : la formation Hornillos ou Tric-Trac	
III 3.3 Conclusions	
III 3 4 Etudes antérieures des terrasses de l'Arc de Talara	
III.3.4.a Introduction	68

	(0)
III.3.4.b L'Equateur	69
III.3.4.c Le Nord Pérou	72
III.3.4.d Conclusions	76
IV. Les causes possibles de soulevement sur l'Arc de Talara	76
Chapitre2 : Méthodologie	78
I. Le Quaternaire	78
I.1. Chronologie utilisée pour le Quaternaire	79
I.2. Variations astronomiques	80
I.2.1 Excentricité	81
I.2.2 L'obliquité de l'écliptique	81
I.2.3 La précession des équinoxes	82
I.3. Variations océaniques induites	83
I.3.1 Eustatisme	84
I.3.2 Variations isotopiques de l'oxygène	85
II. Détermination des taux de surrection d'une côte à partir de terrasses marines sou	levees
90	
II.1. Préambule : le niveau marin	90
II.1.1 Définitions morphologiques	90
II.1.2 Usage des terrasses marines	91
II.1.2.a Information eustatique	92
II.1.2.b Information tectonique	94
II.2. La première inconnue : l'altitude du pied de falaise des terrasses marines	95
II.2.1 L'enregistrement actuel du niveau 0 sur les plates-formes d'abrasion	95
II.2.1.a Définition	96
II.2.1.b Facteurs contrôlant la morphologie et la taille des plates-f	ormes
d'abrasion	99
Marnage et réfraction de la houle	100
Lithologie et pendage de la falaise littorale	101
Erosion aérienne et climat	102
Dépôts sédimentaires	103
II.2.1.c Apport de la modélisation	103
II.2.1.d Variabilité de l'altitude du pied de falaise actuel	104
II.2.2 Les plates-formes de l'arc de Talara	104
II.2.2.a Illustrations	104

II.2.2.b Facteurs contrôlant la morphologie et la taille des plates-for	mes
d'abrasion	107
Marnage et réflexion de la houle	107
Lithologie et pendage de la falaise littorale	108
Erosion aérienne, climat et impact de El Niño	110
Dépôts sédimentaires	113
II.2.2.c Variabilité de l'altitude des pieds de falaises actuels sur l'arc de Talara	ı115
II.2.2.d Conclusions	115
II.2.3 Particularités des terrasses marines	117
II.2.3.a Les terrasses marines : outils tectoniques	119
Notions de base	120
Méthodologie générale	121
1) La tectonique au niveau local (du m au km)	123
2) La tectonique au niveau régional (de la dizaine à la centaine de km)	123
3) La tectonique au niveau continental (centaine à millier de km)	124
II.2.3.b Les séries de terrasses marines étagées	124
Importance du taux de surrection sur la morphologie de la série de terrasse	124
Effet de la réoccupation de terrasse	126
Conclusions	127
II.2.3.c Terrasses marines et contexte géodynamique	127
II.2.4 Les terrasses marines de l'arc de Talara	131
II.2.4.a Comparaison entre les terrasses marines et les plates-formes d'abra	sion
actuelles 131	
II.2.4.b Hauteurs des paléo-falaises	137
II.2.4.c Dépôts superficiels des terrasses	137
II.2.4.d La notion de Tablazo	139
II.2.4.e Mesure d'altitude et cartographie des pieds de falaise	141
Marge d'erreur due à l'appareillage	141
Marge d'erreur due à la qualité de la préservation du pied de falaise	142
Comparaison cartographique	143
II.3. La deuxième inconnue: la corrélation du pied de falaise à un Stade Isotopiqu	e de
l'oxygène	144
II.3.1 Revue critique des méthodes de datations généralement appliquées	aux
terrasses marines	144

II.3.1.a Le contenu faunistique	145
II.3.1.b Le carbone 14	145
II.3.1.c L'U/Th	146
II.3.2 Les méthodes de datation tentées dans cette étude	146
II.3.2.a Malacofaune	147
II.3.2.b La micropaléontologie	147
II.3.2.c Le paleomagnétisme	147
II.3.2.d Le carbone 14	147
II.3.2.e Le déséquilibre U/Th	148
II.3.2.f La luminescence optique stimulé par infrarouge (IRSL)	149
Définitions	149
Préparation des échantillons	151
Terrain	151
En laboratoire	152
Appareillage utilisé	155
Détermination des doses annuelles	155
Détermination des doses équivalentes aux paléodoses	156
Technique de la régénération	157
Régénération d'aliquote unique (SAR=Single Aliquot Regeneration)	157
Le fading des feldspaths	160
II.3.2.g Conclusion	161
II.4. Etablissement de la vitesse de soulèvement et de la marge d'erreur	162
II.4.1 Calcul de la vitesse de soulèvement	162
II.4.1.a Niveau de référence (niveau 0 considéré)	162
II.4.1.b Niveaux eustatiques (e) et âges des stades isotopiques considérés (A)	. 163
II.4.2 Conclusions sur les marges d'erreurs des vitesses de soulèvement	164
Chapitre3 : Etudes régionales des terrasses marines de l'Arc de Talara	165
I. Introduction	165
II. La côte Equatorienne	169
II.1. La Côte Nord	170
II.1.1 Géomorphologie, contextes tectonique et sismique	172
II.1.2 Série 1 : Río Verde	174
II.1.2.a Description	174
Le niveau Rocafuerte	174

Les terrasses marines	174
Terminaison de l'Arc de Talara vers le Nord	179
II.1.2.b Datations	179
Résultats de L' U/Th	179
Datation optique (IRSL)	180
II.1.2.c Interprétation chrono-stratigraphique	180
1 ^{ière} Hypothèse : S.I. 3	181
2 ^{ième} Hypothèse : S.I. 5	181
II.1.2.d Quantification de l'activité tectonique récente de la faille Río Verde	182
II.1.3 Série 2 : Punta Galera	182
II.1.3.a Description	182
II.1.3.b Datations	186
II.1.3.c Interprétation chrono-stratigraphique	187
II.1.3.d Quantification de l'activité récente de la faille Cumilinche	187
II.2. La côte centrale de l'Equateur	187
II.2.1 Présentation	187
II.2.2 Résumé de l'article	189
II.2.3 Article	190
II.3. Le Nord du golfe de Guayaquil	228
II.3.1 Introduction	228
II.3.2 La péninsule de Santa Elena	230
II.3.2.a Description des terrasses marines	231
T1 : terrasse marine Muey	231
T2 : terrasse marine Santa Elena	232
T3 : terrasse marine El Alto	235
II.3.3 L'île de Puná	236
II.3.3.a Généralités	236
II.3.3.b Description des terrasses marines	237
La première terrasse, T1	237
La deuxième terrasse T2	237
La troisième terrasse T3	238
II.3.4 Datation	238
II.3.5 Interprétation chrono-stratigraphique	239
III. La côte Nord Péruvienne	240

III.1. Cancas-Río Chira (Série 1 à 4)	241
III.1.1 Série 1 : Cancas	.243
III.1.1.a Description	243
III.1.1.b Datations	243
III.1.1.c Interprétation chrono-stratigraphique	.245
III.1.2 Série 2 : Los Organos	245
III.1.2.a Description	245
III.1.2.b Datations	250
III.1.2.c Interprétation chrono-stratigraphique	250
III.1.3 Série 3 : Lobitos	251
III.1.3.a Description	251
III.1.3.b Datations	251
III.1.3.c Interprétation chrono-stratigraphique	252
III.1.4 Série 4 : Talara	253
III.2. Le massif de Paita (Séries 5 et 6)	254
III.2.1 Description	254
III.2.1.a Série 5 : le flanc protégé du massif (N-NE)	256
III.2.1.b Série 6 : le flanc exposé du massif (S-SO)	257
III.2.1.c Corrélation entre les séries de terrasse marines de flanc du massif de l	Paita
259	
III.2.2 Datation	260
III.2.3 Interprétation chrono-stratigraphique	260
III.3. le massif de Illescas et la baie de Bayovar (Série 7)	261
III.3.1 Description	261
III.3.1.a La paléo-baie de Bayovar	263
III.3.1.b Le massif de Illescas	264
III.3.2 Datations	266
III.3.2.a Le Carbone 14	266
III.3.2.b L'IRSL	267
III.3.3 Interprétations chrono-stratigraphique	268
IV. Conclusion : Synthèse de la répartition des terrasses marines relatives au S.I.	5 le
long de l'Arc de Talara	268
Chapitre4 : vitesses de surrections et Interprétations	272
I. Soulèvement quaternaire de l'Arc de Talara	272

I.1. L'Eq	uateur	
I.1.1 La	côte Nord	
I.1.1.a	Río Verde	
Taux	de surrection	
$1^{i\dot{e}i}$	^e Hypothèse : $T1 = S.I.3$	
2 ^{ième}	Hypothèse	
I.1.1.b	Extrapolation du taux de surrection	
I.1.1.c	Synthèse	
I.1.2 Pu	nta Galera	
I.1.2.a	Taux de surrection	
I.1.2.b	Extrapolation du taux de surrection	
I.1.2.c	Synthèse	
I.2. La cô	te Centrale de l'Equateur	
I.2.1 Ta	ux de surrection	
I.2.2 Ex	trapolation du taux de surrection	
I.2.3 Sy	nthèse	
I.3. Le N	ord du Golfe de Guayaquil et l'île de Punà	
I.3.1 Ta	ux de surrection	
I.3.2 Ex	trapolation du taux de surrection	
I.3.3 Sy	nthèse	
I.4. Le N	ord Pérou	
I.4.1 Ca	ncas, Los Organos, Lobitos et le tablazo Mancora	
I.4.1.a	Taux de surrection	
Canc	as	
Los (Organos	
Lobit	os	
I.4.1.b	Extrapolation des taux de surrection : âge du tablazo Mancora	
I.4.1.c	Synthèse	
I.4.2 Ma	assif de Paita	
I.4.2.a	Taux de surrection	
I.4.3 Ma	assif de Illescas	
I.4.3.a	Taux de surrection	
I.4.3.b	Extrapolation	
I.4.3.c	Synthèse	

I.4.4 Conclusions sur le Nord Pérou
I.5. Conclusions
II. Longueur d'onde des déformations verticales
II.1. La longueur d'onde locale
II.2. La longueur d'onde régionale
II.3. La longueur d'onde continentale
III. Relations entre soulèvement et schéma structural
III.1. Déformations pléistocènes de l'apex équatorien
III.1.1 Manabi- Esmeraldas
III.1.2 La bordure Nord du golfe de Guayaquil
III.2. Déformation pléistocènes de l'apex péruvien
III.3. Héritage pliocène de l'Apex de Talara
IV. Facteurs pouvant influencer le soulèvement
IV.1. Présence d'aspérité : la Ride de Carnegie
IV.2. Différences crustale
IV.3. Distance à la fosse
IV.4. Essai de reconstitution à 3 Ma
Conclusions
Bibliographie

Liste des Figures et Tableaux

Figure 1: Localisation générale de L'arc de Talara
Figure 2 : Bathymétrie et toponymie de la zone étudiée. (A) Contexte général (B) l'Arc de
Talara entre Río Verde et Illescas. R = ride, ZF = zone de fracture
Figure 3 : Contexte géodynamique et âges de la plaque Nazca d'après la grille des fonde
océaniques mondiaux, les bandes grisées indiquent les anomalies d'âge (Lonsdale 1978)
Les vitesses de convergence indiquées sont reprises de De Mets et al. (1989, flèche
blanche) et de Kellogg et Vega, (1995, flèche noire)
Figure 4 : l'Arc de Talara en relation avec le contexte géodynamique simplifié de la zone
l'Arc de Talara correspond à la transition entre les Andes septentrionales et les Ande
méridionales. La marge qui lui fait face est nommée marge Nord-Andine (modifié de
(Dumont et al., 2002; Ego et al., 1996; Gutscher et al., 1999a). Les zones de terrasse
marines sont représentées. A : Côte Nord de l'Equateur (Punta Galera et Río Verde). B
Côte Centrale de l'Equateur (Ile de la Plata et péninsule de Manta). C : Nord du Golfe de
Guayaquil (Péninsule de Santa Elena et île de Punà. D : Nord Pérou
Figure 5 : Modèle d'évolution des plaques Cocos et Nazca au cours du Néogène (Lonsdale e
Klitgord, 1978)
Figure 6 : Morphostructure de la marge Nord-Andine (Gutscher, Malavieille et al. 1999). La
sismicité et les mécanismes aux foyers (Harvard CMT) de la marge Nord Andine son
présentés pour la période de temps comprise entre 1964 et 1998. Les étoiles représenten
les 6 grands séismes du XX ^{ième} siècle, les mécanismes sont localisés aux positions de
fichier Engdahl (Engdahl et al., 1998). Le séisme de Bahia de Caraquez (4/08/1998) es
le dernier événement majeur de la marge Nord Andine (Mb=6.2, Mw= 7,1) (Harvard
CMT)
Figure 7 : Décalage de la fosse (en rouge) sur la marge Nord-Andine entre l'Equateur et le
Nord Pérou au niveau de la zone de Grijalva. La distance A représente la distance
minimale de décalage de la fosse tandis que B représente la distance maximale (60 km)
Les distances entre la fosse et les zones de terrasses marines sont aussi représentées su
cette figure. 1: 30 km. 2: 60 km. 3: 140 km. 4: 70 km (repris de Dumont) 40

Figure 14 : Dépôts quaternaires de la côte équatorienne (repris de J-F Dumont)......52

- Figure 16 : Evolution de la circulation océanique globale et intra-Pacifique. (A) Circulation actuelle. (B) Circulation avant la fermeture de l'isthme de Panama (Tsuchi, 1997). 57

- Figure 18 : Age des formations néogènes de l'Amérique du Sud (Tsuchi, 1997). 64
- Figure 19 : Importance du Pliocène dans les zones de terrasses marines de l'arc de Talara. (A)
 La formation Taime, dans la zone de los Organos, Nord Pérou. Cette formation est composée de grès et de sables très facilement érodable. Elle est surmontée par des terrasses marines d'ages variables. (B) Détail de la formation Taime dans la quebrada Taime. (C) Terrasse marine Piles (T3 de la péninsule de Manta, côte central de l'Equateur) déposée sur la formation plio-quaternaire Canoa. (D) Tablazo Talara déposé sur la formation Taime à Talara (Nord Pérou).
- Figure 21 : Coupe topographique de l'île de la Plata par Sheppard (1938). Noter que l'auteur ne distingue que 3 terrasses marines (a, b et c). Il existe une terrasse entre A et B.........71
- Figure 23 : les "Tablazos" et terrasses marines Nord péruviennes selon Bosworth (1922).....73

- Figure 28 : Forme de l'orbite terrestre autour du soleil. (A) L'orbite est soit elliptique soit presque circulaire. La position sur l'orbite où la Terre est la plus proche du Soleil est

- Figure 30 : Relations entre les variations des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, obliquité, précession) et la variation de la quantité de chaleur reçue au sommet de l'atmosphère dans l'hémisphère Nord. Notez que la précession est montrée deux fois: la première comme le moment de la périhélie et la seconde comme la distance Terre-Soleil en Juin (Wilson et al., 2000).
- Figure 32 : Enregistrement du δ^{18} O à différentes échelles de temps. (A) Enregistrement composite des variations du δ^{18} O marin pour le Cénozoïque. La colonne à droite du diagramme indique l'histoire des calottes glaciaires de l'Est et de l'Ouest de l'Antarctique (respectivement EA et WA), ainsi que celle de l'hémisphère Nord (NH) basée sur l'importance des I.R.D (Ice Rafted Debris) et sur l'échelle isotopique. Les lignes noires représentent la présence de calottes tandis que les lignes pointillées indiquent leurs apparitions probables (simplifiée de Abreu et Anderson, 1998). (B) Enregistrement du δ^{18} O sur une carotte provenant de l'Océan Pacifique (site 607) du Deep Sea Drilling Program, montrant les stades isotopiques sur une période de 2,5 Ma. Les barres noires indiquent les stades interglaciaires (modifiée de Wilson et al., 2000). 87

- Figure 38 : (A)Vue 2D schématique et nomenclature d'une plate-forme d'abrasion. (B) Exemple de plate-forme actuelle. Plage de la Entrada, Province de Guayas, Equateur. .96

- Figure 44 : Comparaison de différentes plates-formes d'abrasion actuelles. (A) Plate-forme inclinée. La plate-forme est large et les vaguelettes qui brisent indiquent qu'elle est aussi très peu profonde (Camarones, côte Nord de l'Equateur). (B) Détail d'une plate-forme légèrement inclinée. L'échelle mesure 15 cm, ces rochers champignoïdes peuvent atteindre 1 m de hauteur. (la Entrada, côte centrale de l'Equateur). (C) Plate-forme littorale quasi horizontale présentant la plate-forme de haute-eaux et de la plate-forme de basse-eaux (type B de Haslett, 2000) (Est de playa la Tortugita, côte Centrale de Figure 45 : Influence du marnage sur l'encoche littorale. Le niveau 0 actuel est ici caractérisé par une encoche bien marquée mesurant entre 1 et 2 m. La photo A montre la découverte de la plate-forme à marée basse. La photo B montre l'encoche active à marée haute (Plage du village Africa, côte Nord de l'Equateur)......108 Figure 46 : Influence du pendage sur la morphologie des plates-formes d'abrasion actuelles. (A) Plate-forme entaillée dans la formation Onzole (Mio-Pliocène) à Cumilinche, côte Nord de l'Equateur. (B) Plate-forme entaillée dans la formation Angostura (Eocène), entre Rio Verde et Africa (côte Nord de l'Equateur). 110 Figure 47 : Variations du niveau marin enregistrées par le marégraphe de la Libertad (Province de Guayas, Equateur). Les zones noires correspondent aux années ou aux mois d'occurrence du phénomène d'El Niño (ENSO). (A) Enregistrement de 1949 à 1984. (B) Niveau moyen de la mer (anomalies normalisées). (C) Variation mensuelle du niveau de la mer durant les années 1982-1983. Compilation de données (Moreano et al., 1986 ; Figure 48 : Exemple de littoral combinant haute énergie et apport sédimentaire, Playa Tortugita, côte de Manabi, Equateur. 114 Figure 50: Formes de reliefs côtiers formés par la tectonique à diverses échelles de temps. 119 Figure 51 : Mode de formation des terrasses marines. (A) Sur une côte stable du point de vue tectonique, les traces de rivages des différentes phases glaciaires et interglaciaires se confondent. (B) Sur une côte subissant un soulèvement, différentes terrasses relatives

- Figure 56 : Comparaison entre une plate-forme d'abrasion actuelle (A) et une plate-forme d'abrasion fossile (B), Lobitos, Nord Pérou. Les photos A et B montrent des rochers en forme de champignons dont les pieds sont recouverts de sable. La photo A provient d'une plate-forme actuelle tandis que la photo B est prise à environ 25 m d'altitude... 133

- Figure 59 : Comparaison entre la morphologie d'une plate-forme d'abrasion actuelle (A) et une plate-forme fossile (B) T4 sur l'île de la Plata (côte centrale de l'Equateur).Les

- Figure 63 : Exemple de carte de pente réalisée avec le logiciel Savane. Les valeurs sont indiquées en degrés et correspondent à des valeurs de pentes comprises entre 0 et 30°. Cette méthode de détermination de la répartition des zones de faibles pentes doit absolument être comparée aux observations de terrains ou à l'imagerie satellitaire car elle met en évidence d'autres structures planes (terrasses fluviatiles par exemple). 143

Figure 64 : Principes de la méthode de luminescence (d'après Bouab, 2001)......151

Figure 65 : Echantillonnage de sable pour la datation par IRSL. L'affleurement convenant est tout d'abord nettoyé à la machette. Puis les tubes sont enfoncés à la masse horizontalement ou légèrement en oblique si l'affleurement le permet (A). Les tubes sont enfoncés dans le sédiment à coup de masse. L'extrémité externe des tubes est alors bouchée (bouchon de plastique plus bande adhésive) (B). Ensuite, les tubes sont dégagés Figure 66 : Datation par la méthode de luminescence optique : protocole expérimental Figure 67 : Exemple d'une courbe de croissance de regénération pour l'échantillon NP7 (Nord Figure 68 : Exemple d'une courbe de croissance SAR pour l'échantillon C5 (Manta, Equateur). Le même aliquot est utilisé pour toutes les mesures qui sont normalisées avec Figure 69 : Protocole de mesures pour la méthode de régénération pour aliquote unique Figure 70 : Exemple d'un test de fading. Différents délais sont introduits entre l'irradiation et la mesure IRSL et un pourcentage de décroissance par décade (g) peut être mesuré Figure 71 : Répartition des zones de terrasses marines le long de l'Arc de Talara entre 1°N et 6,5°S en relation avec le contexte géodynamique et la bathymétrie de la plaque Nazca. Figure 72 : Mosaïque d'images satellite Landsat montrant la répartition des zones de terrasses marines sur l'Arc de Talara. Noter le net changement d'orientation de la cordillère Figure 74 : La côte Nord de l'Equateur. (A) Localisation sur l'Arc de Talara. (2) Toponymie Figure 75 : Géomorphologie de la côte Nord de l'Equateur à partir des images radar ERS.1 Figure 76 : Analyse des linéaments repérés sur les images radars de la côte nord de l'Equateur Figure 77 : Mosaïque d'images satellites Landsat montrant la morphologie et la tectonique de

Figure 78 : Les terrasses marines de Rio Verde (Côte Nord de l'Equateur) sont recouvertes de végétation. Elles se repèrent très bien dans le paysage et leurs pieds de falaise sont bien visible (photo A, flèche noire). Cependant les mesures de pieds de falaises sont difficiles Figure 79 : Cartographie des terrasses marines de la zone de Río Verde. (A) MNT de la zone. Figure 81: Coupe de T1 à l'Est de Rio Verde 178 Figure 83: Surface d'abrasion de T2 (route de Cumilinche à Punta Galera)......183 Figure 84 : Cartographie des terrasses marines de la zone de Punta Galera (côte Nord de Figure 87: Les terrasses marines du Nord de la péninsule de Manta (A) T4, altitude: 200m. (B) pied de falaise à l'horizon, T2 bien développé, Nord-Est de la péninsule(C) Pied de falaise de T2 plus réduit au Nord-Ouest de la péninsule. (D) Affleurement de T3 (Montecristi), Nord-Ouest de la péninsule.(E) Vue panoramique de T2 (San Mateo) (vue opposé à celle de la photo C) et T3 (Montecristi) dans le Nord-Ouest de la péninsule. 188 Figure 88 : Les niveaux sommitaux de l'île de la Plata.(A) En regardant vers l'Est. T3 n'est représenté que par une surface d'abrasion à environ 140 m. (B) En regardant vers l'Ouest. On distingue très nettement la même terrasse que sur la photo précédente mais Figure 89: The Manta peninsula and la Plata island, Ecuador, South America.(A) Simplified geodynamical and geological context (B) Bathymetry of the Carnegie ridge in front of Ecuador and tectonical sketch map of coastal Ecuador. GP: Galera point, CP: Cabo

Figure 90: Marine terrace flights on the Manta peninsula (A) The Manta peninsula (B)
Repartition of the shoreline angle with altitude measurement. 1: 43 +/- 2 m, 2: 77 +/- 3 m, 3: 110 +/- 5 m, 4: 130 +/- 10 m, 5: 30 +/- 2 m, 6: 25 +/- 3 m, 7: 67 +/- 1 m, 8: 110 +/- 2 m, 9: 113 +/- 2 m, 10: 203 m +/- 10 m, 11: 57 m +/- 2 m. (C) erosion-free surface areas of the marine terraces. Numbers represent the stratigraphical position of the terraces. San

Mateo palaeo-gulf: T1 Jaramijo, T2 San Maeo, T3 Montecristi. *Pile palaeo-gulf*: T1' Bravo, T2' Pile, T3' Montesolitario. T4 Chispas. T5 El Aromo (D) Dated sample sites.

Figure 91: Figure 3: Marine terrace flight on La Plata Island. (A) DEM of the Island (B) Interpretation with shoreline angles altitudes (see text for details). (C) Spatial evolution and relative history of the Plata Island as shown by marine terraces. This figure represents the relative evolution of the island surface during interglacial periods. *Step 1*: initiation of the Island (black level). Formation of T4 (El Faro). It presents a perimeter of 2.5 km and an area of 0,24 km². The island was probably wider but only that part has been conserved. *Step 2*: formation of T3 marine terrace (Piqueros), important southeastward extension of the Island. Dashed lines represent the totally area initially covered by the marine terrace then eroded. *Step 3*: formation of the Escalera marine terrace (T2). Radial extension of the Island. *Step 4*: Current Island. The perimeter is 15,6 km and the area reaches 6.3 km². (D) Interpreted photography of the la Plata Island... 222

Figure 95 : Carte de la province du Guayas (Cardenas et Greiner, 1988) montrant la marge Nord du Golfe de Guayaquil entre Puntilla (Salinas) à l'Ouest et l'île de Puná à l'Est. 229

- Figure 96 : La péninsule de Santa Elena et l'île de la Plata . Les zones cadrées correspondent aux zones où les terrasses sont les facilement observables car le mieux conservées..... 230

Figure 99 : Mosaïque d'images Landsat de la péninsule de Santa Elena. La photo du bas montre la série la mieux conservée de terrasses marine du Nord du Golfe de Guayaquil. Figure 100 : Altitudes de pieds de falaise des terrasses marines du Nord du golfe de Figure 101 :Geological map of Puná Island, located on figure 2. ZLWZ: Zambapala Lechuza Wrench Zone. T1: lower marine terrace (20 +-5m, M.I.S. 5), T2 middle marine terrace (40 +- 10m, M.I.S. 7 or 9), T3 upper marine terrace (100 +- 10m, M.I.S. 9 or 11), see text for detail on the terraces. The letters J and K refer to observation points (see text). Figure 102 : A) MNT du Nord Pérou. B) Cartographie schématique des terrasses marines du Figure 103 : Mosaïque d'images satellite Landsat montrant les terrasses marines de la zone Figure 104 : T1 et T2 au Sud de Los Organos. T1 est bien préservé tandis que T2 est Figure 105 : Pied de falaise intermédiaire du tablazo Mancora. (A) Détails. (B) Morphologie Figure 106 : Altitudes des pieds de falaise des terrasses marines de la région comprise entre Figure 107 : Aspect monotone des tablazos dans la région de Talara : tablazo Mancora (photo Figure 108 : Cartographie des terrasses marines du Nord Pérou entre les massifs de Paita et Figure 109: Altitudes des pieds de falaises de terrasses marines sur le massif de Paita...... 256 Figure 112 : Morphologie d'une paléo-île sur le première terrasse marine du flanc occidental Figure 113: Altitudes des pieds de falaises dans la paléo-baie de Bayovar et le massif de

Figure 117 : Altitudes des pieds de falaises liées au S.I.5 (a et e) le long de l'Arc de Talara.270

- Figure 119 : Taux de surrection déduits à partir des terrasses marines datées de l'Arc de Talara. Les marges d'erreurs des taux présentés sont la plupart inférieures à 5%. Les flèches rouges montrent les soulèvement modérés à forts (compris entre 0,40 et 0,51 mm/an), les flèches beiges représentent les soulèvements modérés compris entre 0,29 et 0,39 mm/an) et les flèches grises représentent les soulèvements faibles (entre 0,1 et 0,28 mm/an).

Figure 122 : Vitesse de surrection déterminée à partir de l'altitude des terrasses marines corrélées au S.I.5e en relation avec le contexte géodynamique de l'Arc de Talara...... 294

Tableau 2 : Echantillon Esmeraldas 26. Décroissance U/Th d'une coquille d' Anadaragrandis. (A) Analyses. (B) Résultat de la datation.179

Tableau 3 : Echantillon Esmeraldas 17. Décroissance U/Th d'une coquille de Anadara
grandis. (A) Analyses. (B) Résultats de la datation
Tableau 4 : Résultats des datations optiques des terrasses marines de la côte Nord de
l'Equateur180
Tableau 5 : Résultats des datations optiques des terrasses marines de la côte Nord de
l'Equateur186
Tableau 6: Table 1: Dosimetric parameters and annual dose for the samples of the Manta
Peninsula. Grain size: 125-250 μ m. U, Th and K abundances determined by Instrumental
neutronic activation (INAA). <i>a</i> value estimated at 0.10 ± 0.01 and cosmic dose at $0.15 \pm$
0.03 Gy/ka. β dose corrected for attenuation and absorption. γ dose is calculated with
INAA and thick source alpha counting
Tableau 7 : Table 2: IRSL ages (ky) of the Manta peninsula marine terraces deposits 226
Tableau 8 : Table 3: U/Th contents and estimated ages of samples from the Manta peninsula
and la Plata Island
Tableau 9 : Table 4 Synthetized cross results of IR-OSL and U/Th datations methods 227
Tableau 10 : Table 5: Uplift velocities (in mm. an $^{-1}$) for the three ultimate interglacials
periods in the Manta peninsula and la Plata Island
Tableau 11 : Echantillon Costa 1. Décroissance U/Th de la columelle d'une coquille de Conus
aff fergussoni
Tableau 12 : Echantillon Costa 1-bis. Décroissance U/Th de la même columelle d'une
coquille de Conus aff fergussoni
coquille de <i>Conus aff fergussoni</i>
 coquille de <i>Conus aff fergussoni</i>
coquille de Conus aff fergussoni 238 Tableau 14 : Echantillon El Morro. Décroissance U/Th de la coquille d'un Anadara grandis. 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' Anadara grandis. 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' Anadara grandis. 239 Tableau 17 : Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 6 et NP 7 à Cancas 243
coquille de <i>Conus aff fergussoni</i> 238 Tableau 14 : Echantillon El Morro. Décroissance U/Th de la coquille d'un <i>Anadara grandis</i> . 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' <i>Anadara grandis</i> . 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' <i>Anadara grandis</i> . 239 Tableau 17 : Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 6 et NP 7 à Cancas
coquille de <i>Conus aff fergussoni</i> 238 Tableau 14 : Echantillon El Morro. Décroissance U/Th de la coquille d'un <i>Anadara grandis</i> . 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' <i>Anadara grandis</i> . 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' <i>Anadara grandis</i> . 239 Tableau 17 : Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 6 et NP 7 à Cancas 243 Tableau 18: Résultats de la datation optique (IRSL) de l'échantillon NP à Los Organos 250 250 Tableau 19: Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 5 et NP 3 à Lobitos 250
coquille de <i>Conus aff fergussoni</i> 238 Tableau 14 : Echantillon El Morro. Décroissance U/Th de la coquille d'un <i>Anadara grandis</i> . 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' <i>Anadara grandis</i> . 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' <i>Anadara grandis</i> . 239 Tableau 15 : Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 6 et NP 7 à Cancas . 243 Tableau 18: Résultats de la datation optique (IRSL) de l'échantillon NP à Los Organos 250 250 Tableau 19: Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 5 et NP 3 à Lobitos
coquille de Conus aff fergussoni 238 Tableau 14 : Echantillon El Morro. Décroissance U/Th de la coquille d'un Anadara grandis. 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' Anadara grandis. 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' Anadara grandis. 239 Tableau 17 : Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 6 et NP 7 à Cancas 243 Tableau 18: Résultats de la datation optique (IRSL) de l'échantillon NP à Los Organos
coquille de Conus aff fergussoni 238 Tableau 14 : Echantillon El Morro. Décroissance U/Th de la coquille d'un Anadara grandis. 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' Anadara grandis 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' Anadara grandis 239 Tableau 15 : Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 6 et NP 7 à Cancas 243 Tableau 18: Résultats de la datation optique (IRSL) de l'échantillon NP à Los Organos
coquille de Conus aff fergussoni 238 Tableau 14 : Echantillon El Morro. Décroissance U/Th de la coquille d'un Anadara grandis. 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' Anadara grandis. 239 Tableau 15 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' Anadara grandis. 239 Tableau 17 : Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 6 et NP 7 à Cancas 243 Tableau 18: Résultats de la datation optique (IRSL) de l'échantillon NP à Los Organos

Tableau 24 : Résultats des datations IRSL de la paléo-baie de Bayovar	
Tableau 25 : Taux de surrection de Río Verde si T1 assignée au S.I. 3	
Tableau 27 : Taux de surrection de Río Verde si T1 est assigné au S.I. 5	
Tableau 28 : Taux de surrection de Punta Galera.	
Tableau 30: Taux de surrection de Cancas	
Tableau 32 : Taux de surrection de Los Organos	
Tableau 34 : Taux de surrection de Lobitos	
Tableau 36 : Taux de surrection du massif de Paita	
Tableau 38 : taux de surrection du massif d'Illescas.	
Tableau 40: Comparaison des déformations induites par la subduction des rie	des de Cocos,
Carnegie et Nazca	
Tableau 42: Relation entre distance à la fosse et intensité du soulèvement	

Résumé

Les terrasses marines de la marge Nord-Andine (Equateur et Nord Pérou) : relations avec le contexte géodynamique.

L'objectif principal de cette étude est de quantifier les taux de soulèvement pléistocènes des côtes de l'Equateur et du Nord Pérou (Arc de Talara), au moyen des terrasses marines et d'interpréter ces résultats en fonction du contexte géodynamique.

Sur la marge Ouest Pacifique, à la latitude de l'Equateur et du Nord Pérou, la plaque Nazca subducte sous la plaque Sud-Américaine. Sur cette portion de marge, les côtes de l'Arc de Talara sont caractérisées par la présence de nombreuses terrasses marines. Entre 2°N et 7°S, la structure de la plaque subduite est complexe (zones de fractures, variations d'âge, rugosité). Et plus particulièrement, entre 1°N et 2°S, la plaque Nazca supporte la ride de Carnegie qui constitue un relief de 2 000 m de haut sur 280 km de large avec une densité moindre que celle de la croûte environnante. Sur la plaque chevauchante, entre 1,5°N et 6,5°S, le promontoire de l'Amérique du Sud correspond à une structure que nous nommons Arc de Talara dans cette étude et qui est globalement en soulèvement comme le démontre la présence de terrasses marines.

Le long de l'Arc de Talara, les terrasses marines sont réparties en 4 domaines distincts. Ces domaines sont respectivement 1) la côte Nord de l'Equateur, 2) la côte centrale de l'Equateur, 3) la bordure Nord du Golfe de Guayaquil et enfin 4) le Nord Pérou où les terrasses marines couvrent d'importantes superficies (15 000 km²).

48 terrasses marines sont décrites entre 18 +/- 2 m et 360 +/- 10 m d'altitude. Les âges de ces terrasses sont déterminés au moyen : 1) de la luminescence optique stimulé par infrarouge (IRSL, 18 mesures), 2) la décroissance U/Th (10 mesures) et 3) le carbone 14 (3 mesures). Les résultats des datations permettent la corrélation de 21 terrasses marines avec des hauts niveaux marins de phases interglaciaires sur une période de temps couvrant 330 ka (S.I.9).

Ces taux sont extrapolés afin de dater, de manière chrono-stratigraphique, les terrasses les plus hautes.

Les taux de soulèvement de l'Arc de Talara sont compris entre 0,1 mm/an et 0,5 mm/an et leurs répartitions géographiques reflètent la segmentation morphotectonique. En face de la ride de Carnegie le soulèvement est modéré (0,3-0,5 mm/an). Le partitionnement de la plaque chevauchante entraîne une minoration du soulèvement. Dans le Golfe de Guayaquil, les terrasses marines mettent en évidence un soulèvement plus faible (0,2 mm/an) qui est à mettre en relation avec la nature même du Golfe de Guayaquil (1/2 graben). Enfin au Nord Pérou, les taux de soulèvement sont plus faibles (0,1-0,2mm/an) et difficilement explicable du point de vue géodynamique.

L'ensemble de ces résultats met en évidence l'importance de l'Arc de Talara comme forme structurale susceptible de privilégier le soulèvement côtier.

PROBLEMATIQUE, OBJECTIF ET DEMARCHE DE L'ETUDE

Le retour de la lithosphère océanique au manteau qui se réalise le long des marges convergentes se traduit par deux manifestations principales : un important volcanisme d'arc et une forte activité sismique. A l'échelle du cycle sismique, des mouvements verticaux parfois importants affectent la marge et ces mouvements peuvent se traduire, lors de la relaxation des contraintes, par des soulèvements instantanés de l'ordre du mètre (le séisme de 1995 à Antofogasta au Chili a soulevé la côte de près d'un mètre sur plusieurs kilomètres (Ortlieb, Barrientos et al. 1996). A des échelles de temps plus longues, le processus de subduction est associé à des mouvements verticaux enregistrés par les terrasses marines, dont l'intensité dépend des caractéristiques de la subduction (vitesse de convergence, obliquité, introduction d'aspérités).

Cela est particulièrement vrai le long de certains segments de la côte Pacifique Sud-Américaine, où les terrasses marines sont les témoins privilégiés de l'existence de soulèvement. Le niveau marin actuel caractérise une période de maximum interglaciaire (haut niveau marin), ce qui implique que la conservation sur les reliefs côtiers de terrasses marines anciennes représentant les interglaciaires antérieurs à l'actuel ne se fait que s'il y a soulèvement durable de la côte. Les terrasses marines sont le résultat de l'interaction entre l'eustatisme et la tectonique. Ce sont donc des outils parfaitement adaptés à l'étude et à la quantification des mouvements de soulèvements sur la période de temps couvrant le Quaternaire et plus particulièrement le Pléistocène moyen et récent (Konishi, Shlange et al. 1970; Chappell 1974; Horsfield 1975; Angelier, Cadet et al. 1976; Chappell et Veeh 1978; Bull 1985; Ota 1985; Bull et Cooper 1986; Ota 1986; Yonekura et Ota 1986; Ortlieb 1987; Jouannic, Hoang et al. 1988; Ortlieb, Ghaleb et al. 1991; Ortlieb, Diaz et al. 1996; Ortlieb, Zazo et al. 1996). L'étude et la quantification des soulèvements récents (Quaternaire) permettent donc de documenter les variations actuelles des paramètres de la subduction intervenant sur les mouvements verticaux, et de proposer des explications à ces soulèvements. La subduction d'aspérités (monts sous-marins ou ride asismique) est une cause fréquemment invoquée pour expliquer le soulèvement d'un segment de marge et la présence de terrasses marines associées (ride de Nazca par exemple, Hsu 1988).

La marge convergente Nord Andine entre 1°N et 6°S présente de nombreuses terrasses marines soulevées (Bosworth 1922; Brown 1922; Murray 1925; Sheppard 1928; Sheppard 1930; Sheppard 1937; Tschopp 1948; Hoffstetter 1948; DeVries 1984; DeVries 1986; DeVries 1988; Macharé et Ortlieb 1994). Entre 1°N et 2°S une importante aspérité, en l'occurrence la ride asismique de Carnegie entre en subduction et est susceptible d'expliquer la présence de terrasses marines. Mais cela n'est pas le cas plus au Sud (2°S et 6°S) où se trouve l'important système des tablazos Nord péruviens. Ceci pose le problème du rôle réel joué par la subduction d'une aspérité sur le soulèvement d'une marge et des autres facteurs entrant en jeu quant une telle aspérité n'existe pas. Les terrasses marines situées en face de la ride de Carnegie sont-elles comparables à celles situées plus au Sud ? Il s'agit de décrire et de dater les terrasses de ce segment complexe de marge afin de déterminer quelles sont les caractères et les causes du soulèvement.

Entre 1°N et 6°S, se trouve le finistère Occidental de l'Amérique du Sud, vaste promontoire de forme arquée, qui sera désigné Arc de Talara dans cette étude. Du Nord au Sud, quatre secteurs peuvent être individualisés. 1) Entre 1°N et 0° les terrasses sont éloignées de la fosse en accrétion et se trouvent au niveau du bord septentrional de la ride de Carnegie. 2) Entre 0° et 1°S, les terrasses se trouvent en face de l'axe de la ride et sont très proches de la fosse (moins de 15 km) en érosion (Villamar 2001). C'est dans ce secteur que sont observées les terrasses les plus hautes de la région. 3) Entre 2°S et 3°S, sur le pourtour Nord du golfe de Guayaquil, la distance entre les terrasses et la fosse est parfois très importante (100 km). La fosse est perturbée par des glissements de terrain et se trouve dans le prolongement du bord Sud de la ride de Carnegie. 4) Enfin au Nord du Pérou, entre 4°S et 6°S, les terrasses marines se situent à proximité d'une fosse en érosion, où entre en subduction plane une lithosphère plus vieille qu'au Nord. C'est dans cette zone que les terrasses sont les plus étendues (250 x 70 km).

L'objectif de ce travail est de quantifier les soulèvements quaternaires enregistrés par les terrasses marines de la marge Nord Andine et de les mettre en rapport avec le contexte géodynamique régional. Le travail présenté ici s'inscrit donc d'une certaine manière dans le

prolongement des études régionales des terrasses marines et des zones en soulèvement de la marge convergente sud-américaine (Hsu, 1988 ; De Vries 1984, 1986, 1988 ; Corrigan, 1990 ; (Machare et Ortlieb 1992 ; Ortlieb, 1996). Cependant les données récemment acquises sur le régime de la subduction (campagnes Sublime 1998, Sisteur 2000, Salieri 2001) permettent d'intégrer la quantification des soulèvements dans un cadre plus prècis, et surtout plus précis en ce qui concerne les implications géodynamiques de l'existence de terrasses marines.

La méthodologie employée comporte 4 étapes principales. Tout d'abord, il faut établir les spectres de répartition des altitudes des pieds de falaises des terrasses marines pour chaque secteur. Ensuite, les résultats des datations permettent l'attribution de chaque terrasse marine à un haut niveau marin (phase interglaciaire) corrélé à un stade isotopique. Ceci revient à proposer une chronostratigraphie précise pour chaque zone où sont présentes des terrasses. La troisième étape consiste à calculer les taux de soulèvement en tenant compte de l'eustatisme. Enfin, on met en relation les taux de soulèvement avec le contexte géodynamique afin de proposer des interprétations.

Chapitre1 : Contexte géodynamique et géologique de l'Arc de Talara

I. INTRODUCTION

L'Arc de Talara est situé entre 1°N et 6°S et correspond géographiquement à la partie la plus occidentale de l'Amérique du Sud (Figure 1, Figure 2, Figure 3 et Figure 4). On désignera précisément sous ce nom d'Arc de Talara, la forme convexe marqué par la fosse, la ligne de côte (si on excepte le Golfe de Guayaquil) et l'orientation de la chaîne Andine au niveau de l'Equateur et du Nord Pérou. Il correspond aux côtes de l'Equateur (1°N-4°S) et du Nord Pérou (4°S-6,5°S) et marque, sur le continent, la transition entre les Andes septentrionales (orientées NE-SO) et les Andes centrales (orientées NO-SE) et est inclus dans le système de subduction sud-américain qui s'étend depuis la Patagonie jusqu'en Colombie, soit sur plus de 7 000 km de long. Entre 1°N et 6,5°S, la plaque Nazca subducte sous la plaque Sud-Américaine depuis le Jurassique inférieur (Mourier et al., 1998). Les résultats obtenus sur les déformations quaternaires nous ont amené à diviser l'Arc de Talara en deux domaines distincts correspondant géographiquement à l'Equateur (Nord) et au Nord Pérou (Sud). La limite entre les deux domaines coïncide parfaitement avec la frontière géodynamique (zone de fracture de Grijalva) et géologique constituée par le golfe de Guayaquil ce qui justifie qu'ils soient traités séparément. Enfin, tout au long de ce chapitre, nous mettrons l'accent sur les facteurs géodynamiques et géologiques pouvant expliquer le soulèvement des côtes de l'Arc de Talara.



Figure 1: Localisation générale de L'arc de Talara

II. CONTEXTE GEODYNAMIQUE

La marge active au large des côtes du Sud de la Colombie, de l'Equateur et du Nord Pérou est nommée marge Nord Andine. Cette marge présente une vitesse de convergence moyenne (Lallemand, 1999) et est très segmentée en raison des hétérogénéités de la plaque plongeante (plaque Nazca) et de l'obliquité de la convergence (Figure 3). Sur le continent se trouve le bloc Nord-Andin qui s'échappe vers le Nord Nord-Est et se trouve dissocié du reste du continent Sud Américain par un long système de failles décrochantes (Faille Dolorès-Guayaquil) qui s'étend, depuis Guayaquil jusqu'à Caracas (Figure 3, Figure 4).



Figure 2 : Bathymétrie et toponymie de la zone étudiée. (A) Contexte général (B) l'Arc de Talara entre Río Verde et Illescas. R = ride, ZF = zone de fracture.



Figure 3 : Contexte géodynamique et âges de la plaque Nazca d'après la grille des fonds océaniques mondiaux, les bandes grisées indiquent les anomalies d'âge (Lonsdale 1978). Les vitesses de convergence indiquées sont reprises de De Mets et al. (1989, flèche blanche) et de Kellogg et Vega, (1995, flèche noire).



Figure 4 : l'Arc de Talara en relation avec le contexte géodynamique simplifié de la zone. l'Arc de Talara correspond à la transition entre les Andes septentrionales et les Andes méridionales. La marge qui lui fait face est nommée marge Nord-Andine (modifié de (Dumont et al., 2002; Ego et al., 1996; Gutscher et al., 1999a). Les zones de terrasses marines sont représentées. A : Côte Nord de l'Equateur (Punta Galera et Río Verde). B : Côte Centrale de l'Equateur (Ile de la Plata et péninsule de Manta). C : Nord du Golfe de Guayaquil (Péninsule de Santa Elena et île de Punà. D : Nord Pérou.

II.1. La plaque Nazca entre 1°N et 6°S

La plaque Nazca résulte de la fragmentation de la plaque Farallon lors d'une réorganisation majeure du système constitué par les plaques Farallon-Caraibe-Amérique du Sud, il y a

environ 30 Ma (Figure 5) (Hey, 1977; Lonsdale, 1978; Lonsdale et Klitgord, 1978; Minster et Jordan, 1978; Wortel, 1984). Actuellement, la plaque Nazca comprend deux grands domaines séparés par la zone de fracture (ou escarpement) de Grijalva (ZFG) (Lonsdale et Klitgord, 1978) (Figure 2, Figure 3 et Figure 4).



Figure 5 : Modèle d'évolution des plaques Cocos et Nazca au cours du Néogène (Lonsdale et Klitgord, 1978).

II.1.1 Au Nord de Grijalva

Au Nord, la plaque Nazca présente une bathymétrie complexe liée à des structures océaniques variées (failles transformantes, axes d'expansion et rides asismiques) (Figure 2) (Lonsdale, 1978). La plus remarquable de ces structures est la ride de Carnegie qui forme un relief d'orientation sensiblement Est-Ouest, dominant de 2 000 mètres le fond océanique environnant. Cette ride mesure 280 km de large et entre en subduction à la latitude de l'Equateur (Figure 2, Figure 3 et Figure 4) où elle induit des anomalies magnétiques (Sandwell et Smith, 1994).

L'âge de l'entrée en subduction de la ride de Carnegie ainsi que la longueur de la portion de ride déjà subductée sont toujours discutés, cependant tous les auteurs s'accordent pour affirmer que cette initiation de la subduction a modifié la structure et la sédimentation de la zone de convergence (Daly, 1989; Ego, 1995; Gutscher et al., 1999a). L'âge de la subduction

de la ride est un paramètre primordial pour la compréhension des déformations verticales positives. En effet, la déformation n'a pas la même intensité selon que l'introduction de l'aspérité soit récente ou plus ancienne (Lallemand et al., 1992). Lonsdale (1978) émet l'hypothèse que la terminaison Est de la ride de Carnegie devait avoir une géométrie semblable à celle de Malpelo qui lui est symétrique par rapport à la dorsale des Galapagos et qui n'est pas encore entré dans le système de subduction colombien. Suivant cette hypothèse quelques 100 km de ride auraient déjà été subductés. Considérant une vitesse de convergence de 90 mm/an, Lonsdale (1978) propose que la ride soit entrée dans la fosse au Pliocène supérieur et qu'elle ait commencé à subducter au Pléistocène. La vitesse de subduction déterminée plus récemment (De Mets et al., 1990) permet à Ego (1995) d'actualiser le calcul précédent et de proposer un âge pléistocène inférieur pour le début de la subduction de la ride. Cependant Daly (1989) en considérant, d'une part la reconstruction des positions de la plaque Sud-Américaine par rapport à la plaque Nazca (Pardo-Casas et Molnar, 1987), et d'autre part, la trace du point chaud des Galápagos sur la plaque Nazca (Pilger, 1981; Pilger, 1984), déduit que la ride est entrée en subduction aux alentours de 8 Ma. Une synthèse plus récente (Gutscher et al., 1999 a) propose un modèle où la ride subductée se prolonge sous les Andes d'Equateur jusqu'à presque 400 km en arrière de la fosse. Les arguments utilisés pour proposer ce modèle sont les suivants : 1) le soulèvement de la plaque chevauchante coïncide avec la prolongation présumée de la ride (taille comparable, déformations observées à 110 km de la fosse). 2) le soulèvement des chaînes côtières de l'Equateur. 3) l'absence de séismes intermédiaires dans la zone et 4) l'existence d'un arc volcanique large à signature adakitique (Beate et al., 2001; Bourdon et al., 2002). Ces arguments comparés à la sismicité de cette zone permettent à Gutscher (1999a) de proposer que la ride de Carnegie, à cause de la convergence oblique, balaye la marge équatorienne du Nord vers le Sud en raison de l'obliquité de la convergence et du mouvement vers le Nord-Est du bloc Nord Andin. Cependant ces arguments pris individuellement sont faibles ou non confirmé (sismicité, adakites).

En conclusion, l'âge de l'entrée en subduction de la ride et les changements drastiques des conditions de sédimentation et de déformation ne sont pas encore connus avec certitude. Selon les études, l'entrée en subduction serait comprise entre 2 Ma et 8 Ma et entre 100 et 400 kilomètres de ride auraient déjà été subductés.
II.1.2 Au Sud de Grijalva

Cette partie comprend le Sud du Golfe de Guayaquil et le Nord Pérou. La plaque Nazca subductée sous cette marge est d'âge paléogène (entre 25 et 30 Ma) (Londsdale et Klitgord, 1978) (Figure 3). La fosse se trouve à plus de 4 000 mètres de profondeur et la subduction est sub-horizontale. Cette subduction plate a été interprétée comme la conséquence de la subduction d'un plateau océanique, il y a 12 millions d'années et dont il ne resterait pas de traces aujourd'hui (Gutscher et al., 1999 b). Le mur interne de la fosse ne présente pas de prisme d'accrétion et se trouve dans un contexte de subduction-érosion (Sosson et al., 1994). Durant les derniers 400 ka, entre 5°S et 6°S se sont développés des plis et flexures associés à une faille normale à pendage vers la mer (De Wever et al., 1995). Sur cette portion de marge en érosion , la tectonique est extensive, gravitationnelle (Bourgois et al., 1993) produisant une subsidence de 0.713 mm/an comme celle qui est observée par 7°S (Sosson et al., 1994).

II.2. La plaque Sud-Américaine entre 1°N et 6°S

La plaque chevauchante est organisée en 3 domaines structuraux parallèles à la marge et qui sont, d'Ouest en Est, la zone côtière (ou *Costa*), la Cordillère des Andes (ou *Sierra*) et la zone amazonienne (ou *Oriente*) (Baldock, 1982). Ces trois domaines structuraux correspondent respectivement aux zones d'avant arc, d'arc et d'arrière arc. Cette étude concerne la zone d'avant arc de manière générale, et la bande côtière plus précisément. Les deux autres domaines (*Sierra* et *Oriente*) ne seront pas traités ici.

Entre 2°N et 7°S, la courbure de l'Arc de Talara (promontoire de l'Amérique du Sud), dessine une variation relativement régulière de l'orientation de la côte. Entre 7°S et 4,5°S, la côte a une orientation générale SE-NO (Figure 2 et Figure 3). Entre1°S et 1°N, la côte suit une direction globale SO-NE. Entre ces deux zones se trouve le golfe de Guayaquil où la côte souligne les directions structurales de ce golfe tectonique : SO-NE au Sud et SE-NO au Nord. Le Golfe de Guayaquil s'ouvre donc en position axiale par rapport à la courbure de l'apex. On notera aussi que la direction de convergence des plaques est appliquée sur le sommet de l'apex. Cette forme en apex est associée à une convergence de direction axiale par rapport au sommet de l'apex. L'image de la relation entre subduction et forme de l'Arc de Talara évoque un modèle en « proue de bateau» qui sera discuté dans les conclusions de cette étude. L'obliquité de la convergence, particulièrement sensible sur la partie Nord de l'Arc de Talara, a comme conséquence majeure l'individualisation d'un bloc crustal nommé bloc Nord Andin (Figure 3, Figure 4). Ce bloc crustal correspond au coin Nord-Ouest de la plaque Sud-Américaine, comprenant les Andes de l'Equateur, de Colombie, et du Venezuela (Pennington, 1981) et se trouve situé entre la fosse de subduction de l'Equateur à l'Ouest, la plaque Caraïbe au Nord, la zone de faille de l'Est des Andes (système de failles Dolores-Guayaquil qui s'étend jusqu'à Caracas, Venezuela) et le golfe de Guayaquil au Sud. La formation du bloc Nord-Andin aurait pour origine la subduction oblique et l'initiation d'une compression E-O (Pennington, 1981). La compression est accommodée de manière dextre le long du système de failles transpressives (Dolores-Guayaquil) qui témoigne de l'expulsion de ce bloc vers le NNE (Ego, 1995; Ego et al., 1996).

II.3. Cinématique et géométrie

Actuellement, la convergence entre les plaques Nazca et Sud-Américaine telle qu'elle est déterminée par le modèle global NUVEL-l se fait suivant une direction N81° à N°112 à une vitesse de 78 mm/an (DeMets et al., 1990). Mora et al. (1995) ont confirmé par des mesures GPS cette vitesse et cette direction de convergence (Figure 3 et Figure 4). Une vitesse de 10 mm/an du bloc Nord-Andin par rapport à la plaque Sud-Américaine selon une direction N55° a été déterminée par des mesures GPS (Kellogg et Bonini, 1982). De nouvelles mesures GPS sur 6 ans (Mora et al., 1995) ont permis de recalculer une vitesse de 6 mm/an suivant une direction NE. Les variations temporelles de la vitesse moyenne de la convergence et de l'obliquité de la convergence est relativement rapide durant le Miocène moyen puis s'est réduite depuis 10 Ma. L'obliquité de la convergence a eu tendance a diminuer depuis le début de l'Eocène mais s'est stabilisée depuis le Miocène inférieur (Daly, 1989).

Si on considère que la vitesse de convergence est relativement constante depuis le Nord de l'Equateur jusqu'au Nord Pérou, la géométrie des plaques subductées de part et d'autre de la zone de fracture de Grijalva ne vérifie pas la loi empirique selon laquelle l'angle de subduction est d'autant plus élevé que la plaque est ancienne (Jarrard, 1986). L'entrée en subduction de la ride de Carnegie au Nord de la zone de fracture de Grijalva et un réajustement en profondeur au Sud ont été proposés pour expliquer ce fait (Wortel, 1984). Gutscher et al., (1999a) distinguent 4 zones entre 5° N et 6°S (Figure 6) en se basant sur la

sismicité, le volcanisme, la topographie de la chaîne côtière et la présence de terrasses marines à Manta. Entre 5°N et 2,5°N, la plaque plonge avec un angle important. Entre 2,5° N et 1°S la zone d'entrée en subduction de la ride de Carnegie présente une absence de sismicité de profondeur intermédiaire. A ce niveau, l'arc volcanique est large et à tendance adakitique (Bourdon, 2002). Gutscher et al., (1999a) proposent une géométrie plane de la subduction, mais cette configuration est sujette à discussion car elle est basée sur l'inversion du mécanisme au foyer d'un seul séisme. Entre 1°S et 2°S, ce qui correspond au pourtour Nord du golfe de Guayaquil, le fort plongement de la plaque Nazca est cohérent avec un arc volcanique étroit. Enfín entre 2° S et 6°S commence la subduction plane et sans arc volcanique du Nord Pérou. Cette subduction plane qui s'étend depuis 2°S jusqu'à 18°S serait liée à la subduction de plateaux océaniques. Au Nord Pérou, (Gutscher et al., 1999b) proposent la présence d'un plateau océanique nommé plateau Inca qui aurait été totalement subducté. Plus au Sud (15°S), la subduction de la ride de Nazca est mieux documentée (Macharé, 1987; Machare et Ortlieb, 1992) et les terrasses marines présentes sur la côte en face de cette ride ont été étudiées (Hsu, 1988; Hsu, 1998; Machare et Ortlieb, 1992).



Figure 6 : Morphostructure de la marge Nord-Andine (Gutscher, Malavieille et al. 1999). La sismicité et les mécanismes aux foyers (Harvard CMT) de la marge Nord Andine sont présentés pour la période de temps comprise entre 1964 et 1998. Les étoiles représentent les 6 grands séismes du XX^{ième} siècle, les mécanismes sont localisés aux positions du fichier Engdahl (Engdahl et al., 1998). Le séisme de Bahia de Caraquez (4/08/1998) est le dernier événement majeur de la marge Nord Andine (Mb=6.2, Mw= 7,1) (Harvard CMT).

II.4. Caractéristique de la fosse

II.4.1 Orientation

Le long de la marge Nord Andine, l'orientation de l'axe de la fosse présente une courbure dont la convexité est tournée vers l'Ouest (Figure 2, Figure 3 et Figure 4). Cette convexité est perturbée au niveau de la zone de fracture de Grijalva et du golfe de Guayaquil (Figure 7). Le décalage de la fosse atteint près de 60 km.



Figure 7 : Décalage de la fosse (en rouge) sur la marge Nord-Andine entre l'Equateur et le Nord Pérou au niveau de la zone de Grijalva. La distance A représente la distance minimale de décalage de la fosse tandis que B représente la distance maximale (60 km). Les distances entre la fosse et les zones de terrasses marines sont aussi représentées sur cette figure. 1: 30 km. 2: 60 km. 3: 140 km. 4: 70 km (repris de Dumont).

II.4.2 Remplissage sédimentaire

Le long de l'arc de Talara, le remplissage sédimentaire de la fosse varie énormément (figure 1.11). La combinaison de données sismiques récentes (Collot, 2001) et plus anciennes (Lonsdale, 1978) permet de distinguer 3 zones de remplissage entre 6°S et 1°N. Entre 6°S et 2,7°S, au Sud de la zone de fracture de Grijalva, le remplissage sédimentaire atteint 1 kilomètre d'épaisseur sur les profils sismiques. Les sédiments proviennent très probablement

du fleuve Guayas. Entre 2,7°S et 0,5°N, l'entrée en subduction de la ride de Carnegie a pour conséquence l'absence de remplissage sédimentaire. Entre 0,5°N et 1°N, le remplissage de la fosse est plus important à cause des débouché des fleuves Esmeraldas et Cayapas. Gutscher et al., (1999) ont montré que les variations de remplissage sont corrélées avec par une segmentation morpho-tectonique de la marge. Il convient d'y ajouter les conditions climatiques. Au Nord Pérou, les conditions arides ne permettent pas un fort transport sédimentaire dans les cours d'eau. En Equateur, les cordillères côtières détournent les cours d'eau vers le Nord (*río* Esmeraldas) et vers le Sud (*río* Guayas) où se font les dépôts. En face de la ride de Carnegie la marge est soumise à l'érosion et ne comporte pas de sédiments.



Figure 8 : Evolution longitudinale de la profondeur de la fosse, de son remplissage sédimentaire (a) et de la largeur du prisme (b) entre 4,5°S et 3,5°N (Collot, Charvis et al. 2002).

La profondeur minimale de la fosse est de 2920 m en face de la ride de Carnegie. Cette profondeur augmente vers le Sud jusqu'à atteindre plus de 5000 m au Nord Pérou. La modification de la morphologie d'une fosse au niveau de l'entrée en subduction d'une ride a déjà été observée le long de la marge Pacifique, au Sud Pérou et en Amérique Centrale (Panama et Costa Rica) (Corrigan, 1990).

II.5. Sismicité, régime de contraintes, déformations co-sismiques et tsunamis

L'inversion de données au foyer des séismes de la marge Nord Andine combinée à une analyse néotectonique des Andes d'Equateur ont permis à Ego (1995) de proposer un régime des contraintes pour les Andes du Nord (Figure 9). Entre 6°S et 5°N, la direction de contrainte maximum (σ 1) est d'orientation E-W et correspond à la compression majeure due à la convergence des plaques. Au Nord de 5°N la direction est plutôt NW-SE. Cette différence d'état de contrainte est générée par les différences de direction des plaques Nazca, Caraïbe et Amérique du Sud.



Figure 9 : Régime des contraintes de la marge Nord-Andine obtenu par inversion des mécanismes aux foyers. Les flèches noires représentent la direction de contrainte σ 1 repris de Ego (1995).

Un examen de la sismicité et de ses conséquences majeures (déformations co-sismiques et génération de tsunamis) est nécessaire car elles affectent les terrasses marines pendant et après leur création (Figure 10).



Figure 10 : Sismicité et tsunamis sur la côte équatorienne. (A) Carte de la sismicité (USGS) PDE de la marge d'Equateur-Colombie de 1973 à 1997 (Mw > 4). Localisation des 4 grands séismes de subduction du Sud Colombien Nord Equateur (1906, 1942, 1958, 1979) avec l'extension de l'aspérité et de la zone de rupture associée. (B) Les 5 tsunamis enregistrés sur la côte équatorienne et ailleurs (Japon, Hawai) (Espinoza, 1992). Sur cette figure ne sont pas représentées les zones côtières affectées lors des tsunamis par manque de données.

Au XX^{téme} siècle, 6 séismes majeurs ont affecté la marge Nord Andine (Figure 6). Les zones de rupture de 4 de ces séismes sont représentées sur la Figure 10 qui montre aussi la sismicité PDE de la marge Nord Andine entre 1973 et 1997. Les séismes majeurs se sont produits entre 1906 et 1998, tous avaient une magnitude (Mw) dépassant 7. La marge a d'abord été divisée en 2 secteurs de part et d'autre de 0,5°N (Herd et al., 1981; Kelleher, 1972). D'après Kelleher (1972), le secteur Sud jusqu'à 8°S n'a subi ni séisme historique, ni tsunamis depuis la conquête espagnole. Cette limite a été remise en cause récemment et repoussée vers le Sud (Gutscher et al., 1999a). En effet deux séismes datant de 1901 et 1952 sont peu documentés mais se sont produits sur le flanc Sud et au Sud de la ride de Carnegie. Contrairement à ce qu'a écrit Kelleher (1972), des tsunamis ont eu lieu au Sud de 0,5°N. Ce sont les tsunamis du 2/10/1933 sur la péninsule de Santa Elena et du 12/12/1953 à la frontière entre l'Equateur et le Pérou (Espinoza, 1992). Cependant, la majorité des séismes majeurs ont eu lieu entre Bahia de Caraquez (1998) et Tumaco en Colombie (1979). Le séisme du 31/01/1906 était localisé

près de la côte Nord de l'Equateur (1°N, 81°O) et la zone de rupture s'étend entre l'extrémité Nord de la ride de Carnegie (0°) et la zone de changement d'azimut de la fosse colombienne (4°). D'importantes destructions ont été répertoriées jusqu'à plus de 100 km à l'intérieur des terres (Kelleher, 1972). Le même auteur a estimé une longueur de rupture de 500 km à partir des déformations enregistrées tout au long de la côte (subsidence) et la distribution des intensités. Ce séisme a généré un tsunami de 36 cm sur les côtes orientales du Japon ainsi qu'un important tsunami local (Espinoza, 1992). La magnitude de ce tsunami (Mt=8,7) calculée par Abe, (1979) est en accord avec la magnitude du séisme (Mw=8,8). Le segment de rupture de 1904 à été repris par 3 ruptures successives du Nord au Sud. Le séisme du 14/05/1942 (Mw=7,8; 0°01'N, 80°39'O) a été produit par la réactivation de la partie Sud de la zone de rupture de 1906. La longueur de rupture est estimée à 200 km (Swenson et Beck, 1996). Le séisme du 19/01/1958 (Mw = 7.7; 1°14'N, 79°59'O) a été produit par la réactivation de la partie centrale de la rupture de 1906 (Beck et Ruff, 1984; Kanamori et McNally, 1982). La rupture s'est propagée du Sud vers le Nord pour s'arrêter au niveau de l'épicentre du séisme du 12/12/1979. Le séisme du 12/12/1979 (MW=8.15, 2°32' N et 78°81' W) correspond à la réactivation de la partie Nord de la rupture de 1906 (Kanamori et McNally, 1982) et a engendré un tsunami destructeur le long des côtes du Nord de l'Equateur et du Sud de la Colombie. La longueur de rupture a été discutée mais elle serait comprise entre 120 km et 230 km (Beck et Ruff, 1984; Kanamori et McNally, 1982). Des mouvements co-sismiques ont été observés lors de ce séisme du 12/12/1979. Les régions côtières ont subi une subsidence de 0,2 à 1,6 m (Herd et al., 1981). Les hypocentres de ces séismes sont localisés à proximité de la côte et les mécanismes focaux indiquent un chevauchement

Le séisme du 04/08/1998 est le séisme le plus récent de la zone et n'a pas encore été étudié en détail. La magnitude Mw déterminée par le CMT est égale à 7,1. L'épicentre de ce séisme était localisé à proximité du village de Canoa (au Nord de Bahia de Caraquez). Une semaine après le séisme (11/08/1998), Jean-François Dumont et moi-même avons eu l'opportunité de pouvoir rechercher dans la zone comprise entre Cabo Pasado et Bahia de Caraquez, des évidences de mouvements co-sismiques et de tsunamis. Les indications de mouvements co-sismiques ont été recherchées sur le segment de côte compris entre Bahia de Caraquez et Canoa mais aussi dans les mangroves de l'estuaire du río Chone qui débouche à Bahia de Caraquez et des mangroves sont d'excellents indicateurs du niveau marin actuel et des

(Mendoza et Dewey, 1984). Les zones de rupture des différents séismes se succèdent du Sud

vers le Nord sans se superposer.

changements côtiers (Blasco et al., 1996). Sur la côte, quelques tassements de plages par thixotropie se sont produits (plage de Canoa en particulier) mais aucun autre mouvement vertical (positif ou négatif) n'a été observé. Dans les mangroves, seul le haut niveau marin relatif au Niño précédent (1997-98) était visible et caractérisé par une laisse d'algues et de littorines à environ 50 cm au-dessus du niveau normal, accompagnée d'un blanchiment des palétuviers. A Briceño, l'estuaire de la rivière du même nom a été détourné vers le Sud de plusieurs centaines de mètres, isolant le village de la côte principale. Quant aux tsunamis, le marégraphe de l'INOCAR situé dans le port de Bahia de Caraquez a été rompu après un mouvement vertical négatif d'une amplitude correspondant à une demi-marée (1,5 m) mais aucune « vague » ou *runup* n'a été observée. Nous avons conclu que ce séisme n'a pas entraîné de déformations verticales, ni de tsunamis dans la zone de l'épicentre. Ceci paraît paradoxal compte tenu de la magnitude du séisme et peut être du à l'absence de mouvement vertical important du fond sous-marin (composante verticale faible le long d'une faille à faible pendage, chevauchement ?) (Johanne Bourgeois, communication personnelle).

En conséquence, la marge Nord Andine est actuellement le siège d'une intense activité sismique. Par ailleurs, des sismites (déformations par échappement de fluides) ont été observées dans les formations Canoa (Alvarez, 2002) et Onzole supérieur (cette étude). Les formations Onzole supérieur et Canoa sont datées comme respectivement Pliocène supérieur (bio-zones N21 et NN18) et Pléistocène inférieur (bio-zones N22 et NN19) par Tsuchi (1997) (cf.III.3.1.a III.3.1.b). Ainsi, l'activité sismique du siècle dernier est extrapolable pour la période de temps couvrant le Quaternaire et la fin du Pliocène (soit une période de temps couvrant environ 3 Ma). Les conséquences d'une telle activité (mouvements co-sismiques et tsunamis) sont à rechercher dans l'enregistrement sédimentaire des terrasses marines.

III. CONTEXTE GEOLOGIQUE

L'orogène Andin suit la fracturation de la plaque Farallon en plaque Nazca et Cocos qui s'est produite il y a 30 Ma (Pennington, 1981). La fragmentation de la plaque Farallon a entraîné une augmentation du couplage entre les plaques qui a provoqué: 1) la surrection des Andes (Pennington, 1981) et le soulèvement de bassins intra-montagneux (Lavenu et Noblet, 1989), et 2) l'individualisation du bloc Nord Andin et l'ouverture du golfe de Guayaquil (Benitez, 1995; Deniaud et al., 1999; Dumont et al., 2002). Actuellement cette zone présente une

disposition morphostructurale en trois régions parallèles à la marge (*Costa, Sierra* et *Oriente*), résultat de l'évolution géodynamique mésozoïque et cénozoïque de la marge active Sud-Américaine (Baldock, 1983). De part et d'autre de la zone de failles Dolores-Guayaquil, l'histoire géologique de la plaque chevauchante n'est pas exactement la même (Figure 11). Du point de vue de la géologie, les différences majeures entre l'Equateur et le Nord Pérou concernent la chronologie des accrétions ainsi que la taille et la nature des bassins sédimentaires néogènes. Afin de replacer les terrasses marines dans une fenêtre temporelle plus vaste, il est nécessaire de présenter, avant de faire la revue des études antérieures sur les terrasses marines quaternaires de la zone, une synthèse de la répartition et de la nature des dépôts pliocènes de l'Arc de Talara.



Figure 11 : Carte géologique et géodynamique schématique du Sud de la Colombie, de l'Equateur et du Nord Pérou. Les six grands séismes de subduction du siècle sont repérés. Les données de cinématique sont représentées par des vecteurs GPS relatifs à l'Amérique du Sud (Trenkamp et al., 2002) et le vecteur de convergence du modèle NUVEL 1 (DeMets et al., 1990). Carte établie d'après (Graindorge, 2002).

III.1. Equateur

Ce qui suit est une brève synthèse de l'histoire géologique de la zone côtière équatorienne. Par ailleurs, la géologie sédimentaire et structurale de la côte équatorienne a fait l'objet de 2 thèses depuis moins de 10 ans (Benitez, 1995; Deniaud, 2000). Le substratum du bloc côtier équatorien est constitué par un complexe océanique d'âge crétacé inférieur (formation Piñón) progressivement accrété à la plaque continentale Sud-Américaine entre le Santonien et l'Eocène supérieur (Jaillard et al., 1995). Cette accrétion provoque un épisode de déformation majeure sur la partie Sud du bloc côtier, scellé par de puissantes turbidites grossières riches en quartz et qui constituent le remplissage d'un premier bassin d'avant-arc (Jaillard et al., 1995) (Figure 12 Figure 13). A l'Eocène inférieur, on enregistre l'émersion totale de la marge côtière et la création d'une surface d'érosion. A l'Eocène inférieur-moyen un second bassin d'avant-arc se forme et est recouvert en discontinuité de dépôts côtiers ou continentaux d'âge Eocène moyen début de l'Eocène supérieur. Cette phase tectonique majeure correspond à l'accrétion définitive du bloc côtier à la marge andine. L'émersion du bloc côtier est suivie par la formation de nouveaux bassins d'avant-arc à l'Oligocène terminal et au Miocène.



Figure 12 : Géologie simplifiée de la côte équatorienne selon Deniaud (2002). (A) Localisation des bassins de l'avant-arc équatorien (coordonnées en UTM). (B) Anomalies de Bouguer et bassins d'avant-arc équatoriens. (C) Colonne stratigraphique simplifiée de la côte équatorienne jusqu'à l'Eocène.



Figure 13 : (A) Carte géologique schématique de l'Equateur (Deniaud, 2000). (B) coupe géologique crustale de l'Equateur (Megard et Lebrat 1986; Megard, Lebrat et al. 1986; Megard, Roperch et al. 1987). Les unités géologiques figurées sur les deux illustrations ne sont pas toutes parfaitement équivalentes.

Selon Feininger et Seguin (1983), les bassins néogènes de l'avant arc équatorien correspondent aux anomalies gravimétriques de Bouguer. Quatre bassins ont été identifiés du Nord au Sud de la zone côtière équatorienne (Figure 12) : 1) le bassin de Borbon au Nord de l'Equateur, près de la frontière colombienne 2) le bassin de Manabi sur la côte centrale 3) le bassin de Progresso 4) le bassin du golfe de Guayaquil à la frontière entre l'Equateur et le Pérou. Il existe aussi deux petits bassins très mal connus qui se trouvent entre la ligne de côte actuelle et le bord de la plate-forme continentale : ce sont les bassins de Valdivia et de Bahia-Manta qui se trouvent respectivement au Sud et au Nord de la péninsule de Manta et où se trouve une couverture sédimentaire comprise entre 1000 et 3000m (Deniaud, 2000). Dans les

trois bassins sédimentaires actuellement émergés, la sédimentation se termine au Plio-Pléistocène par des séries marines littorales au Sud (Bassin de Progresso et Manabi) et plus profondes au Nord (bassin de Borbon) toutes se trouvant localement recouvertes par des terrasses marines (Figure 14). Au Pliocène, la mer s'étendait sur la zone basse formée par l'actuelle plaine alluviale du bassin de Guayas Babahoyo comme l'atteste la présence de dépôts marins du Pliocène dans cette zone (Figure 14). Au Quaternaire, la cordillère côtière équatorienne a joué le rôle d'une barrière pour les incursions marines. Dans la plaine située entre les piedmonts des Andes et la cordillère côtière on trouve des terrasses alluviales et une sédimentation continentale importante dans les zones subsidentes. Les dépôts quaternaires équatoriens qui ont été le plus étudiés sont génèralement ceux de la région Andine et Sub-Andine (Coltorti et Ollier, 1999; Ego et al., 1996; Iriondo, 1994; Lavenu et al., 1992; Rodbell et al., 1999), cependant il existe quelques études des dépôts du Pléistocène supérieur de la côte équatorienne (Cantalamessa et al., 2001; Garner, 1956; Marchant, 1961; Tibaldi et Ferrari, 1992; Tomiati et Abbazzi, 2002).



Figure 14 : Dépôts quaternaires de la côte équatorienne (repris de J-F Dumont).

III.2. Nord Pérou

La marge Nord péruvienne constitue un héritage de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin au Mésozoïque (Mourier et al., 1988). Le Nord Pérou est caractérisé par des roches paléozoïques ignées affleurant dans les massifs de Paita et d'Illescas (Figure 15). Ce soubassement est

surmonté en discordance par les dépôts cénozoïques des bassins de Sechura et de Talara. Ces bassins d'avant-arc sont respectivement en position externe et interne. Les dépôts de ces bassins sont surmontés en discordance par des dépôts pliocènes, eux même discordants sous les terrasses marines. Au Pliocène, dans le cas du bassin de Sechura, seules deux grandes îles constituées par les massifs de Illescas et Paita étaient présentes entre une mer intérieure et l'Océan Pacifique (Macharé, 1987). Cette observation est vérifiée pour la période de temps couverte par notre étude (Pléistocène moyen à actuel, cf. Ch3).

La plupart des bassins d'avant-arc du Pérou sont présents sur le plateau continental en avant d'un soubassement cristallin et montrent un certain synchronisme dans leur évolution et en particulier dans les émersions (cf. III.3). Cependant certains bassins débordent sur le plateau continental et le sommet de la pente du mur interne de la fosse, ou apparaissent en arrière de ce soubassement cristallin (Thornburg et Kulm, 1981). A terre, les bassins internes d'avantarc sont séparés de la mer par une cordillère côtière formée par un soubassement de roches cristallines précambriennes et paléozoïques dans lequel s'insèrent des batholites du Mésozoïque et du début du Cénozoïque. De nombreux événements tectoniques peuvent expliquer la simultanéité de certains évènements (émersions) dans les bassins d'avant-arc péruviens (Sebrier, 1982 in DeVries 1986). La plupart de ces évènements sont corrélés à d'autres qui se sont produits dans la cordillère andine. Les bassins d'avant-arc péruviens ont donc connu une histoire complexe de subsidences et de soulèvements (Macharé, 1987) qui trouve son origine dans les différents éléments qui composent la zone de subduction péruvienne. Ces éléments sont les suivants :

- La segmentation de la plaque plongeante. Au Nord Pérou entre Cabo Blanco et le bassin de Pisco, la plaque Nazca subducte presque horizontalement, tandis que plus au Sud l'angle de subduction est fort.
- La subduction de la ride asismique de Nazca dont l'orientation oblique par rapport aux côtes du Sud Pérou entraîne une migration du Nord vers le Sud des déformations (Hsu, 1988; Li et Clark, 1994; Macharé, 1987; Pilger, 1981)

- L'accrétion de morceaux de plaques océaniques et de sédiments et/ou l'érosion tectonique de la partie inférieure de la plaque Sud-Américaine (Shepherd et Moberly, 1981).
- L'expansion de la couche inférieure de la marge par remontée de fluides (Aquilina et al., 1997; Dia et al., 1993)

En ce qui concerne la partie Nord de cette marge, sur le plateau continental, les bassins internes d'avant-arc sont limités du côté de la mer par une structure du soubassement cristallin connue sous le nom de OSH (outer shelf high) (Thornburg et Kulm, 1981). L'OSH est une prolongation en mer de la cordillère côtière péruvienne. L'OSH affleure au Sud du massif de Illescas et forme deux îles distinctes (Lobos de Afuera et Lobos de Tierras). Les bassins externes d'avant arc, comme le bassin de Talara dans la zone d'étude sont généralement submergés. Les bassins externes sont séparés de la fosse par un bourrelet de haut de pente (Upper Slope Ridge) interprété comme ayant une origine continentale (Thornburg et Kulm, 1981).

Au Nord du Pérou, entre 7°S et 3°S, la cordillère côtière s'est révélée moins efficace pour contenir les transgressions marines qu'au Sud du Pérou (Macharé, 1987), ce qui a influencé la nature des dépôts et la taille des bassins à partir du Miocène (DeVries, 1986).



Légende



Figure 15 : Schéma géologique réalisée à partir de cartes géologiques du Nord Pérou et des données de Shepherd (1979) et Shepherd et Moberly (1981). Les traits noirs correspondent aux accidents tectoniques. Sur cette carte ne sont pas différenciés les dépôts de terrasses marines des autres dépôts quaternaires (fluviatiles, éoliens).

III.3. Le Pliocène et le Plio-Quaternaire

L'examen des séries pliocènes de la zone d'étude est nécessaire afin de pouvoir replacer les terrasses marines et les déformations verticales pléistocènes dans une échelle de temps plus vaste. Le Plio-Quaternaire constitue une période orogénique importante dans les Andes. La présence de séries marines pliocènes ou plio-quaternaires sur la cordillère côtière implique un soulèvement. De plus, on observe généralement un rapport étroit entre les terrasses marines et les dépôts pliocènes émergés. Par contre des dépôts pliocènes peuvent affleurer sans la présence de terrasses marines (Jama sur la côte équatorienne). Cette synthèse sur les données pliocènes s'appuie sur les études des faunes de mollusques des formations pliocènes (Bianucci et al., 1997; Bianucci et al., 1993; DeVries, 1986; Pilsbry et Olsson, 1941) mais intègre aussi des travaux plus récents traitants de sédimentologie et de datation ainsi que nos propres observations (Aalto et Miller, 1999; Alvarez, 2002; Deniaud, 2000; Deniaud et al., 1999; Dumont et al., 2002; Ibaraki, 1997; Ibaraki, 2002; Tsuchi, 1997).

Les dépôts du Pliocène peuvent être datés de manière relativement précise puisqu'ils peuvent enregistrer les variations induites par la fermeture de l'isthme de Panama (3,5 à 2,9 Ma). Cette fermeture (Figure 16) a provoqué un changement des faunes (micro et macro) qui d'affinité Caraïbéenne sont devenus d'affinité Panaméenne (Ibaraki, 1997; Ibaraki, 2002; Tsuchi, 1997; Whittaker, 1988).



Figure 16 : Evolution de la circulation océanique globale et intra-Pacifique. (A) Circulation actuelle. (B) Circulation avant la fermeture de l'isthme de Panama (Tsuchi, 1997).

III.3.1 L'Equateur

Dans l'avant-arc équatorien, plusieurs bassins néogènes de taille réduite ont fonctionné de manière plus ou moins continue jusqu'au Pliocène et parfois même jusqu'à l'actuel. On compte ainsi 3 formations pliocènes importantes dans les zones où l'on trouve des terrasses marines en Equateur. Il s'agit des formation Punà (Golfe de Guayaquil), Canoa (Manta) et Onzole (côte Nord) (sur les Figure 17 et Figure 18 seulement deux de ces formations sont représentées).

III.3.1.a La côte Nord de l'Equateur

Sur la côte Nord de l'Equateur, la formation Onzole Mio-Pliocène s'étend chronostratigraphiquement des zone N6 et NN4 jusqu'aux biozones N21 et NN18 (Figure 17 Figure 18) (Aalto et Miller, 1999; Baldock, 1982; Bianucci et al., 1993; Deniaud, 2000; Evans et Whittaker, 1982; Ibaraki, 1997; Tsuchi, 1997; Whittaker, 1988). Cette formation est divisée en 3 membres (Onzole inférieur, Sua et Onzole supérieur). Les membres Sua et Onzole supérieur combinés à la formation Borbon forment un cycle sédimentaire complet depuis le Miocène supérieur (membre Sua) jusqu'au Quaternaire (formation Borbon). Seul le membre Onzole supérieur a été daté du Pliocène, les autres ne seront pas présentés dans cette étude.

Le membre Onzole supérieur repose en légère discordance sur le membre Onzole inférieur, nommé aussi Sua ou Pta Gorda (Figure 18). Il se compose d'argilites et de siltites grises à verdâtres, comprenant des mollusques, écailles de poissons, foraminifères benthiques, radiolaires, et qui sont intercalées de niveaux fins (centi à décimètrique) de grès tufacés (Deniaud, 2000; Evans et Whittaker, 1982; Whittaker, 1988).

Dans le village de Camarones, une série composée de pélites bioturbées gris bleu avec des intercalations de conglomérats, grès et silts a livré une importante faune de mollusques (Bianucci et al., 1993). Les espèces rencontrées sont caractéristiques d'environnement peu profond (*Anomia peruana, Crassinella coxi* par exemple) mais aussi d'environnement profond (*Limopsis sp, Dalium sp*).

300 mètres de coupes dans le membre Onzole supérieur ont été étudiés à Punta Gorda par Aalto et Miller, (1999). Ces auteurs décrivent une série régulière de fines turbidites siltoargileuses présentant un granoclassement positif. Elles correspondent à des argiles pélagiques à hemipélagiques de couleur gris verdâtre à brun. La base de ces séquences est constituée par des grès fins et des cendres volcaniques. Les niveaux gréseux contiennent une faune de mollusques, de foraminifères benthiques et des débris coquilliers.

La partie supérieure du membre Onzole supérieur a été datée au minimum de la biochronozone N21 (Whittaker, 1988). Ces datations ont depuis été améliorées et un âge N19-N21 a été proposé. Plus récemment, des dépôts du membre supérieur ont été datés par des foraminifères planctoniques comme ayant un âge N18-N21 (Deniaud, 2000). Evans et Whittaker (1982) ont proposé que les dépôts du membre Onzole supérieur soient constitués de turbidites qui se sont mises en place à une profondeur bathyale inférieure (faune de foraminifères). Le mélange de faunes de mollusques serait dû à des phénomènes de remobilisation par gravité des dépôts littoraux. Cependant certains indices (foraminifères de plate-formes continentales, tempestites, glauconie) décrivent parfois un environnement de plate-forme externe (Bianucci et al., 1993).

A cause de la présence de mollusques de faible profondeur d'eau, de débris coquilliers et de foraminifères benthiques dans les grès et de faunes d'environnement plus profond dans les argiles, d'autres auteurs interprètent les dépôts du membre supérieur de la formation Onzole comme des turbidites argileuses déposées dans un bassin du talus continental (Aalto et Miller, 1999). Dans une synthèse plus récente (Deniaud, 2000), ce membre est interprété comme un dépôts de tempestites dans un environnement de plate-forme continentale.



Figure 17 : Corrélation des séquences et formations néogènes en Equateur, Pérou et au Chili, sur la côte pacifique de l'Amérique du Sud. C Mejillones = Costa Mejillones. C.H. Mejillones = Caleta Herradura de Mejillones. C del Tiburon = Cuenca del Tiburon. (Ibaraki, 1997).

III.3.1.b La côte centrale de l'Equateur (Péninsule de Manta)

Une synthèse des travaux antérieurs sur les dépôts plio-pléistocènes de cette zone ainsi qu'une ré-interprétation de l'âge de la limite supérieure sont donnés dans l'article traitant de la péninsule de Manta

III.3.1.c Le Nord du Golfe de Guayaquil (péninsule de Santa Elena et l'île Punà)

Dans cette zone, le dépôts du pliocène supérieur (Formation Puna) et les dépôts pléistocènes et holocènes du Golfe de Guayaquil forment une méga-séquence (Deniaud, 2000). Cette mégaséquence correspond à une évolution différenciée entre le bassin de Progresso qui devient émergeant er le Golfe de Guayaquil qui s'individualise.

La formation Puna a été définie sur les falaises côtières de l'île de Puna (Pilsbry & Olsson, 1941). Dans cette formation, 2 membres ont été décrits. Le membre Puna inférieur est composé de séquences granodécroissante composés de mocroconglomérats , de grès et d'argiles. Ce membre a été daté du Pliocène (Biochronozone N19 à 21) (Ordoñez, 1991). Selon Deniaud (2000), ce membre représente des caractéristiques de milieu estuarien à déltaïque. Le second membre de cette formation est nommé Lechuza ou Puna supérieur, ce membre est plus gréseux mais moins compacte que celui immédiatement au dessous. Les dépôts correspondent à des grès à stratifications entrecroisés et de niveaux coquilliers, affleurant particulièrement bien dans la cordillère de Zambapala. Ce membre sur la base d'analyse palynologique a été daté du Pléistocène.

Dans le reste du Guayaquil, la formation Tablazo, vaste entablement incluant toutes les terrasses marines est cartographié sur la péninsule de Santa Elena. Il y a aussi ici une confusion entre une formation Plio-Quaternaire peu profonde et les terrasses marines.

III.3.2 Le Nord Pérou

Au Pérou, la transgression pliocène a été enregistrée dans la plupart des bassins d'avant arc (comme partiellement montré sur la Figure 18) (DeVries, 1986). Au Nord Pérou, quelques 80 mètres de dépôts marins pliocènes recouvrent en discordance 1) des couches sédimentaires datant du Paléogène et du Néogène basal au Sud du fleuve Chira, 2) des couches paléogènes au Nord du fleuve Chira. Le bassin de Sechura est rempli d'une série continue et épaisse de dépôts à grains fins d'âge Miocène et Pliocène déposée dans un vaste bassin presque fermé

(Caldas et al., 1980 in (DeVries, 1986). Le bassin de Talara a connu une sédimentation paléogène suivie d'une émersion à l'Oligocène terminal. La sédimentation marine n'a pas repris avant le Pliocène supérieur. Même à cette époque le bassin de Talara était plus petit et moins profond que le bassin de Sechura. Les dépôts pliocènes (DeVries, 1986; Tsuchi, 1997) couvrent la totalité du bassin de Sechura et ainsi que l'extrémité continentale du bassin de Talara, tandis que les dépôts pliocènes de ce bassin sont caractérisés par la formation Taime (DeVries, 1984; DeVries, 1986; DeVries, 1988). La séparation entre les deux formations se fait au niveau du Rio Chira. Avant de présenter brièvement les formations pliocènes ou plioquaternaires servant au Nord Pérou de substratum aux terrasses marines et leur conférant cette morphologique si particulière, il est nécessaire de mentionner quelques problèmes sur la toponymie des formations de cette zone.

La toponymie actuelle des formations n'est pas encore établie de manière précise. Les dépôts du Plio-Quaternaire au Sud du niveau Chira sont nommés tour à tour formation Hornillos (synonyme de Sechura) par DeVries (1986), Punta Tric-Trac par Tsuchi (1997) et Bayovar par Ibaraki (1997). Pour la période de temps concernée par cette étude, au niveau micro- ou nano- paléontologique, seule la formation nommée Punta Tric-Trac ou Bayovar a été datée des biozones N22 et NN19 (Ibaraki, 1997; Tsuchi, 1997), ce qui lui confère donc un âge Pléistocène inférieur. L'âge de la formation Taime qui affleure au Nord, n'est toujours pas contraint correctement mais une corrélation morphologique entre les dépôts de cette formation et ceux de la formation Hornillos a été proposé par DeVries (1986) (cf. plus loin). La formation Hornillos est quant à elle nommée Hornillo (sans s) par Tsuchi (1997) qui l'attribue aux biozones N15-N16 et NN9a et NN9b, ce qui lui confère un âge Miocène. Shepherd et Moberly, (1981), proposent un âge Pliocène inférieur pour ce qu'ils nomment formation Hornillos. La formation Taime, au Nord du rio Chira n'est tout simplement pas mentionnée dans les travaux de Ibaraki, (1997), Shepherd et Moberly, (1981) et Tsuchi, (1997). Dans cette étude nous conserverons la nomenclature de DeVries (1986) : i.e. formations Taime au Nord et Hornillos au Sud.

III.3.2.a <u>Au Nord du Río Chira : la formation Taime</u>

La formation Taime inclut les couches qui reposent en discordance sur le soubassement paléogène (Bosworth, 1922; Olsson, 1942) et qui sont recouvertes en discordance par les

dépôts de terrasses marines pléistocènes (Figure 19). La section type de la formation se trouve sur le flanc Sud de la *quebrada* Taime, à cinq kilomètres au Sud de El Alto. Le soubassement paléogène présente des failles normales avec des blocs individuels qui ont subi des rotations et des basculements. De nombreuses couches sont de couleur marron jaune et présentent des textures parfois très similaires à celles de la formation Taime. La couleur plus claire, la consolidation moindre, la porosité plus élevée et la présence de couches de coquilles cimentées sont des arguments suffisants pour distinguer la formation Taime de son soubassement même lorsque la discordance angulaire est peu marquée. Par contre, il est parfois très difficile de distinguer la formation Taime des dépôts de terrasses sus-jacents. La discordance angulaire séparant les dépôts est faible (<1°) et peut donc apparaître comme une surface d'érosion à l'intérieur de la formation Taime. Seule la cartographie régionale de la formation Taime et des terrasses marines sus-jacentes permet d'appréhender la géométrie de cette discordance.



Figure 18 : Age des formations néogènes de l'Amérique du Sud (Tsuchi, 1997).

64

Jusqu'aux travaux de DeVries (1984,1986), les dépôts de la formation Taime étaient inclus dans la séquence du Tablazo Mancora de Bosworth (1922) qui corréle aussi le Tablazo Mancora avec la totalité de la section néogène affleurant le long des falaises marines de Paita. La formation Taime est divisée en trois membres : 1) une séquence basale dans laquelle alternent grès et siltites, conglomérats et lumachelles (membre Carizo); 2) une séquence intermédiaire de siltites comprenant des os de baleines et des dents de requin (Membre Golfe course) et enfin, 3) une séquence de grès à stratifications entrecroisées. Chaque membre peut présenter des variations latérales de faciès comme a) une condensation en une séquence peu profonde en allant vers le rivage b) une terminaison le long du rivage sur des promontoires c) une modification de la granulométrie en fonction de la paléogéographie. Les sédiments de cette formation sont surtout des grès fins à moyens de couleur jaune pâle à orange. Entre les couches de silts bien triées, s'intercalent des conglomérats et des lumachelles à mollusques ou à balanes. Certaines couches, et particulièrement les conglomérats peu épais peuvent se retrouver latéralement sur de grandes étendues, tandis que d'autres couches (les lumachelles en particulier) sont plus lenticulaires. Dans les faciès grossier, des stratifications entrecroisées, planes et des rides sont présentes. Les structures biogéniques et les ichnofaciès sont moins communs mais localement abondants.



Figure 19 : Importance du Pliocène dans les zones de terrasses marines de l'arc de Talara. (A) La formation Taime, dans la zone de los Organos, Nord Pérou. Cette formation est composée de grès et de sables très facilement érodable. Elle est surmontée par des terrasses marines d'ages variables. (B) Détail de la formation Taime dans la quebrada Taime. (C) Terrasse marine Piles (T3 de la péninsule de Manta, côte central de l'Equateur) déposée sur la formation plio-quaternaire Canoa. (D) Tablazo Talara déposé sur la formation Taime à Talara (Nord Pérou).

Les dépôts pliocènes méridionaux ont, tout d'abord, été nommés formation Sechura (Olsson, 1932) malgré le fait que cette formation n'affleure pas à proximité de la ville de Sechura. Elle a donc été renommée formation Hornillos par Caldas et al. (1980). La localité type se trouvait sur les flancs orientaux du massif de Illescas (à la pointe Tric-Trac). Les dépôts de la formation Hornillos sont recouverts par des lumachelles et des conglomérats des terrasses marines. Les dépôts de cette formation sont grossiers, clastiques, horizontaux, d'une puissance de 20 mètres, et recouvrent en discordance des argiles paléogènes. Des sables à grains moyens et des sédiments grossiers constituent l'essentiel de la formation Hornillos à proximité de la localité type. Dans cette zone, des sédiments micacés ainsi que de gros galets sont interprétés comme étant le résultat de l'exposition aérienne du soubassement paléogène. Au Nord Est de Paita, les conglomérats sont beaucoup moins fréquents mais la présence de sables coquilliers et de rares horizons à galets suggèrent une mise en place en milieu peu profond. La proximité du seuil de Paita (un haut fond du soubassement paléozoïque) permet d'expliquer la provenance de certains sédiments ainsi que la formation de reliefs sous-marins s'étendant le long du rivage. A notre connaissance, seule la paléontologie des bivalves et des gastéropodes a été utilisée pour attribuer à la formation Taime un âge Pliocène (DeVries, 1984). Cette formation n'est pas nommée sur certaines cartes géologiques (Figure 15) ni dans certains travaux (Ibaraki, 1997; Shepherd et Moberly, 1981; Tsuchi, 1997).. Les datations les plus récentes et les plus fiables (micro et nano faune) sont celles des dépôts attribués à la formation nommée Punta Tric-Trac ou Bayovar (synonyme de Hornillos suivant DeVries, 1986) et qui ont donné des microfaunes attribuées aux biozones N22 et NN19 (Ibaraki, 1997; Tsuchi, 1997) sur le massif de Illescas.

III.3.3 Conclusions

Les dépôts qui forment le substratum des terrasses marines constituent un des paramètres majeurs de la morphologie de ces terrasses. Ces dépôts littoraux plio-quaternaires constituent fréquemment repris le substratum de plates-formes d'abrasion, ce qui a pour conséquences majeures : 1) de permettre la formation de terrasses vastes car l'encaissant est facilement érodé ; 2) d'entraîner une confusion facile et fréquente entre terrasses et dépôts sous-jacents. Dans la plupart des cas, ces dépôts littoraux ne sont pas déformés et dans certains endroits

(péninsule de Manta, zone de El Alto au Nord Pérou), il n'y a pas de discordance clairement observable entre ces dépôts et la plate-forme d'abrasion. Les dépôts pliocènes de l'Arc de Talara n'ont toujours pas fait l'objet d'une étude synthétique permettant de les utiliser pour retracer l'histoire tectonique et sédimentaire de cette zone. Lorsqu'on s'intéresse à ces dépôts, on remarque : 1) de fréquents problèmes de toponymie (cf. le mot Tablazo ou les différents noms et synonymes de la formation plio-quaternaire affleurant sur les flancs orientaux du massif d'Illescas (Hornillos, Sechura, Tric-Trac, Bayovar !) ; 2) que très peu de datations ont été proposées pour ces dépôts. Ainsi, les rares datations valables (Ibaraki, 1997 : Tsuchi, 1997) montrent que généralement ces formations ne présentent pas de limite Plio-Quaternaire bien définie. Ce qui pose le problème de la validité de cette limite dans cette partie du Monde (cf. article consacré à la péninsule de Manta).

III.3.4 Etudes antérieures des terrasses de l'Arc de Talara

III.3.4.a Introduction

En 1922, Bosworth a expliqué l'origine des Tablazos Nord Péruviens comme étant le résultat d'une marge oscillante par le fait de la tectonique. La présence de 2 ou 3 terrasses en Equateur (Hoffstetter, 1948; Iriondo, 1994; Sheppard, 1928; Sheppard, 1930; Sheppard, 1937), au Nord Pérou (DeVries, 1986) et au Sud Pérou (Macharé, 1986, Hsu, 1987) suggère, selon DeVries (1986), une uniformité des processus le long d'une marge convergente complexe. Cette prépondérance de 2 ou 3 terrasses en Equateur et au Nord Pérou est une simplification exagérée. Nous dénombrons 5 terrasses sur la péninsule de Manta, 4 sur l'île de la Plata et jusqu'à 7 autour du massif de Illescas au Nord Pérou. Le rôle de l'eustasie pléistocène liée aux changements de volume des calottes glaciaire est aujourd'hui pris en compte dans la formation de surfaces régressives pléistocènes (e.g. terrasse marine) et ce même dans les zones de tectonique active (par exemple Bull, 1985; Chappell, 1986). Deux remarques s'imposent en ce qui concerne les terrasses marines de l'Arc de Talara :

 ces terrasses marines n'ont jamais été considérées comme un ensemble cohérent alors qu'elles affleurent sur plus de 7° de latitude. Les secteurs où affleurent les terrasses sont effectivement discontinus en Equateur mais ces discontinuités n'excédent pas 150 km (entre Punta Galera sur la côte Nord et Manta sur la côte Centrale de l'Equateur). De fait les terrasses marines qui présentent une certaine continuité le long de l'Arc de Talara et s'arrêtent brusquement vers le Nord et le Sud.

2) Ces terrasses marines n'ont été considérées que récemment comme des indicateurs tectoniques (Macharé et Ortlieb, 1994). Mais cette étude reste de portée limitée faute de datations fiables (échec de l'U/Th sur des coquilles de mollusques, L. Ortlieb et B. Ghaleb, communication personnelle). D'une manière générale, les répartitions spatiales (altitude des terrasses) et temporelles (âges des phases interglaciaires considérées comme responsable de leur création) des terrasses marines des côtes de l'Arc de Talara n'étaient pas connues avant cette étude.

III.3.4.b <u>L'Equateur</u>

La présence de séries de terrasses marines étagées a été repérée initialement dans les péninsules de Santa Elena, de Manta et sur l'île Puna (Bosworth 1922 ; Hofstetter, 1948, Sheppard 1928, 1937). Marchant (1961) consacre un article à la morphologie de la péninsule de Santa Elena qu'il décrit en analysant des photographies aériennes. Frappé par les marches d'escalier formées par les terrasses marines, il donne une interprétation favorisant la répétition d'une même terrasse par différents plans de failles.

Les spectres de terrasses marines présents au Nord de l'Equateur n'ont été mentionnés que récemment (Winckell et al., 1997,Figure 20) tandis que les terrasses marines les plus hautes de l'Arc de Talara (péninsule de Manta, 360 +/- 10 m) n'étaient pas mentionnées avant Dumont et Benitez (1996).



Figure 20 : Unique mention des terrasses marines de la côte Nord de l'Equateur (Winckell et al., 1997). Ces auteurs représentent trois zones de terrasses marines. Nous n'en avons annoté que deux car après vérification, il apparaît que la zone méridionale correspond à une zone basse de cordons littoraux et de mangrove.

L'idée classique du schéma d'une prépondérance de 3 terrasses marines est clairement illustré dans l'article que Sheppard (1937) consacre à l'île de la Plata (Figure 21). En effet, sur cette île, il ne mentionne que 3 terrasses marines principales (a, b, c), omettant une terrasse intermédiaire.



Figure 21 : Coupe topographique de l'île de la Plata par Sheppard (1938). Noter que l'auteur ne distingue que 3 terrasses marines (a, b et c). Il existe une terrasse entre A et B.

Dans la péninsule de Manta, Sheppard (1937) ne distingue aussi que 3 terrasses marines dans le paléo-golfe de San Mateo, qu'il corréle aux 3 terrasses extrêmement mieux conservées de la Puntilla sur la péninsule de Santa Elena (Figure 22).

Pour la plupart des auteurs, la présence de différents niveaux de terrasses a été considérée comme la répétition par faille d'une terrasse unique (Bosworth 1922 ; Sheppard 1928, 1937 ; Marchant, 1961). Seul Hoffstetter (1948) a privilégié une origine eustatique pour ces terrasses marines. Pour cet auteur, trois transgressions successives (qu'il propose comme datant respectivement du Pléistocène inférieur, moyen et supérieur) sont responsables de la formation de trois terrasses marines (Figure 22). Mais à l'inverse, il n'envisage tout simplement pas les mouvements tectoniques.

Dumont et al, (1996), dans une étude préliminaire à cette thèse, sont les premiers à proposer une origine tectono-eustatique pour expliquer la formation de ces terrasses marines et ils sont les premiers à écrire que les terrasses les plus hautes (360 m +/- 10 m dans notre étude) se trouvent sur la péninsule de Manta.

Pour finir cette introduction sur les terrasses marines d'Equateur signalons que trois secteurs de terrasses marines, Rio Verde, Punta Galera, et le sud de la Péninsule de Manta, n'avaient jamais été décrits avant cette étude (Figure 14).


Figure 22 : Les terrasses marines (ex Tablazo) de la Péninsule de Santa Elena (Equateur) selon (Hoffstetter, 1948). Sur cette figure ont été soulignées (flèches grises) les 3 terrasses marines qui sculptent la pointe de la péninsule de Santa Elena. La nomenclature de l'auteur a été respectée (T1 le plus vieux, le plus haut). Il s'agit d'une stratigraphie normale, tandis que dans cette étude une stratigraphie inverse est utilisée.

III.3.4.c <u>Le Nord Pérou</u>

Deux segments de la côte péruvienne comportent des terrasses : 1) un segment court à la latitude où se fait la subduction de la ride de Nazca (14°S à 16°S environ) 2) un grand segment au Nord Pérou (3°30'S à 6°30'S environ) (Hsu, 1988; Machare et Ortlieb, 1992). Entre ces deux segments (6°30' S et 14°S), les terrasses marines sont absentes et ce secteur correspond à une zone de plongement fort de la plaque Nazca dans la subduction. En face de cette zone, en mer, le bassin de Lima a connu une subsidence de plusieurs centaines de mètres depuis le Pléistocène (le Roux et al., 2000; Thornburg et Kulm, 1981).

Les terrasses marines du Nord Pérou ont été relativement plus étudiées que celles d'Equateur, en raison de leur vaste étendue et de leur meilleure préservation (conditions arides) ou de la présence de terrasses marines plus élevées (700m) au Sud du Pérou en face de la ride de Nazca.

Pour les terrasses marines du Nord Pérou, Bosworth (1922) a proposé une succession de 4 tablazos soulevées jusqu'à une altitude de 310 m (Figure 23). Cet auteur distingue, du plus récent (le plus bas) au plus vieux (le plus haut) les Tablazos Salinas, Lobitos, Talara et Mancora. La Figure 23 ne présente pas le Tablazo Salinas qui se trouve plus au Sud.



Figure 23 : les "Tablazos" et terrasses marines Nord péruviennes selon Bosworth (1922).

DeVries (1984, 1986, 1988) s'est intéressé aux terrasses au Nord du fleuve Chira (entre 2S et 5°S) et principalement à la paléontologie du *Tablazo* Mancora, et à la formation Taime (Pliocène). Il propose sur des arguments paléontologiques un âge pléistocène inférieur pour ces terrasses et modifie légèrement la stratigraphie établie par Bosworth (1922) en distinguant deux niveaux dans le Tablazo Mancora (Mancora Haut et Mancora Bas) ; ce qui revient à

décrire un pied de falaise intermédiaire dans cette vaste étendue. De plus, cet auteur distingue des cordons littoraux sur les photographies aériennes couvrant le tablazo Mancora (Figure 24).



Figure 24 : Le Tablazo Mancora selon DeVries (1986).

Macharé et Ortlieb (1994) présentent la synthèse la plus récente de la répartition spatiale des terrasses entre 2° et 6°S mais ils ne mentionnent pas les terrasses bordant le massif de Illescas. Ces auteurs considèrent trois terrasses distinctes et proposent un âge Holocène pour la terrasse la plus basse de la baie de Sechura (niveau Salinas).



Figure 25 : les "Tablazos" et terrasses marines Nord péruviennes selon Machare et Ortlieb (1994).

Les interprétations structurales les plus récentes des terrasses marines du Nord Pérou (DeVries, 1984; DeVries, 1986; DeVries, 1988; Macharé et Ortlieb, 1994) montrent des blocs paléogènes limités par des failles qui ont été re-activés au Pléistocène moyen. Ces auteurs notent un basculement général vers le Sud. Le soulèvement accéléré des blocs de la bordure la plus proche de la mer aurait produit des seuils tectoniques de faible profondeur, des baies du

côté du continent et enfin des surfaces marines régressives présentant un pendage vers le continent (DeVries, 1986).

III.3.4.d <u>Conclusions</u>

Sur l'arc de Talara, les terrasses marines étaient surtout reconnues au Nord Pérou où jusqu'aux études de Dumont et al., (1996) étaient recensé les terrasses les plus hautes de l'arc de Talara, (Cabo Blanco, 310 m). L'image générale qui en ressortait était que l'altitude des terrasses diminuait vers l'Equateur et principalement sur la bordure Nord du golfe de Guayaquil (DeVries, 1986) et aussi vers le Sud, entre 5 et 6°S (extrême sud de la zone d'étude) (Machare et Ortlieb, 1994). La plupart des auteurs reconnaissaient une prépondérance de trois terrasses marines qu'ils corrélaient entre elles.

IV. LES CAUSES POSSIBLES DE SOULEVEMENT SUR L'ARC DE TALARA

Les terrasses marines de l'Arc de Talara couvrent un secteur où se rencontrent des contextes géodynamiques et géologiques variés. Certains de ces facteurs peuvent être considérés comme responsable, ou favorisant, un soulèvement d'échelle continentale. La liste suivante souligne les éléments les plus forts, mais n'est pas exhaustive. L'étendue de la région affécté par le soulèvement côtier implique un phénomène d'ensemble ou la superpoition de situations favorables (ride de Carnegie) fixe d'entrée ici le Nord Pérou qui est inclassable.

- La forme en apex de l'arc de Talara. Cette forme implique une extension dans la plaque chevauchante du fait de la courbure provoquée par la subduction le long d'une corde de l'Arc de subduction.
- 2) La subduction de la ride asismique de Carnegie. La subduction d'une aspérité explique parfois le soulèvement d'une portion de marge comme c'est le cas en face des rides de Cocos et Nazca. Cependant la subduction de la ride océanique de Carnegie ne permet pas de rendre compte du soulèvement observé dans l'ensemble de l'Arc de Talara et en particulier au Nord Pérou.

- 3) La subduction suivant des angles de plongement différents de lithosphère océaniques d'âge différent de part et d'autre de la zone de fracture de Grijalva. Au sud de cette zone de fracture, la croûte subductée est plus vieille qu'au nord mais présente un angle de plongement plus faible (*flat-slab*).
- 4) La nature de la plaque chevauchant et en particulier la nature des blocs accrétés sur la marge. La topographie ante soulèvement (existence de môle résistant par exemple) influe très probablement sur la surrection d'une zone.
- 5) Le sous-placage tectonique ou magmatique qui est un phénomène fréquemment invoqué pour expliquer les soulèvements.
- 6) Et bien sûr la combinaison de deux ou plusieurs des facteurs sus-cités.

L'étude des terrasses marines sera utilisée comme outil pour tenter de discriminer un effet possible par rapport à un autre. Continuité dans le temps et l'espace et vitesse de soulèvement seront les principaux paramètres discutés en fonction des causes possibles du soulèvement.

Chapitre2 : Méthodologie

Ce chapitre expose la méthode suivie pour déterminer les vitesses de soulèvement d'une côte à partir de terrasses marines. Pour cela, il est nécessaire de présenter brièvement au préalable le cadre géologique des terrasses marines, c'est à dire la période Quaternaire. Ensuite, les différentes étapes du travail afin de déterminer les taux de surrection pléistocènes à partir de terrasses marines soulevées sont décrites. Il ne s'agit donc pas d'une étude exhaustive des terrasses marines en qu'objet géologique mais seulement comme un outil de quantification.

I. LE QUATERNAIRE

Le Quaternaire est caractérisé par quatre paramètres essentiels : 1) sa brièveté en comparaison des autres ères géologiques, 2) sa continuité vers la période historique de la Terre, particulièrement représenté par 3) l'émergence des hominidés et 4) la présence de variations climatiques extrêmement rapides et répétitives, sans équivalents reconnus dans les périodes géologiques antérieures. Durant cette période, les facteurs internes (noyau, manteau) et externes (cycles astronomiques, rayonnement solaire) se sont traduits par des marqueurs physiques, chimiques et biologiques enregistrés de facon presque continue par les sédiments et la glace (et l'eau dans certains cas) retenus sur les continents et dans les océans. Actuellement, l'effet sur le climat de paramètres internes, tels que l'intensité du champ magnétique terrestre ou les phénomènes d'accrétion et de subduction, n'est pas encore bien établi. Par contre, les facteurs externes et, en particulier les cycles astronomiques (connus comme théorie de Milankovitch) sont considérés comme ayant une grande influence sur le climat, pour les références les plus récentes Chappell (1998), Karner et Muller (2000), Lambeck et al. (2002a), Muller et McDonald (1995), Muller et McDonald (1997), Paillard (1998). Ces cycles auraient aussi une l'influence sur certains facteurs internes comme le champ magnétique terrestre (Yamazaki et Oda, 2002). Il est généralement admis qu'une des conséquences majeures des cycles astronomiques est de faire varier l'insolation sur la surface terrestre. Cette variation d'insolation (considérée par convention à 65°N) est responsable de l'augmentation et de la réduction des calottes glaciaires aux pôles et aurait induit, entre autres, 1) les fluctuations des rivages marins par variation du niveau moyen des océans, 2) les

modifications de la composition isotopique des océans, et 3) la variation de la distribution des faunes et microfaunes marines. Malgré le fait reconnu que les maximums d'insolation ne coïncident pas parfaitement avec les maximums interglaciaires (Karner et Muller, 2000), la théorie de Milankovitch est actuellement largement acceptée par la communauté scientifique en ce qui concerne les relations entre climat et cycles astronomiques et sert de base à la plupart des modèles climatiques (Kim et al., 1998; Muller et McDonald, 1995).

I.1. Chronologie utilisée pour le Quaternaire

Le Quaternaire est composé de l'Holocène (10 000 ans B.P. jusqu'à l'actuel) et du Pléistocène (2 400 000 jusqu'à 10 000 ans) (Figure 2.1). Le Pléistocène est subdivisé en ancien (ou inférieur), moyen et récent. Les limites des différents étages du Quaternaire sont légèrement variables suivant les régions. Ceci est dû à la nature des critères de détermination et plus particulièrement au diachronisme de certains dépôts considérés pour définir ces limites. Les différentes parties du Pléistocène couvrent des périodes de temps décroissantes, qui ont des durées de l'ordre de 1.7 Ma B.P. pour le Pléistocène inférieur, de 0.6 Ma B.P. pour le Pléistocène moyen, et de 140 000 ans B.P. pour le Pléistocène supérieur (Figure 26). Ces subdivisions restent sujettes à révision en fonction de l'obtention de nouvelles données sur les datations des événements du Quaternaire. La limite Plio-Quaternaire est celle qui a connu le plus de changement et qui reste aujourd'hui le plus soumise à discussion (Clemens et Tiedemann, 1997; Lourens et Hilgen, 1997; Pillans et al., 1998; Shackleton, 1997). Dans les années 1950 (Congrès de Londres en 1948 et Pékin en 1952), il avait été décidé de fixer le début du Quaternaire à la première détérioration climatique enregistrée en Europe vers 1,8 Ma. Cependant, aux Congrès Internationaux de Géologie de Pékin (1991) et Berlin (1995), l'état des recherches a conduit à repousser cette limite vers 2.4 Ma-2.5 Ma, en concordance avec l'inversion paléo-magnétique entre la période normale de Gauss et celle inverse de Matuyama. Lors du 8^e Congrès de L'INQUA (International Union for Quaternary Research), l'inversion magnétique Matuyama/Bruhnes (700-740 ka) a été prise comme limite entre le Pléistocène inférieur et le Pléistocène moyen. Le Pléistocène moyen a pour limite supérieure le début de la transgression due au dernier interglaciaire (entre 125 et 140 ka suivant les zones). Ainsi, par convention, on considère que le Pléistocène moyen couvre la période 740-140 ka et le Pléistocène supérieur la période 140-10 ka. Le terme Quaternaire supérieur couvre le Pléistocène supérieur et l'Holocène (140-0 ka). Le Quaternaire supérieur correspond au dernier cycle climatique complet du Quaternaire. Par convention le présent débute en 1950,

Quaternaire				
Pléistocène			Holocèn	e
Inférieur	Moyen	Récent		
2 400	700-740	125 -140	10	C

date choisie arbitrairement comme année 0 de la chronologie du carbone 14 (¹⁴C). L'âge d'un échantillon est alors noté par un chiffre suivi de B.P. (*before present*), signifiant avant 1950.

Figure 26 : Principales subdivisions du Quaternaire. Les âges sont donnés en ka B.P.

I.2. Variations astronomiques

La combinaison de trois phénomènes astronomiques cycliques est nommée théorie de Milankovitch, du nom du géophysicien yougoslave qui l'a découverte dans les années 1920 (Abreu et Anderson, 1998; Bassinot et al., 1994; Berger et Loutre, 2002; Berger, 1992; Dott, 1992). Cette théorie permet d'expliquer et d'interpréter les glaciations quaternaires et les variations du niveau marin associées en prenant comme référence les variations de l'insolation à 65°N. Les trois paramètres extra-orbitaux considérés (Figure 27) sont l'excentricité de l'orbite terrestre, l'obliquité (ou inclinaison) de l'axe de la Terre, et la précession des équinoxes. Les deux premiers paramètres définissent la distance du Soleil à la Terre et l'angle d'incidence des rayons solaires, dont dépend l'intensité de l'insolation reçue par la planète. Cette insolation varie en fonction de la latitude et des saisons.



Figure 27 : Les paramètres orbitaux. (A) Excentricité: période 95 000 ans. (B) Obliquité: période 41 000 ans. (C) Précession des équinoxes : période 19 000 et 23 000 ans , modifiée de Wilson et al.(2000).

I.2.1 Excentricité

L'excentricité (Figure 27.A) est fonction de l'indice d'aplatissement de l'orbite terrestre, elle varie au cours d'un pseudo-cycle de 95 000 ans entre 0,0005 et 0,0607 (valeur actuelle = 0,0167). En conséquence, l'orbite terrestre varie d'une orbite presque circulaire à une orbite très elliptique (Figure 28A). La Figure 28B présente l'excentricité actuelle de l'orbite terrestre. Les rayons de l'ellipse sont actuellement de 146 et 156 millions de kilomètres. La périhélie (moment où la Terre est la plus proche du Soleil) a lieu le 3 janvier tandis que l'aphélie (moment où la Terre est la plus lointaine du Soleil) est le 4 juillet. L'augmentation de l'excentricité de l'orbite a pour conséquence de réduire et d'intensifier les périodes hivernales et estivales (en réduisant les printemps et les automnes).



Figure 28 : Forme de l'orbite terrestre autour du soleil. (A) L'orbite est soit elliptique soit presque circulaire. La position sur l'orbite où la Terre est la plus proche du Soleil est nommée Périhélie tandis que la position la plus lointaine est nommée Aphélie, modifiée de Wilson et al.(2000).

I.2.2 L'obliquité de l'écliptique

L'obliquité ou inclinaison est l'angle que définit l'axe de rotation de la Terre avec celui de la perpendiculaire au plan de l'orbite terrestre (Figure 27B). Il est actuellement de 23°27' par rapport à la normale de l'écliptique. L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre présente des variations comprises entre 22° 02' et 24°30' avec une période de 41 000 ans. Cet angle détermine la température moyenne des saisons. Au moment des périodes glaciaires, sa valeur est minimale et les zones polaires reçoivent moins d'énergie solaire que durant les périodes interglaciaires.

I.2.3 La précession des équinoxes

La précession des équinoxes dépend principalement de deux paramètres : 1) la précession de l'axe de rotation de la Terre (Figure 29A) et 2) la précession de l'orbite terrestre (Figure 29B). En conséquence, l'axe de rotation de la Terre dessine dans l'espace un cône au cours de deux cycles de 23 000 et 19 000 ans (Figure 27C), entraînant des variations des insolations saisonnières. Actuellement la Terre est le plus proche du Soleil (périhélie) le 3 janvier, période hivernale dans l'hémisphère Nord et estivale dans l'hémisphère Sud. Dans 11 000 ans cela sera le contraire : les étés de l'hémisphère Sud seront plus chauds et les hivers de l'hémisphère Nord plus froids (Figure 29C).



Figure 29 : Les composantes de la précession des équinoxes. (A) Précession de l'axe de rotation de la Terre. (B) Précession de l'orbite terrestre. (C) Précession des équinoxes, modifiée de Wilson et al.(2000).

La combinaison de ces trois paramètres cycliques entraîne une variation complexe de l'insolation. Les variations de l'insolation présentent des cycles à 23 ka, 41 ka, 100 ka et 400 ka. Cette variation est présentée pour l'hémisphère Nord sur la Figure 30. Ces variations cycliques d'insolation entraînent une variation climatique elle-même plus ou moins cyclique caractérisée par une alternance de phases froides (glaciaires) et chaudes (interglaciaires) qui a été reconnu à l'Ordovicien mais qui est bien documenté depuis la fin du Pliocène.



Figure 30 : Relations entre les variations des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, obliquité, précession) et la variation de la quantité de chaleur reçue au sommet de l'atmosphère dans l'hémisphère Nord. Notez que la précession est montrée deux fois: la première comme le moment de la périhélie et la seconde comme la distance Terre-Soleil en Juin (Wilson et al., 2000).

La théorie de Milankovitch explique particulièrement bien deux cycles climatiques : 23 ka (précession) et 41 ka (obliquité) (Clemens et Tiedemann, 1997). L'explication des cycles de 100 000 ans (particulièrement pour le Pléistocène supérieur) reste controversée malgré la corrélation possible avec l'excentricité. Un des problèmes vient du fait que l'excentricité affecte l'insolation principalement en modulant le cycle de la précession. Ainsi, l'impact direct de l'excentricité sur les changements de bilan radiatif est faible (<0,1%) (Clemens et Tiedemann, 1997).

I.3. Variations océaniques induites

La compréhension de la naissance, de la croissance et du retrait des calottes glaciaires est fondamentale car ces phénomènes impliquent d'importantes variations océaniques. Nous présenterons ici deux de ces fluctuations induites par les cycles glaciaires-interglaciaires, à savoir les variations eustatiques et les variations de la composition isotopique de l'oxygène des océans. Ces deux fluctuations sont étroitement liées car la composition isotopique dépend du volume de glace stocké aux pôles et aux inlandsis donc du volume d'eau présent dans les océans. Les variations de la composition isotopique de l'oxygène sont actuellement l'échelle de référence de la chronologie des fluctuations eustatiques du Quaternaire.

I.3.1 Eustatisme

L'eustatisme traite de la variation du niveau de la mer due à une modification de la morphologie des bassins, ou du volume des glaciers continentaux. C'est à cette deuxième caractéristique que s'appliquent les variations climatiques du Quaternaire. Les océans, au cours du Quaternaire, jouent le rôle de réservoir pour la formation de la glace sur les continents, en particulier aux pôles Nord et Sud. Les oscillations du niveau marin (montée et descente) sont dues au stockage (phase glaciaire) et au déstockage (phase interglaciaire) d'eau sous forme de glace dans les calottes glaciaires et les glaciers. L'eau retenue sous forme de glace, au moment des phases glaciaires, ne revient pas par les rivières et les fleuves dans les océans. Le niveau de la mer s'abaisse donc quand la glace s'accumule. Il monte lorsque la glace fond et que l'eau retourne via la pluie et les cours d'eau aux océans (phase interglaciaire).

Les variations eustatiques au cours du Quaternaire correspondent donc dans une très large mesure aux variations des glaciations enregistrées sur les montagnes et les inlandsis. Il existe ainsi des phases de haut niveau marin (période chaude : phase ou stade interglaciaire) et des phases de bas niveau marin (période froide : phase ou stade glaciaire) entrecoupées de montées et de descentes eustatiques plus ou moins continues. Les variations sont extrêmement complexes, et par exemple, à l'intérieur d'une phase de haut niveau marin (stade ou phase interglaciaire) se distinguent en réalité plusieurs phases de haut niveau relatif (interstade ou interphase) entrecoupées de bas niveau relatif.

Actuellement, le volume total de la glace est de l'ordre de 25 à 30 millions de kilomètres cubes (Anderson et al., 2002). Durant le dernier maximum glaciaire, vers 18 000 ans B.P., le volume de glace a été estimé aux environs de 70 à 80 millions de kilomètres cubes. Ce calcul a pu être effectué à partir des mesures de l'extension et de l'épaisseur de glace accumulée aux pôles et sur les reliefs (glaciers de montagne). Une augmentation d'une cinquantaine de millions de kilomètres cubes du volume de la glace correspond à une baisse de 120 à 140 mètres du niveau de la mer (Anderson et al., 2002; Barrows et al., 2002; Bentley, 1999; Clark et Mix, 2002; Denton et Hughes, 2002; Fleming et al., 1998; Heine, 2000; Hulton et al., 2002; Huybrechts, 2002; Lambeck et al., 2002b; Rohling et al., 1998; Yokoyama et al., 2001b).

Les variations eustatiques sont enregistrées de deux manières différentes : soit par les variations isotopiques de l'oxygène contenu dans les tests fossiles de foraminifères benthiques ou planctoniques des carottes océaniques (cf. I.3.2), soit sur les côtes en soulèvement sous la forme de terrasses marines, de terrasses coralliennes ou d'encoches littorales émergées (cf.II).

I.3.2 Variations isotopiques de l'oxygène

Depuis les travaux d'Emiliani (1955, 1966, 1978), les mesures des isotopes stables de l'oxygène effectuées sur les foraminifères planctoniques ou benthiques recueillis dans les carottes sédimentaires océaniques renseignent sur les variations de volume des calottes glaciaires et permettent d'établir une échelle chronologique de l'eustatisme au Pléistocène.

La base de la méthode réside dans le fait qu'il y a plus de ¹⁸O dans les tests de foraminifères durant les périodes glaciaires. Shackleton et Opdyke (1973) ont proposé comme interprétation que le fractionnement ¹⁸O/¹⁶O soit lié à un enrichissement de l'océan par arrivée de ¹⁶O des glaciers continentaux (Figure 31). Pour l'oxygène, l'étalon permettant de calculer le fractionnement est soit le S.M.O.W. (Standard Mean Ocean Water) qui est une eau dont la teneur en ¹⁸O est proche de celle de l'ensemble des océans actuels (Figure 31), soit le P.D.B. (Pee Dee Belemnitella), qui est un test calcaire de bélemnite du Crétacé.

Le rapport ¹⁸O/¹⁶O de l'eau des océans dépend étroitement du volume de la glace aux pôles. Sa variation a pu être établie sur de très nombreuses carottes océaniques dont la chronologie a été déterminée grâce à des datations radiométriques et à des mesures magnétiques. On définit ainsi des stades isotopiques (S.I.) et des sous-stades isotopiques (S.S.I.) de l'oxygène. Les nombres impairs pour les S.I. correspondent à de faibles taux en ¹⁸O et donc à des périodes relativement chaudes. A ces périodes chaudes sont associées des hauts niveaux marins dont le dernier est la période actuelle (Holocène, S.I. 1). Tandis que les nombres pairs correspondent à des hauts taux de ¹⁸O, donc à des périodes froides (glaciaire, bas niveau marin). Certaines phases (interglaciaires ou glaciaires) incluent des fluctuations mineures comme le dernier interglaciaire (S.I. 5) qui est constitué de 3 hauts niveaux relatifs entrecoupés de deux bas niveaux relatifs (Figure 34). Les interstades sont nommés soit par des lettres (a, b, c, d, e), soit par des décimales (5.1, 5.2, 5.3). Dans cette étude, la nomenclature basée sur les lettres est employée.

Il n'est pas encore possible de corréler de manière parfaite les variations pronostiquées par la théorie de Milankovitch, les variations eustatiques, et les variations isotopiques pour les mêmes périodes (Lambeck et al., 2002). Cependant, l'évolution générale du climat et des cycles glaciation-déglaciation est aujourd'hui relativement bien connue pour le dernier million d'années, ce qui est l'élément le plus important pour l'interprétation des terrasses marines.



Figure 31 : Changements isotopiques dans les océans à cause des glaciations. Durant les glaciations, l'eau évaporée des océans est stockée dans les calottes glaciaires. Ceci entraîne un fractionnement et le rapport entre deux des isotopes de l'oxygène (¹⁶O et ¹⁸O) est différent dans les océans et les calottes. Quand l'eau s'évapore, l'isotope le plus léger (¹⁶O) est évaporé de manière préférentielle, ce qui enrichit relativement l'océan en ¹⁸O. Durant la condensation et la précipitation, l'¹⁸O est préférentiellement condensé ou précipité. La vapeur résultante est enrichit en ¹⁶O durant le transport vers les pôles. Les précipitations de hautes latitudes sont ainsi appauvries en ¹⁸O comparées au SMOW (Standart Mean Ocean Water). Ainsi les calottes glaciaires sont isotopiquement "légères" par rapport au SMOW (le rapport ¹⁸O/¹⁶O est plus faible). Plus il y a de glace stockée aux pôles, plus les océans deviennent isotopiquement lourds (Burbank et Anderson, 2001).

Les fluctuations isotopiques de l'oxygène, connues pour l'ensemble du Cénozoïque (Figure 32.A), présentent une haute fréquence à partir de la fin du Pliocène et tout particulièrement au Quaternaire.

Une échelle isotopique comprenant 21 stades pour les derniers 800 000 ans a été proposée par Shackleton et Opdyke, (1973) sur la base du concept glaciation-interglaciation. Cette échelle a depuis été étendue (Figure 32.B) et les enregistrements de ces fluctuations sur 5 Ma montrent qu'avant 3 Ma le rapport est globalement faible (période chaude). Après 3 Ma, les oscillations

deviennent plus grandes et indiquent l'apparition des glaciations dans l'hémisphère Nord. Les glaciations successives sont de plus en plus fortes (Lambeck et al., 2002) et sont principalement induites par un cycle de 41 ka (période de l'obliquité) (Rutherford et D'Hondt, 2000).



Figure 32 : Enregistrement du δ^{18} O à différentes échelles de temps. (A) Enregistrement composite des variations du δ^{18} O marin pour le Cénozoïque. La colonne à droite du diagramme indique l'histoire des calottes glaciaires de l'Est et de l'Ouest de l'Antarctique (respectivement EA et WA), ainsi que celle de l'hémisphère Nord (NH) basée sur l'importance des I.R.D (Ice Rafted Debris) et sur l'échelle isotopique. Les lignes noires représentent la présence de calottes tandis que les lignes pointillées indiquent leurs apparitions probables (simplifiée de Abreu et Anderson, 1998). (B) Enregistrement du δ^{18} O sur une carotte provenant de l'Océan Pacifique (site 607) du Deep Sea Drilling Program, montrant les stades isotopiques sur une période de 2,5 Ma. Les barres noires indiquent les stades interglaciaires (modifiée de Wilson et al., 2000).

La courbe du δ^{18} O marin du Quaternaire montre que, durant le Pléistocène inférieur, les variations sont plus uniformes que durant le Pléistocène moyen. Un changement hydroclimatique coïncidant avec l'inversion Bruhnes-Matuyama semble être intervenu à partir de 0,8 Ma (Lambeck et al., 2002) (Figure 32.B ; Figure 33. B ; Figure 33.C).



Figure 33 : Composition isotopique des océans durant le Pléistocène représentée sur trois échelles de temps (A) 0-350 ka. (B) 0-800 ka. (C) 0-2 Ma (d'après Burbanks et Anderson, 2001).

Depuis 800 ka on connaît une dizaine de cycles glaciaires-interglaciaires. Les S.I. 5, 7, et 9 (Figure 33.A ; Figure 34) correspondent à des phases interglaciaires complexes semblables à la période actuelle. Tandis que le S.I. 3 correspond à un interstade caractérisé par des niveaux marins bien au-dessous de l'actuel (entre 40 et 80 mètres suivant les auteurs) (Cabioch et Ayliffe, 2001; Chappell, 1974; Chappell et al., 1996; Chappell et Veeh, 1978; Yokoyama et al., 2001a; Yokoyama et al., 2001b; Yokoyama et al., 2001c) . Le S.I 1 correspond au dernier maximum glaciaire (Last Glacial Maximum) nommé Wisconsin en Amérique du Nord et Würm en Europe. A part le Stade Isotopique 4 (S.I) les nombres pairs correspondent à des glaciations majeures.



Figure 34 : Stades Isotopiques de l'Oxygène pour les derniers 150 ka. Les nombres impairs représentent les périodes chaudes et les nombres pairs les périodes froides (d'après Wilson et al., 2000).

En conclusion, les cycles glaciaires-interglaciaires présentent une rythmicité majeure d'environ 100 ka (excentricité ?), et avec une variation du niveau marin qui atteint 120 à 140 m (Lambeck et al., 2002). Cependant, l'interprétation de ces cycles de 100 ka par rapport aux paramètres astronomiques connus reste mal explicité (Elkibbi et Rial, 2001).

II. DETERMINATION DES TAUX DE SURRECTION D'UNE COTE A PARTIR DE TERRASSES MARINES SOULEVEES

II.1. Préambule : le niveau marin

La mer est une surface équipotentielle du champ de gravité de la Terre, appelée géoïde. Le niveau de cette surface a connu d'importantes variations, de l'ordre de 120 à 140 m au moins au cours du Quaternaire (cf.I.3.1), en relation avec des variations climatiques, elles-mêmes induites par des variations astronomiques. Nous sommes actuellement en période interglaciaire et on considère que le niveau marin actuel s'est établi, il y a environ 5 à 6 ka, et que cette phase interglaciaire devrait durer encore quelques milliers d'années (Berger et Loutre, 2002). Cette phase est caractérisée sur les côtes mondiales par la formation de plates-formes d'abrasion. Sur une côte soumise à des mouvements tectoniques verticaux, les plates-formes d'abrasion anciennes qui sont identifiées comme des terrasses marines se trouveront soit émergées (s'il y a soulèvement), soit submergées (s'il y a subsidence).

II.1.1 Définitions morphologiques

Une terrasse marine correspond essentiellement à une plate-forme d'abrasion marine qui s'est trouvée soulevée par la tectonique. La Figure 35 présente une vue schématique 3D d'un rivage actuel où l'on distingue une plate-forme d'abrasion actuelle dominée par une terrasse marine. La plate-forme d'abrasion actuelle toute comme la terrasse marine ancienne peuvent être recouvertes ou non de sédiments marins littoraux. Les terrasses marines anciennes soulevées sont fréquemment recouvertes par des dépôts continentaux (colluvions, éolianites, dépôts fluviatiles) ou peuvent avoir été érodées postérieurement à leur formation. La jonction entre la plate-forme d'abrasion et la falaise littorale ou entre la terrasse marine et la paléo-falaise marine sont nommées pieds de falaise (*shoreline angle* ou *inner edge* en anglais). Par analogie avec les morphologies littorales actuelles, il est admis que les pieds de falaise représentent soit le niveau actuel des hautes mers (plate-forme d'abrasion) soit un paléo-niveau zéro (terrasse marine). Cette interprétation est très importante en ce qui concerne l'étude des terrasses marines et mérite d'être discutée, ce qui sera fait plus en avant dans le texte.



Figure 35 : Vue 3D schématique d'un rivage présentant une plate-forme d'abrasion actuelle et une terrasse marine. Le niveau 0 actuel (phase interglaciaire) est représenté par une encoche ou une rupture de pente nommée pied de falaise. Le paléo-niveau 0 responsable de la création de la terrasse marine est enregistré par le pied de falaise de cette même terrasse.

II.1.2 Usage des terrasses marines

Actuellement, les terrasses sont utilisées pour obtenir des informations régionales sur l'eustatisme (quantification des altitudes des paleo-niveaux 0 par rapport à l'actuel) et la tectonique (quantification des mouvements verticaux). En définitive, ces deux approches reviennent à considérer les niveaux marins apparents, réels et relatifs (Figure 36).

Burbanks et Anderson (2001) définissent le niveau marin apparent actuel comme l'inverse du déplacement tectonique vertical (D) (Figure 36). Ce déplacement correspond à la différence entre l'altitude ou élévation actuelle (E) de la terrasse et l'altitude à laquelle elle s'est formée (e): **D=E-e**. La vitesse (ou taux de surrection), considérée constante, est égale au déplacement divisé par l'âge : **V=D/A**.

Le niveau marin relatif (en pointillé sur la Figure 36) est représenté par l'altitude actuelle de la terrasse comparée au niveau marin actuel. Le niveau marin réel est représenté par les changements actuels dans l'altitude du géoïde. Le niveau marin apparent et le niveau marin réel s'ajoutent afin de définir le niveau marin relatif. Si deux des trois composantes sont connues la troisième est déductible.

Ces deux approches (eustatique et tectonique) sont étroitement liées. Afin de ne pas se retrouver avec une équation à deux inconnues, il est obligatoire d'en connaître une afin de pouvoir déterminer l'autre.



Figure 36 : Relations entre les niveaux marins relatifs réels et apparents (modifiée de Burbanks et Anderson, 2001).

II.1.2.a <u>Information eustatique</u>

Si le taux de soulèvement d'une région est connu, l'étude de la répartition spatio-temporelle des terrasses permet de déterminer la position précise (par rapport à l'actuel) des différents hauts niveaux marins de cette région (Figure 37), car le niveau eustatique correspond au déplacement moins l'altitude actuelle de la terrasse :

$$e = D-E$$

Rappelons que l'étude des variations eustatiques (intensité, durée) a commencé par l'étude des lignes de rivage (terrasses marines, trottoir d'abrasion et encoches littorales) au début du

XIX^{ième} siècle (Dott, 1992) mais que ce n'est qu'à partir des années 1950 que l'étude des carottes des grands fonds a permis de proposer une échelle des variations eustatiques à partir des variations isotopiques de l'oxygène (cf. I.3.2). Cette échelle est constamment améliorée et affinée en tenant compte des nouvelles données apportées par les terrasses marines ou coralliennes (Cabioch et Ayliffe, 2001; Chappell, 1974; Chappell et al., 1996; Yokoyama et al., 2001a). Cette approche eustatique des terrasses marines est actuellement principalement utilisée pour des périodes de temps récentes (c'est-à-dire, le S.I. 3 et jusqu'au S.I. 5e).

La Figure 37 montre un exemple d'application de cette démarche eustatique à partir des terrasses coralliennes de la péninsule de Huon en Papouasie-Nouvelle Guinée. Il s'agit d'une comparaison entre la courbe du δ ¹⁸O et les niveaux eustatiques calculés en tenant compte des taux de surrection (connus par ailleurs) et de l'altitude actuelle des terrasses. Les données des séries de terrasses émergées de cette zone ne contiennent pas d'informations sur les bas niveaux marins (phases glaciaires). La corrélation entre les deux courbes est très bonne. Ce modèle a depuis été amélioré mais les positions du niveau marin durant le stade isotopique 3 sont encore relativement mal connues (Chappell et al., 1996; Chappell, 1974; Chappell et al., 1996; Esat et al., 1999; Ota et Chappel, 1999; Ota et al., 1997; Yokoyama et al., 2001a; Yokoyama et al., 2001b).



Figure 37 : Enregistrement eustatique des terrasses coralliennes de la péninsule de Huon (Nouvelle Guinée) (B) comparé avec l'enregistrement océanique des variations isotopiques de l'oxygène contenu dans les foraminifères (A) (Aharon et Chappel, 1986).

La limite de cette approche eustatique est évidemment liée au fait que les mouvements tectoniques ne sont pas constants sur de longues périodes de temps.

II.1.2.b Information tectonique

Si les variations eustatiques d'une région sont connues, les terrasses marines permettent alors de quantifier les mouvements verticaux de manière régionale (variations du taux de surrection) et locale (faille, basculement). C'est cette approche tectonique qui est privilégiée dans cette étude.

De manière simplifiée, on peut dire que les terrasses marines permettent de mesurer le taux de soulèvement (V) en considérant que ce dernier est égal au déplacement divisé par l'âge :

V=D/A

Le déplacement D est égal à l'altitude actuelle du pied de falaise de la terrasse (E) moins l'altitude du paléo niveau marin 0 par rapport au niveau 0 actuel (e), on a :

V = (E-e)/A

Il sera expliqué plus loin en détail que l'âge utilisé dans le calcul du taux de soulèvement n'est pas l'âge obtenu directement par la datation mais l'âge du S.I. associé au haut niveau marin responsable de la création de la terrasse marine. Il s'agit d'un âge astronomique car cet âge correspond à l'âge du maximum d'insolation produit par la variation des paramètres extraorbitaux (cf. I). Cet âge est généralement très proche de l'âge obtenu directement sur le matériel de la terrasse si celui-ci est très proche du pied de falaise. Cet âge (S.I.) permettra de prendre en compte l'eustatisme, c'est à dire l'altitude des paléo-niveaux 0 par rapport au niveau actuel. Il n'y alors que deux paramètres à déterminer : l'altitude actuelle de la terrasse et son âge.

II.2. La première inconnue : l'altitude du pied de falaise des terrasses marines

L'altitude actuelle du pied de falaise de la terrasse marine est le paramètre primordial à déterminer sur le terrain. Ces pieds de falaise sont plus ou moins bien préservés, et peuvent même être totalement effacés par l'érosion en quelques dizaines de milliers d'années. De même, doivent être considérées dans la mesure de l'altitude, les nombreuses sources d'erreurs possibles (dues à l'appareillage, au niveau zéro considéré par exemple).

Deux questions préalables doivent être posées :

1) Le pied de falaise marque-t-il précisément la permanence du niveau 0 de la mer?

2) Comment réduire le plus efficacement possible les incertitudes et la marge d'erreur de la mesure ?

Pour répondre à la première question, nous considérerons d'abord les plates-formes d'abrasion actuelles puis analyserons leurs analogies avec les terrasses marines soulevées. Dans les deux cas, nous irons du général (observation mondiale) au particulier (l'arc de Talara).

II.2.1 L'enregistrement actuel du niveau 0 sur les plates-formes d'abrasion

Les côtes rocheuses représentent près de ³/₄ du littoral mondial (Bird, 2000). L'étude des plates-formes d'abrasion actuelles permet de comprendre la morphologie et la formation des terrasses pléistocènes et de déterminer aussi précisément que possible sur le terrain la position du paleo-niveau 0 par rapport à ce que l'on voit du pied de falaise des terrasses soulevées.

Cependant l'étude de l'évolution des plates-formes actuelles est rendue complexe du fait de la lenteur de leur formation. Sur une côte en soulèvement, les plates-formes anciennes sont mieux préservées car elles échappent à l'érosion provoquée par les variations du niveau de la mer. Au contraire, sur une côte tectoniquement stable le retour de la mer presque au même niveau à chaque interglaciaire génère des plates-formes complexes (Trenhaile, 2001).

II.2.1.a <u>Définition</u>

Une plate-forme d'abrasion est une surface faiblement inclinée vers la mer, taillée par les vagues dans une roche présentant un minimum de résistance et se terminant en haut de l'estran sur un escarpement de falaise littoral plus ou moins prononcé. Les plates-formes d'abrasion sont donc des structures de côte rocheuse en érosion. Le niveau 0 de la mer y est généralement matérialisé par une encoche littorale ou une rupture de pente nommée pied de falaise (Figure 38). Sur cette figure a été représenté le niveau marin afin de rappeler que seule une permanence relativement longue (quelques milliers d'années) permet la formation d'une plate-forme. La morphologie et la terminologie correspondante utilisée pour décrire ces formes sont présentées sur le bloc diagramme de la Figure 39A.





Figure 38 : (A)Vue 2D schématique et nomenclature d'une plate-forme d'abrasion. (B) Exemple de plate-forme actuelle. Plage de la Entrada, Province de Guayas, Equateur.

Toutefois ces caractéristiques changent dans les zones d'apport sédimentaire où des côtes sableuses se développent sur la plate-forme littoral d'abrasion (Figure 39 B). Lorsque l'apport sédimentaire est important, on ne parle pas de plate-forme (ou terrasse) d'abrasion mais plutôt de plate-forme (ou terrasse) construite (cf. II.2.4.c).



Figure 39 : (A) Morphologie d'une côte rocheuse. Si l'apport sédimentaire est notable, des faciès de plage et de dépôts tidaux se développent sur la plate-forme d'abrasion (wave-built deposits) conduisant à (B) Morphologie générale et sédimentologie d'une plage (d'après Briggs, 1997). Les terminologies anglaises et françaises sont indiquées.

La formation et le développement de plates-formes dépendent étroitement de deux paramètres : 1) l'efficacité de l'érosion marine et 2) l'efficacité de l'érosion aérienne. Un troisième paramètre lié à la nature du matériel est implicite. Dans la communauté scientifique, le débat est encore ouvert quant à la prépondérance d'un facteur par rapport à l'autre (Stephenson et Kirk, 2000). En fait, selon les régions considérées, il semble qu'un des facteurs puisse prendre le pas sur l'autre ou que les deux puissent se combiner.

L'efficacité de l'érosion marine dépend de l'énergie atteignant la base de la falaise littorale. Cette énergie est fonction de l'énergie de la houle et des vagues qui permettent le mouvement des galets et des blocs responsables de l'abrasion de la plate-forme (Stephenson et Kirk, 1996, 2000 ; Stephenson, 2000 ; Trenhaile, 2000; William, 1995). Plus cette énergie est élevée, plus l'érosion de la falaise littorale est intense, et plus la plate-forme est développée. Cependant, en se développant une plate-forme a comme effet majeur de réduire l'efficacité des vagues, qui atteignent la base de la falaise littorale. Il s'agit d'un effet auto-limitant qui ne tient compte ni de la lithologie, ni de l'érosion aérienne.

Les plates-formes d'abrasion actuelles ont été classées en 3 types morphologiques (Haslett, 2000) (Figure 40B). On distingue les plates-formes sub-horizontales, les plates-formes inclinées (ou pentues) et les falaises plongeantes (ou verticales). La plupart du temps, la jonction entre la plate-forme et la falaise littorale est matérialisée par une rupture de pente (pied de falaise, encoche littorale) (Figure 39A) mais dans le cas des falaises plongeantes, l'encoche est très peu marquée (Figure 49B). Dans le cas des plates-formes inclinées le gradient de pente est de 3 à 5° (Trenhaile, 2002).



Figure 40 : Différents profils de plate-formes. (Haslett, 2000).

II.2.1.b Facteurs contrôlant la morphologie et la taille des plates-formes d'abrasion

Le taux d'érosion de la falaise littorale (et en conséquence la taille de la plate-forme) dépendent de nombreux paramètres. Outre le marnage, l'énergie des vagues, la lithologie, et la structure de la falaise littorale (faille, fracture, pendage cf. plus loin) le taux d'érosion et la taille de la plate-forme dépendent du climat.

Sur des périodes de temps variant de quelques dizaines à quelques centaines d'années, les taux d'érosion de la falaise littorale varient de 2 cm à 50 cm (Paskoff, 1981, 1983) et la largeur des plates-formes décrites dans diverses parties du monde sont comprises entre quelques mètres et plusieurs centaines de mètres voire kilomètres (Bird, 2000).

Avant de détailler les éléments qui interviennent dans la formation d'une plate-forme et le taux d'érosion, précisons qu'il est parfois très difficile d'évaluer l'importance d'un paramètre

par rapport à un autre. Un faible marnage combiné à un substratum facilement érodé permettra la formation d'une plate-forme assez large. Le même résultat sera obtenu en considérant un substratum plus dur mais un marnage plus important. Les plates-formes sont ainsi soumises à des équilibres ou des déséquilibres érosifs qui sont liés à de très nombreux facteurs ayant de fortes interactions entre eux.

Marnage et réfraction de la houle

Il existe une relation directe entre la largeur de la plate-forme et le marnage (Trenhaile, 2000). Ceci revient à dire que plus le marnage est important, plus les plates-formes peuvent être extrêmement bien développées.

Un autre paramètre fondamental est la réfraction de la houle sur une côte irrégulière. L'énergie des vagues se concentrant aux pointes (Figure 41) on y trouve plus fréquemment des plates-formes très marquées et bien développées. Dans les baies ou sur les portions rectilignes de côtes, les plates-formes sont généralement légèrement pentues vers la mer et parfois localement absentes (présence d'un cours d'eau, estuaire, côte basse par exemple) ou recouverte d'une épaisseur importante de sédiments (cf. définition de terrasses et platesformes construites).



Figure 41: Réfraction de la houle sur une côte irrégulière. Les flèches sont originellement perpendiculaires aux fronts de houle (en pointillé) : l'énergie se concentre où les flèches convergent et se dissipe là où elles divergent, d'après French (1997). Sur une côte, l'énergie se concentre sur les pointes qui présentent des plates-formes d'abrasion plus marquées.

Lithologie et pendage de la falaise littorale

La lithologie et le pendage des couches de la falaise littorale sont deux facteurs influençant la taille et la morphologie des plates-formes d'abrasion. Il existe une relation inverse entre la largeur de la plate-forme d'une part, la résistance de la roche, le degré d'irrégularité de la plate-forme, la quantité et la persistance des débris de pied de falaise et la période des vagues d'autre part (Trenhaile, 2000). A conditions marines égales, plus l'encaissant est dur, plus l'érosion est difficile, plus les plates-formes sont étroites. Au contraire plus l'encaissant est friable, plus les plates-formes sont développées. Le pendage des couches constituant la falaise côtière est aussi un facteur déterminant sur le développement des falaises littorales (Figure 42) et donc sur la morphologie et la répartition des plates-formes. Suivant la direction du pendage (vers la mer ou vers le continent), l'énergie érosive au pied de la falaise littorale n'est pas la même. Une falaise composée de couches à pendage horizontal permet le développement de plates-formes étagées préférentiellement en fonction de la lithologie (Figure 46A). Tandis

qu'un pendage vertical ou sub-vertical augmente l'irrégularité de la plate-forme qui empêche l'érosion et produit des plates-formes plus réduites. La superposition de couches imperméables et perméables est aussi un paramètre influant sur la stabilité de la falaise littorale



Figure 42 : Influence des structures géologiques (A et B) et de la lithologie (C et D) sur le développement des falaises littorales (French, 1997).

Erosion aérienne et climat

Durant les 20 dernières années, un débat a eu lieu entre géomorphologues et géologues pour déterminer si l'érosion des plates-formes avait préférentiellement une origine aérienne ou une origine marine (Stephenson et Kirk, 2000). L'érosion aérienne provient principalement de la répétition de mise en eau et de dessiccation des plates-formes mais aussi de la présence d'eaux météoriques et de l'intensité du vent par exemple. Cette érosion aérienne est le fait de processus physique tel que la formation de cristaux de sels, des émiettements et des décompositions des roches de la plate-forme ainsi que des effets biologiques comme les tapis alguaires et les lithophages (Stephenson et Kirk, 2000; Stephenson et Kirk, 2001). Le climat

influence aussi la végétation qui a probablement une action sur l'érosion de la falaise littorale. Une végétation bien développée aura pour conséquence de stabiliser cette falaise mais pourra tout aussi bien aider à son démantèlement (rôle des racines).

Dépôts sédimentaires

Lorsque l'apport sédimentaire est important, la morphologie littorale d'abrasion peut être recouverte et la plate-forme masquée. Il ne s'agit donc plus d'une plate-forme d'abrasion à proprement parler (wave-cut platform) mais d'une terrasse construite par les vagues (wave-built terrace) (Ortlieb, 1986). Ces dépôts construits (par exemple au débouché d'une rivière, ou au creux d'une baie) se retrouvent fossilisés sur les terrasses marines (cf. II.2.2.b). Lors de leur évolution aérienne ces dépôts peuvent être soumis à différents processus diagénétiques.

II.2.1.c <u>Apport de la modélisation</u>

Des modèles mathématiques ont été créés récemment pour évaluer le développement des plates-formes d'abrasion avec un niveau marin constant (Trenhaile, 2000). Ces modèles itératifs incluent de nombreux paramètres tels que la hauteur des vagues, leurs périodes, les temps d'immersion et d'émersion de la plate-forme, la pente sous-marine, la dureté de la falaise littorale et la persistance de débris sur la falaise. Quelques-unes des conclusions de ce travail sont : 1) la pente de la plate-forme et le taux de croissance de la plate-forme diminuent généralement au cours du temps et les plates-formes peuvent atteindre un équilibre statique. 2) Les plates-formes sub-horizontales se développent principalement en contexte mésotidal et la jonction entre la plate-forme et la falaise littorale se fait au niveau des hautes mers des marées de mortes-eaux (cf. II.2.1.d), ce qui permet l'érosion maximale de la falaise durant les grandes marées et les tempêtes. 3) il n'y a pas de relation directe entre la taille des platesformes et la hauteur des vagues. Mais, il faut se rappeler qu'il existe une relation directe entre la hauteur des vagues et la bathymétrie. Les vagues les plus hautes se brisent avec une tranche d'eau plus importante (profondeur plus grande) que les petites vagues, ainsi elles n'ont pas la possibilité d'éroder considérablement la plate-forme d'abrasion. La taille des plates-formes modélisées va de 50 m à plus de 750 m (Trenhaile, 2000) mais l'auteur explique qu'il intègre des roches assez dures (type granite et basalte) comme encaissant dans son modèle.

II.2.1.d Variabilité de l'altitude du pied de falaise actuel

Des mesures par nivellement de l'altitude de la jonction entre la falaise littorale et la plateforme d'abrasion montrent qu'il existe des variations de plus de 4 mètres pour ces morphologies actuelles le long de la côte Sud de l'Angleterre cependant en général, la jonction se fait entre la moyenne des hautes mers de vives-eaux et la moyenne des hautes mers de mortes-eaux (Wright, 1970). Les jonctions les plus hautes entre la plate-forme et la falaise se trouvent dans les zones à fort marnage et ceci indépendamment de la lithologie (Wright, 1970).

II.2.2 Les plates-formes de l'arc de Talara

Les plates-formes de l'arc de Talara se trouvent dans un contexte général de soulèvement. Il y a donc peu de probabilité d'assister à des phénomènes d'héritage de morphologie dus aux phases interglaciaires antérieures.

II.2.2.a <u>Illustrations</u>

La Figure 43 montre un exemple de côte en érosion sur la côte Nord équatorienne. La photo A montre un éperon rocheux tandis que la photo B montre une arche. Cette photo est à comparer avec la Figure 39. Noter que l'arche en question est située une faille locale mais aussi le léger amont pendage des couches formant la falaise côtière. Cette côte est surplombée de trois terrasses marines non visibles sur la photo (cf. Chapitre 3)

La Figure 44 montre différente plates-formes actuelles de la côte équatorienne. La photo A montre une plate-forme très bien développée et très plane (type A). Ce type de plate-forme freine parfaitement bien les vagues (cf. Figure 40A et II.2.1.b). La photo C montre une plate-forme sub-horizontale (en rouge) avec le rempart de basses-mers. Tandis que la photo B montre le détail d'une plate-forme légèrement pentue. On voit que localement des roches champignoïdes peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres voir 1 ou 2 m sur ces plates-formes très irrégulières.

Lors des travaux de terrain nous avons noté que beaucoup de plates-formes sont en réalité mixtes. Il est très fréquent de passer latéralement d'une plate-forme pentue à une plate-forme sub-horizontale en passant d'une baie à une pointe par exemple (Figure 44).



Figure 43 : Morphologie d'une côte en érosion, zone Estero de Platano-Cumilinche (Côte Nord de l'Equateur).







Figure 44 : Comparaison de différentes plates-formes d'abrasion actuelles. (A) Plate-forme inclinée. La plate-forme est large et les vaguelettes qui brisent indiquent qu'elle est aussi très peu profonde (Camarones, côte Nord de l'Equateur). (B) Détail d'une plate-forme légèrement inclinée. L'échelle mesure 15 cm, ces rochers champignoïdes peuvent atteindre 1 m de hauteur. (la Entrada, côte centrale de l'Equateur). (C) Plate-forme littorale quasi horizontale présentant la plate-forme de haute-eaux et de la plate-forme de basse-eaux (type B de Haslett, 2000) (Est de playa la Tortugita, côte Centrale de l'Equateur).

II.2.2.b Facteurs contrôlant la morphologie et la taille des plates-formes d'abrasion

Le long de l'arc de Talara, les taux d'érosion de la falaise active peuvent atteindre 2 m par an à Punta Gorda sur la côte équatorienne (Santana et al., 2002). Par ailleurs, l'observation de photographies aériennes montre que la pointe Machete sur l'île de la Plata a perdue plus de 150 mètres entre 1956 et 1986. Cela représente une moyenne annuelle de 5 mètres. Une autre obervation va dans le sens d'une érosion marine très intense sur la côte centrale de l'Equateur (province de Manabi). En effet sur deux cartes datant de 1740 et de 1789 (Latorre, 1988), un îlot non nommé est figuré entre l'île de la Plata et la péninsule de Manta. Cet ilot a depuis été totalement érodé et n'est plus représenté que par un hauts-fonds bathymétrique (cf. Article sur Manta et l'île de Plata Chapitre 3). Ces taux de retraits exceptionnels pourraient être liés aux courants de Humboldt et au phénomène du Niño (Santana et al., 2000, 2002, cette étude). La taille des plates-formes actuelles (d'abrasion ou construites) de la zone d'étude est comprise entre quelques mètres (Ile de la Plata) et une dizaine de kilomètres (Bayovar au Nord Pérou) pour des profondeurs n'excédant généralement pas les 20 mètres comme cela apparaît sur les cartes bathymétriques « petits fonds » des zones considérées.

Marnage et réflexion de la houle

La totalité de la zone d'étude est actuellement mésotidale, c'est à dire que le marnage y est inférieur à 3m. Ceci implique une relative abondance de plates-formes de type A (subhorizontal) et ce principalement en fonction de la lithologie, cependant on trouve tout de même de nombreuses plates-formes de types B (légèrement inclinées). La houle en Equateur n'est jamais très forte. Elle dépasse rarement les 3 mètres. En hiver et durant le Niño (*temporada* du 15 Décembre au 15 Mars environ) les houles proviennent généralement du N-O, c'est à dire des dépressions localisées à la latitude de la Californie tandis que le reste de l'année les houles, généralement plus faibles proviennent du Sud (Chili) (observations personnelles et confirmation par les marins pécheurs locaux).


Figure 45 : Influence du marnage sur l'encoche littorale. Le niveau 0 actuel est ici caractérisé par une encoche bien marquée mesurant entre 1 et 2 m. La photo A montre la découverte de la plate-forme à marée basse. La photo B montre l'encoche active à marée haute (Plage du village Africa, côte Nord de l'Equateur).

Lithologie et pendage de la falaise littorale

Dans la zone d'étude, les roches qui servent de substratum aux plates-formes et aux terrasses marines sont variées et présentent des caractéristiques (pendage, faille, etc...) distinctes. Ces terrasses marines sont taillées dans une quinzaine de formations différentes qui constituent des encaissants aussi variés que des schistes et roches volcaniques paléozoïques ou des dépôts marins littoraux quaternaires. Cette variété lithologique influe énormément sur la taille des plates-formes d'abrasion et des terrasses marines (cf. Chapitre 1 et 3). Le long de l'arc de

Talara, pour un secteur donné, on observe que les caractéristiques et la lithologie des falaises et des encaissants des plates-formes actuelles sont généralement les mêmes que ceux des terrasses marines qui les dominent.

La Figure 44 montre deux plates-formes d'abrasion dont les caractéristiques morphologiques sont influencées par le pendage de la falaise littorale. Sur la photo A, le pendage, quasi horizontal des couches permet le développement de 2 plates-formes (basse et haute mer) bien développées. La plate-forme de haute mer s'est formée à l'interface entre une couche dure (grès compact) et une couche moins résistante (grès meuble). De ce fait, cette plate-forme se trouve légèrement au-dessus des hautes mers moyennes et se forme lors de tempêtes et des Niño. La plate-forme de haute mer est localisée sur cette pointe tandis que latéralement on passe d'abord à une falaise plongeante puis à une plage de sable. On distingue, à l'arrière plan sur la plate-forme, de gros éboulis (mégaclastes). Certains de ces blocs sont mobilisés lors de tempêtes ce qui induit une abrasion mécanique très forte. La plate-forme de la photo B est entaillée dans des grès éocènes appartenant à la formation Angostura. Ces grès présentent un pendage presque vertical. L'érosion a été plus difficile et la plate-forme est réduite et irrégulière.



Figure 46 : Influence du pendage sur la morphologie des plates-formes d'abrasion actuelles. (A) Plateforme entaillée dans la formation Onzole (Mio-Pliocène) à Cumilinche, côte Nord de l'Equateur. (B) Plate-forme entaillée dans la formation Angostura (Eocène), entre Rio Verde et Africa (côte Nord de l'Equateur).

Erosion aérienne, climat et impact de El Niño

Sur les plates-formes d'abrasion de l'arc de Talara nous n'avons pas observé les traces d'une érosion aérienne (météorique) intense. Les plates-formes ne présentent pas (ou peu) de dépôts de sels ou d'autres figures associés à ce type d'érosion. Le rôle de l'érosion aérienne par rapport à l'érosion marine semble très réduit dans ce secteur.

Dans cette zone, il existe trois climats différents : 1) Equatorial au Nord de l'Equateur 2) Semi aride sur les côtes centrale et Sud de l'Equateur. 3) Désertique au Nord Pérou (Gomez, 1989). Cette répartition climatique présente un fort impact sur la conservation des terrasses marines mais probablement assez faible sur la formation des plates-formes d'abrasion.

Le phénomène climatique connu sous le nom de El Niño (ou ENSO pour El Niño Southern Oscillation) constitue la plus grande variabilité climatique annuelle du Monde (Tudhope et al., 2001). Le Niño 1997-1998 a été, selon certaines mesures, le plus important jamais enregistré et ses impacts climatiques se sont fait ressentir à une échelle globale (Chavez et al., 1999; McPhaden, 1999). Le long de la côte équatorienne, l'effet principal du phénomène d'El Niño est probablement de participer intensivement à la destruction de la falaise littorale en la déstabilisant par des précipitations abondantes et des houles plus fortes d'habitude (Santana et Dumont, 2000 ; Santana et al., 2002).

Lors du phénomène d'El Niño, un des facteurs prépondérant sur la morphologie de la côte est la montée du niveau moyen de la mer durant quelques mois (Figure 47). Pour les derniers Niños, l'augmentation moyenne du niveau de la mer est de l'ordre de 40 cm à la Libertad, avec un maximum de 47 cm le 5 janvier 1983 interprété comme l'arrivée d'une crête d'onde Kelvin sur la côte équatorienne. L'élévation moyenne caractérisant un Niño est de l'ordre de 20 cm (Moreano et al., 1986 ; Paredes, 1986 ; Zambrano, 1996). Sur cette figure, les données concernant le dernier ENSO (1997-1998) ne sont pas présentées.

En 1997-98, le niveau marin sur la côte équatorienne est monté de 60 cm par rapport à la normale. En conséquence de quoi, les taux maximaux de retrait de la falaise ont été enregistrés durant cette période (Santana et al., 2002) comme en Californie (Asbury et al., 2002). Ce fait, combiné avec une houle plus importante et de grandes marées, a localement eu des effets très dévastateurs. Lors des grandes marées équinoxiales (18 – 22 Mars 1998) à Montañita, sur la côte du Guayas la plage a reculé de plus de 50 m. A Manglaralto (5 km au Sud de Montañita), la première rangée de maisons face à la mer, a été entièrement détruite correspondant à un retrait de la côte de 20 à 30 m. Le sable érodé a été déposé un peu plus au Nord (5-10 km) sur la portion rectiligne de côte comprise entre Punta Montañita et Punta la Rinconada (observations personnelles).

La hausse régionale du niveau marin permet certainement le développement intense (mais sporadique) des plates-formes de tempêtes que l'on pourrait qualifier de plates-formes de Niño, comme en témoigne parfois des méga-clastes (mesurant jusqu'à plusieurs m³) présents sur certaines plates-formes légèrement plus hautes que les plates-formes sub-horizontales. En Equateur, on observe très nettement ce phénomène sur les pointes de Cumilinche (Figure 46 A) et au Sud de Playa Piqueros, sur une portion de côte privée. A plus long terme (dizaines, centaines d'années) le phénomène El Niño a très probablement un impact très important sur les plates-formes d'abrasion.



Figure 47 : Variations du niveau marin enregistrées par le marégraphe de la Libertad (Province de Guayas, Equateur). Les zones noires correspondent aux années ou aux mois d'occurrence du phénomène d'El Niño (ENSO). (A) Enregistrement de 1949 à 1984. (B) Niveau moyen de la mer (anomalies normalisées). (C) Variation mensuelle du niveau de la mer durant les années 1982-1983. Compilation de données (Moreano et al., 1986 ; Paredes, 1986 ; Zembrano, 1996).

Au niveau temporel, un paramètre important dans l'évolution de l'équilibre érosif des côtes équatoriennes et péruviennes est donc l'apparition de ENSO. En effet, les conséquences de ce

phénomène ont peut-être affecté la formation des plates-formes d'abrasion aujourd'hui soulevées. Dans les dépôts des terrasses marines de l'arc de Talara se retrouvent peut-être des témoins de ce phénomène climatique particulier.

Au Pérou, il existe des preuves archéologiques et paléontologiques montrant que ce phénomène existe sous sa forme actuelle (intensité, fréquence) depuis au moins 5000 ans (DeVries et al., 1997; Sandweiss et al., 1996). Au Sud-Ouest de l'Equateur, dans un lac de la cordillère Andine situé à moins de 70 km de la côte, 15 ka d'enregistrement sédimentaire montrent des tempestites lacustres récurrentes interprétées en relation avec ENSO (Rodbell et al., 1999). Entre 15 et 7 ka la fréquence de récurrence d'ENSO est de 15 ans, mais augmente ensuite jusqu'à des valeurs comprises entre 2 et 8.5 ans depuis 7 ka.

A une échelle plus régionale, aux îles Galapagos, les variations de température de surface sont connues depuis le dernier maximum glaciaire et sont semblables à celle observées lors des phénomènes du Niño et de la Niña (Koutavas et al., 2002). Les variations de la production primaire de l'océan Pacifique (liées à ENSO) le long de la ligne d'Equateur, sont connues dans les océans Indien et Pacifique durant le Quaternaire supérieur (Beaufort et al., 2001). Enfin au niveau global, les coraux de Papouasie Nouvelle Guinée ont apporté la preuve de l'existence de ENSO depuis les derniers 130 ka (i.e. depuis le S.I. 5e), et ce, même durant la phase glaciaire (Tudhope et al., 2001). Ainsi le phénomène du Niño doit être intégré comme un facteur agissant dans la zone d'étude depuis au moins le dernier interglaciaire (5e) et probablement depuis plus longtemps (depuis la fermeture de l'isthme de Panama, il y a 3,5 Ma ?).

Dépôts sédimentaires

La Figure 48 montre un dépôt sédimentaire sur une plate-forme d'abrasion en contexte de haute énergie. La plage est très pentue à cause des vagues (A). On distingue la fin d'un croissant de plage sur une plate-forme. Le haut de la plage est occupé par un *beach-rock* (?) dû probablement à la circulation d'eaux météoriques ou souterraines. Plus loin, à proximité de la pointe visible en arrière plan, la plate-forme et le *beach-rock* ont été détruits par les vagues de tempêtes (B). Ces photos montrent également le passage latéral de faciès entre une petite

plage en poche *(pocket beach)* sableuse (sable photo A) et une pointe rocheuse photo B) (Playa Tortugita, côte centrale de l'Equateur).



Figure 48 : Exemple de littoral combinant haute énergie et apport sédimentaire, Playa Tortugita, côte de Manabi, Equateur.

II.2.2.c Variabilité de l'altitude des pieds de falaises actuels sur l'arc de Talara

Nos observations personnelles comme celles de Santana et al., (2002), montrent que généralement le long des côtes de l'Arc de Talara, la jonction entre la plate-forme et la falaise littorale se fait à moins de 2 mètres (en altitude) de la moyenne des hautes marées de viveseaux définis par l' INOCAR (1998 ; 1999 ; 2000; 2001).

La Figure 49 propose une illustration de 3 plates-formes actuelles de l'arc de Talara. Les flèches blanches montrent la marque moyenne des hautes eaux. (A) Encoche de près de 2 m de hauteur entaillée dans la formation Onzole supérieure (Pliocène) qui présente un pendage faible à horizontal. (Cumilinche côte Nord de l'Equateur). (B) « Encoche » de falaise à profil plongeant. Latéralement, on passe à un tombolo ou à une plate-forme sub-horizontale (Canoa, côte Centrale de l'Equateur).(C) Cette encoche située sur une pointe taillée dans des grès éocènes mesure près de 3 m à cause de la friabilité de ce type de matériel. Cette portion de falaise est très instable (flèches et traits noirs) (los Frailes, côte Centrale de l'Equateur).

Ainsi, l'encoche peut mesurer jusqu'à 3 m de haut, selon le substratum mais le niveau 0 actuel est généralement bien visible (sauf évidemment sur les plates-formes plongeantes). Il est préférable de considérer cette rupture de pente (représentée par des flèches blanches sur la Figure 49) comme « niveau 0 » plutôt que de mesurer le point le plus haut (ou bas) de l'encoche.

II.2.2.d <u>Conclusions</u>

Les côtes de l'arc de Talara sont soumises à une érosion par retraits spasmodiques de la côte lors des évènements extrêmes (tempêtes, grandes marées, El Niño). L'importance de ce retrait est fonction de nombreux paramètres (durée du haut niveau marin, lithologie, pendage, climat...) et les plates-formes d'abrasion (ainsi que les terrasses) se retrouvent sur des substratums aussi variés que des basaltes, des grès, des schistes, des lutites.

Les plates-formes d'abrasion des côtes équatoriennes et Nord péruviennes confirment la variabilité actuelle de l'enregistrement du niveau 0. Chaque plate-forme correspond à l'établissement d'un équilibre (ou déséquilibre) dynamique qui est fonction des conditions

locales (marnage, lithologie, climat etc) mais aussi à des variations eustatiques et tectoniques (Trenhaile, 2001).

La zone d'étude est mésotidale. Ce fait réduit l'amplitude de l'enregistrement du niveau 0. En effet, la tailles des encoches et des plates-formes est largement controlée par les amplitudes des marées (Trenhaile, 2000). Sur les côtes de l'arc de Talara, les plates-formes d'abrasion montrent que le niveau 0 actuel est correctement enregistré sous la forme d'une encoche littorale ou d'un pied de falaise qui se trouvent au même niveau ou légèrement plus haut (2 m) que la moyenne des hautes mers de vives-eaux actuelles. Ainsi lors de la mesure d'altitude d'un pied de falaise, la marge d'erreur théorique sur cette altitude est de +/- 1 m. Cependant, dans certaines zones, l'enregistrement de cette morphologie est si précis qu'il est possible de repérer sur les terrasses soulevées, les différentes plates-formes (basses-mer, hautes-mer), (Zorritos, Nord Pérou, cf. II.2.4.a).



Figure 49 : Comparaison de 3 encoches littorales actuelles de la côte équatorienne.

II.2.3 Particularités des terrasses marines

Une terrasse marine correspond à surface d'abrasion de côte rocheuse qui a été soulevée par la tectonique (cf. II.1.1). Généralement, la permanence du soulèvement sur une longue période fait que l'on ne trouve pas une mais plusieurs terrasses marines étagées. On parle alors de série de terrasses marines.

Les terrasses marines sont des figures morphologiques dont l'échelle de temps de formation est comprise entre quelques dizaines d'années et une centaine de milliers d'années, ce qui correspond à la période de temps entre deux hauts niveaux successifs. De par leurs morphologies (planes), leurs extensions et leurs dépôts (lorsqu'ils sont présents), les terrasses marines sont des objets qui ne perdurent généralement pas dans l'histoire géologique.

Les terrasses marines peuvent intégrer des déformations verticales de moindre amplitude et de moindre extension qui sont généralement des mouvements co-sismiques (Anderson et Menking, 1994; Chappel et al., 1996; Ortlieb et al., 1996a; Ota, 1985; Taylor et al., 1980). A une échelle de temps plus importante, la continuité du soulèvement enregistré par les terrasses marines finit par former l'essentiel des reliefs côtiers (Figure 50).

Les mouvements co-sismiques se font de manière quasi instantanée et mettent en jeu des déplacements généralement inférieurs au mètre (DZ) comme à Antofogasta au Chili en 1995 (Ortlieb et al., 1996a). L'unité de l'échelle de temps nécessaire à la formation des reliefs côtiers correspond au million d'années et les mouvements verticaux mis en jeu peuvent être de l'ordre du kilomètre (Z) comme par exemple au Costa Rica, où des turbidites pliocènes sont décrites à 1500 m d'altitude dans la chaîne côtière (Corrigan et al., 1990).

Les terrasses marines permettent de quantifier les soulèvements par l'intermédiaire des cycles glaciaires-interglaciaire. La résolution temporelle de base est donc actuellement de l'ordre de 100 000 ans environ (cycle eustatique). Sur le plan géologique, il existe un paradoxe apparent entre le fait que les côtes en soulèvement marquent aussi une transgression marine. On touche là un point essentiel de l'analyse, le paradoxe venant de phénomènes agissant sur des échelles de temps différentes. Sur les portions de côtes stables, on est en plus confronté avec les héritages et les réoccupation de plate-formes relatives aux interglaciaires précédent l'actuel et plus particulièrement les S.I. 5 et 7 (e.g. formations de terrasses complexes) (Trenhaile, 2002).



Forme de relief	Mortalité intertidale Entaille Cordons littoraux holocènes	Terrasses marines et coralliennes	Cordillères côtières	
Mécanismes du soulèvement	Mouvements co-sismiques	Cycle glaciaire interglaciaire Soulèvement continu	Subduction Collision cont. Isostasie	
Incrément	DZ	DZ	Z	

Figure 50: Formes de reliefs côtiers formés par la tectonique à diverses échelles de temps.

II.2.3.a <u>Les terrasses marines : outils tectoniques</u>

Comme expliqué plus haut (II.1.2), les terrasses marines sont depuis plus de 40 ans utilisées en tant qu'outils tectoniques. En effet, ces morphologies enregistrent la position d'un niveau marin réel qui s'est trouvé déplacé par la tectonique. La connaissance de l'âge du niveau marin ancien permet de calculer la vitesse moyenne de soulèvement de la côte depuis ce haut niveau marin.

119

Notions de base

La période actuelle correspond à maximum interglaciaire et donc à un haut niveau marin. Ce fait implique que l'observation de séries de terrasses marines émergées ou immergées sur des segments de côtes sera interpréter en terme de phénomènes tectoniques (Figure 51). Sur une côte stable du point de vue tectonique (Figure 51A), la trace du haut niveau actuel (S.I 1) va se trouver très proche de ou se confondre avec celles des derniers maximums interglaciaires (S.I. 5e, 7) (cf. introduction du II.2.1). Ainsi lors d'un cycle complet (transgression et régression), il y a généralement une reprise et une érosion des plates-formes successives. Sur une côte subissant des déformations verticales positives (Figure 51B), le soulèvement (continu ou saccadé) met les traces des anciens hauts niveaux marins à l'abri de l'érosion marine puisque le soulèvement empêche un retour au même niveau eustatique. Cependant, à moins d'un soulèvement extrêmement rapide (>1mm/an), ne sont présentes à l'air libre que les terrasses liées aux hauts niveaux marins (phases interglaciaires), celles marquant les phases glaciaires ou les phases interstadiales (comme par exemple le S.I.3) restent immergées ou alors sont détruites. Sur une côte subissant des déformations verticales négatives (Figure 51C), la subsidence met les traces des bas niveaux marins (phases glaciaires) à l'abri de l'érosion due aux oscillations eustatiques postérieures, tandis que les terrasses créées lors des phases de hauts niveaux marins pourront être érodées ou détruites car elles se retrouvent dans la zone de balancement du niveau marin (c'est-à-dire entre 0 et -140m) (cf.I.3.1).

Les terrasses marines immergées sont peu étudiées car il est difficile de mesurer l'altitude de leur pied de falaise et d'échantillonner le matériel en vue de leur datation. Cependant quelques études ont abordé ce problème (Collina-Girard, 2002; Pratt et Dill, 1974). Actuellement l'application de la bathymétrie multi-faisceaux semble un excellent moyen pour déterminer la répartition des lignes de rivages immergées et plus particulièrement des lignes de rivages associées à la remontée eustatique consécutive au dernier maximum glaciaire tandis que la mise en œuvre de sous-marin de poche pourrait permettre l'échantillonnage (Pelletier et Cabioche communication personnelle). Cette étude se focalisant sur des zones subissant des surrections, les terrasses marines en contexte de subsidence ne seront plus évoquées ici.



Figure 51 : Mode de formation des terrasses marines. (A) Sur une côte stable du point de vue tectonique, les traces de rivages des différentes phases glaciaires et interglaciaires se confondent. (B) Sur une côte subissant un soulèvement, différentes terrasses relatives aux hauts niveaux marins (interglaciaire) sont préservées de l'érosion marine. (C) Sur une côte en subsidence, les terrasses marines créées lors des bas niveaux marins (glaciaires) sont conservées. Les dépôts marins associés aux terrasses sont représentés en gris. Ils ne sont pas obligatoirement présents. Noter aussi que l'ordre stratigraphique des terrasses est normal (T1 correspond à la terrasse marines la plus ancienne).

Méthodologie générale

La quantification des mouvements verticaux le long d'une côte en soulèvement passe par la comparaison entre le niveau 0 actuel et les paléo-niveaux 0 des phases de hauts niveaux marins (stade interglaciaire). Rappelons l'équation de base permettant de calculer le soulèvement à partir de l'altitude du pied de falaise d'une terrasse:

V = (E-e)/A

Avec \mathbf{E} = altitude actuelle du pied de falaise de la terrasse

e= altitude « eustatique » (par rapport au niveau marin actuel) du paléo-niveau zéro responsable de la formation de cette terrasse.

A = âge du stade isotopique associé au haut niveau marin responsable de la formation de la terrasse marine.

Deux méthodes sont communément utilisées pour identifier un paleo-niveau marin 0: 1) en reconnaissant des dépôts de plage ou des dépôts de la zone intertidale ou 2) en utilisant des évidences morphologiques précises, comme des paléo plates-formes d'abrasion se joignant à des paléo-falaises côtières par le biais de (paléo) pieds de falaise.

La préservation de dépôts de plage est rare et l'évaluation de la profondeur des dépôts tidaux est difficile. En fonction de l'hydrodynamisme, ces dépôts peuvent être présents à une profondeur variable pouvant atteindre quelques dizaines de mètres (Bird, 2000). Généralement, la recherche de dépôts tidaux a lieu durant les étapes préliminaires de l'étude, lorsque la morphologie de la terrasse n'est pas clairement déterminée et surtout afin de trouver du matériel susceptible d'être daté. Ainsi, dès lors qu'une quantification des soulèvements est nécessaire, seules les évidences morphologiques permettent de réaliser des mesures précises. La caractéristique morphologique la plus visible est le pied de falaise de la terrasse marine (cf. plus haut) qui marque précisément la position d'une longue permanence du niveau marin rendant possible l'abrasion de la plate-forme, l'érosion de la falaise littorale et la formation de l'angle entre les deux. Le pied de falaise d'une terrasse marine est matérialisé par un escarpement associé à une concavité vers le haut (Figure 35). Ainsi, sur les côtes subissant des déformations verticales positives, les paléo-niveaux 0 des phases de hauts niveaux marins (phases interglaciaires) sont enregistrés sous la forme d'une succession de pieds de falaise (ruptures de pente) séparés par des zones planes (terrasses).

Les terrasses marines renseignent sur la tectonique à trois échelles différentes pour lesquelles nous proposons une quantification métrique indicative. Ces échelles se superposent.

1) La tectonique au niveau local (du m au km)

La variation d'altitude observée le long d'un même pied de falaise ne peut évidement pas être expliquée par une variation du géoïde marin. Cette variation d'altitude est due 1) soit à un basculement ou une flexure si le changement d'altitude est graduel, 2) soit à une faille si la variation d'altitude est brutale (Figure 52) et 3) soit à une combinaison des deux.



Figure 52 : Représentation 3D des effets d'une faille théorique sur une plate-forme d'abrasion et une série de terrasses marines étagées (T1, T2, T3). La composante horizontale du rejet correspond à la différence d'altitude entre le même pied de falaise de part et d'autre de la faille. Il est généralement mesurable sur le terrain. La composante horizontale est appréciable si les escarpements de falaise sont décalés.

2) La tectonique au niveau régional (de la dizaine à la centaine de km)

Dans une zone donnée, la succession des lignes de côte permet de déterminer l'histoire du soulèvement de cette zone. Il suffit d'appliquer l'équation précédente à chaque pied de falaise en ayant bien entendu daté ou estimé l'âge de chaque terrasse. On obtient ainsi une quantification précise (au dixième de mm/an près) du taux de soulèvement mais aussi une idée très correcte des variations de ce taux de soulèvement d'une phase interglaciaire à l'autre. Ce taux de surrection peut alors être extrapolé (en supposant le soulèvement constant) afin de dater de manière chronostratigraphique les terrasses marines non datées de manière absolue. Les morphologies et les styles de différentes séries de terrasses marines sont abordés plus en détails dans la partie II.2.3.b. A cette échelle, les terrasses marines permettent de caractériser très précisément l'évolution tectonique et géomorphologique des zones considérées. Par

exemple, il est possible d'étudier le développement de réseau hydrographique car les terrasses marines constituent des zones nouvellement gagnées sur la mer (Coronel, 2001).

3) La tectonique au niveau continental (centaine à millier de km)

Comme la présence des terrasses marines n'est généralement pas continue (présence préférentielle sur les pointes et les caps, par exemple), il faut établir des vitesses de surrection pour chaque zone où des terrasses marines sont présentes. La comparaison de ces vitesses de surrection permet de dresser une carte des taux de soulèvement côtiers secteur par secteur. Certaines études (en Argentine, au Brésil, en Basse Californie) traitent de terrasses s'étendant sur plusieurs centaines voire milliers de km (Franca Barreto et al., 2002; Ortlieb, 1987; Rostami et al., 2000). Ces cartes de l'intensité du soulèvement côtier quaternaire sont bien sûr à comparer au contexte géodynamique et géologique des régions considérées afin de pouvoir proposer des hypothèses quant aux causes du soulèvement.

II.2.3.b Les séries de terrasses marines étagées

Sur les côtes tectoniquement mobiles, les séries de plates-formes d'abrasion enregistrées sont généralement complexes. L'aspect général de la série de terrasses étagées dépend en partie des changements eustatiques de la fin du Pléistocène mais surtout du taux de surrection de la zone en question (Figure 53).

Importance du taux de surrection sur la morphologie de la série de terrasse

L'idée de base peut être résumée de la manière suivante : plus une côte se soulève rapidement plus on enregistre de niveaux de terrasses marines. En effet, un soulèvement fort mettra très rapidement les traces des hauts niveaux marins à l'abri des oscillations eustatiques postérieures.



Figure 53 : Utilisation de la courbe du niveau marin réel avec un taux de soulèvement connu (ici environ 0,8 mm/an) afin de prédire l'élévation des pieds de falaises des terrasses marines. Il s'agit ici d'une corrélation graphique entre les variations eustatiques et l'enregistrement des terrasses. (Burbanks et Anderson, 2001).

Bull (1985) a comparé les répartitions en altitude des terrasses marines le long d'une portion de côte en fonction du taux de soulèvement. Plus récemment, des modèles mathématiques ont été créés et utilisés afin de réaliser la même comparaison pour des taux de soulèvements compris entre 0,11 mm/an et 0,74 mm/an pour 26 cycles interglaciaires et en tenant compte de l'amplitude des fluctuations eustatiques et de la nature de l'encaissant (Trenhaile, 2002). Il apparaît que : 1) le taux d'érosion augmente avec le taux de variation du niveau marin, 2) le nombre de terrasses croît avec le taux de soulèvement ou de subsidence de la portion de continent considérée et avec la pente de l'arrière pays. Avec un taux de surrection de 0,3 mm/an les terrasses marines liées au dernier stade interglaciaire (S.I. 5e) sont soulevées jusqu'à une altitude d'environ 45 m (Bull, 1985). En fonction de la nature de l'encaissant, on peut observer une, deux ou aucune terrasse au-dessous de celle correspondant au dernier maximum interglaciaire. Avec un taux de soulèvement plus rapide (par exemple 0,8 mm/an, Figure 53) les terrasses marines corrélées au S.I. 5e peuvent se retrouver soulevées à une altitude avoisinant les 100 mètres au-dessus du niveau de la mer. Dans ce cas, une série comportant jusqu'à 5 terrasses peut être enregistrée.

Dans le cas de soulèvements très rapide (>1 mm/an), les terrasses marines relatives au S.I. 3 (considéré comme un interstade car ne correspondant pas vraiment à un interglaciaire) peuvent être présentes à l'air libre (Cabioch et Ayliffe, 2001; Lambeck et al., 2002b).

Ainsi le taux de soulèvement est, au niveau du Quaternaire, un des paramètres qui conditionne le plus la morphologie côtière. Cependant le rôle d'autres paramètres et de la lithologie en particulier ne doit pas être sous-estimé (cf. Chapitre 4).

Effet de la réoccupation de terrasse

Sur les côtes subissant un soulèvement faible à moyen (<0,5 mm/an) les réoccupations de terrasses par des plates-formes plus récentes sont fréquentes. Et plus particulièrement pour les hauts niveaux relatifs au S.I. 5e et 7, la réoccupation par le haut niveau suivant est couramment observée (Kelsey et Bockheim, 1994) (Figure 54).



Figure 54 : Modèle schématique d'une ré-occupation d'une terrasse par une plate-forme et création d'une plate-forme anormalement large.(A) Formation de la première plate-forme T1. (B) La montée du niveau marin est plus rapide que le soulèvement d'où (C) création d'une plate-forme de grande dimension (modifié de (Kelsey et Bockheim, 1994).

Ce phénomène que nous avons déjà évoqué pour le cas des côtes tectoniquement stables permet la création de terrasses marines exceptionnellement larges sur les côtes en surrection. Mais, ces terrasses marines extrêmement larges peuvent aussi être créés de la manière suivante : imaginons deux plates-formes dont les altitudes de pieds de falaise sont très proches, c'est à dire que la différence d'altitude entre le bord distal de la terrasse supérieur et le pied de falaise de la terrasse inférieur est faible (<10m). L'érosion aérienne ou les dépôts continentaux peuvent aplanir ou masquer ce saut dans la topographie (cf. II.2.4.d). Dans ce cas là, seule une étude détaillée permet de détecter la présence du pied de falaise intermédiaire

aux deux terrasses marines. Cet étagement est bien sur lié au taux de surrection mais aussi aux différences relatives entre les niveaux marins des phases interglaciaires responsables de la formation des terrasses marines.

Conclusions

Sur les côtes actuelles, la seule observation de terrasses marines soulevées (disons au-dessus de 10 m pour s'affranchir des terrasses ayant pu être créées par des hauts niveaux marins relativement plus hauts que le niveau actuel) révèle obligatoirement la présence d'un soulèvement. Cependant, un soulèvement côtier ne produit pas nécessairement des terrasses (cas des falaises et des plates-formes plongeantes). Les terrasses peuvent aussi avoir été formées mais totalement érodées par la suite.

Tout comme ceux relatifs aux plates-formes d'abrasion actuelles, la forme générale et les détails des pieds de falaise des terrasses marines sont déterminés par les paléo-conditions climatiques, marines (contexte tidal, courants, houle) et par la lithologie du soubassement (nature, géométrie). Cependant leur évolution aérienne ultérieure a pu entraîner l'érosion ou le recouvrement total ou partiel des paleo-morphologies littorales.

L'aspect général d'une série de terrasses (nombre de terrasses, espacement entre deux niveaux successifs) permet d'appréhender, à priori, le taux de soulèvement responsable de sa création. La datation permet ensuite de quantifier précisément les déformations verticales positives d'une zone. La comparaison des taux de soulèvement enregistrés par différentes séries de terrasses marines amène à préciser la néotectonique régionale.

En conclusion, au niveau tectonique les terrasses sont d'excellents outils permettant de quantifier l'intensité du soulèvement avec une résolution précise qui va de la dizaine de milliers d'années (terrasses relatives au S.I. 3 où à l'Holocène) à quelques centaines de milliers d'années (terrasses liées à des maximums interglaciaires) et ce sur une période de temps pouvant atteindre un million d'années.

II.2.3.c <u>Terrasses marines et contexte géodynamique</u>

Un rapide inventaire des lieux où se trouvent les terrasses marines dans le monde est apparu nécessaire au début de cette étude. L'idée était de comparer les taux de surrection quantifiés à partir des terrasses marines quaternaires ou holocènes compte tenu du contexte géodynamique (Tableau 1). Ces figures morphologiques se trouvent dans une grande variété de contextes géodynamiques (rifts, marges actives, marges passives). Cependant, elles sont présentes majoritairement sur les côtes de marges actives. Dans une revue d'articles beaucoup plus importante, Johnson et Libbey (1997) ont montré que les terrasses associées au S.I. 5 e se retrouvent sur les marges actives (37 % des cas cités dans la littérature), les arcs insulaires (35%) et sur les îles ou les marges affectées de hot spot (15%) et les marges passives (13%).

En se concentrant sur la littérature concernant les marges actives, il apparaît que les aspérités présentes sur la plaque plongeante (ride asismique, *seamount*, dorsale active ou fossile) sont une cause fréquemment invoquée pour expliquer la génération de mouvements verticaux Plio-Quaternaires (Chung et Kanamori, 1978; Cloos, 1993; Collins et al., 1995; Corrigan et al., 1990; Gardner et al., 1992; Gutscher et al., 1999; Li et Clark, 1994; Machare et Ortlieb, 1992)). Cependant, d'autres paramètres doivent être considérés :

- 1) la vitesse et l'angle de convergence entre les plaques
- 2) la forme de la zone de convergence en plan (apex, creux)
- 3) l'angle de plongement de la plaque en subduction
- 4) la nature de la plaque chevauchante (âge, densité)
- 5) la géométrie des aspérités
- 6) les relations mécaniques entre les plaques (sous-placage)

L'influence de ces paramètres sur l'intensité déformations plio-quaternaire enregistrées sur la marge continentale n'est pas encore correctement définie.

Localisation	Vitesse et durée du	Contexte	Méthode de	Référence
	soulèvement	Géodynamique	datation de	
	(mm.an ⁻¹)	simplifié	dépôts marins	
			quaternaires	

Nord Chili	0,24 depuis 330 ky	Subduction	U/Th	(Ortlieb et al.,
			Racémisation	1996b)
Sud Pérou	0.7 +/- 0.05	Subduction ride de	¹⁴ C	(Machare et
		Nazca		Ortlieb, 1992)
Nord Pérou	De 0, 04 à 0,4 (depuis	Subduction plaque	Pas de datation	(Macharé et
	Pléistocène inf)	Nazca		Ortlieb, 1994)
	Holocène peu actif	(cf. cette étude)		
Costa Rica	1	Subduction de la	Biostratigraphie	(Corrigan et al.,
(péninsule de	(pour totalité du	ride asismique de		1990)
Burica et Osa)	Quaternaire)	Cocos		
Costa Rica (W)	2,1 <v<6,5 pour<="" td=""><td>Subduction ride</td><td>¹⁴C</td><td>(Gardner et al.,</td></v<6,5>	Subduction ride	¹⁴ C	(Gardner et al.,
	Quaternaire récent dans	asismique		1992)
	péninsule de Osa			
	V= 4,7 pour péninsule de			
	Nicoya			
Basse Californie	En général Vmoy < O,3	Subduction et centre	U/Th	(Ortlieb, 1987)
(Mexique)		d'expansion	Racémisation	
			¹⁴ C	
Oregon	0.41 à 1	Subduction à 35	U/Th, 14C	(Adams, 1984)
Washington USA		mm/an		
Patagonie	0,09 depuis Pléistocène	Marge passive		(Rostami et al.,
Argentine	moyen			2000)
Nord Ouest du	Stable à <0,8	Collision oblique	¹⁴ C et extrapolation à	(Audemard
Venezuela			partir de l'Holocène	Mennessier,
				1996)
La Barbade	0,75 pour les derniers 60	Arc insulaire	Thorium et	(James et al.,
	000 ans		Proactinum	1971)
	V < 0,41 pour les			
	derniers 230 000 ans			
Canaries	0, 01 à 0		U/Th, ¹⁴ C	(Zazo et al.,
orientales	depuis le dernier		K-Ar	2002; Zazo et al.,
	integlaciaire			1997)
Détroit de	0,1 à 0,15 depuis 5 e	Marge convergente	U/Th	(Zazo et al.,
Gibraltar		Afrique-Eurasie		1999)
Détroit de la	<0,1		ERS	(van Vliet-Lanoë
Manche (France			U/Th	et al., 2000)
et GB)			TL	
			OSL	

Péninsule	0,85 à 1,03 depuis 5 e	Arc Calabrais		(Dumas et al.,
Calabraise, Italie				1988)
Côte ionienne,	0,67 depuis 600 000 an	Arc Calabrais		(Cucci et Cinti,
Calabre du Nord				1998)
Sud du golfe de	0,1	Rift Mer Rouge	U/Th	(Plaziat et al.,
Suez	pour 5 e			1998)
SO mer de	0,4 depuis S.I.7	Compression due à la	U/th	(Yaltirak et al.,
Marmara		faille Nord		2002)
		Anatolienne		
Méditerranée	Iles de la mer : 0 (voir -)	Arc insulaire à l'Est,	U/Th, ¹⁴ C	(Angelier et al.,
	à 0,44	collision à l'Ouest,		1976)
	Détroit de Gibraltar : 0,1	subduction au centre.		
	Mer d'			
	Alboran :variable de O à			
	0,1			
Corinthe (Grèce)	V moy = 1,5 depuis SI 7	Arc Egéen	U/Th	(Keraudren et al.,
				1995; Keraudren
				et Sorel, 1987)
Iles Ryuku	0,7 <v<1 2<="" td="" à=""><td>Arc insulaire complexe</td><td>U /Th sur coraux.</td><td>(Konishi et al.,</td></v<1>	Arc insulaire complexe	U /Th sur coraux.	(Konishi et al.,
		depuis Kyushu jusqu'à		1970)
		Taiwan		
Timor Occidental	0,3 depuis 5 e	Bord externe de l'avant	U/Th	(Jouannic et al.,
		arc non volcanique de		1988)
		Sunda/Banda		
Vanuatu	2		U/Th TIMS sur	(Cabioch et
			coraux	Ayliffe, 2001)
Iles Georgia	Jusqu'à 7,5 mm/an pour	Arc insulaire des	14C	(Mann et al.,
	l'Holocène mais	Salomon		1998)
	probablement depuis le 5 ^e			
Ouest de l'ile	0,1	Subduction	Diatomée, pollens,	(Korotky et al.,
Sakhaline			fossiles	1997)
Nouvelle	Légère subsidence		U/Th, TIMS	(Cabioch et al.,
Calédonie				1996)
Péninsule de	2 <v dernier="" ig<="" pour="" td=""><td>Arc volcanique</td><td>U/Th, ¹⁴C</td><td>(Chappel et al.,</td></v>	Arc volcanique	U/Th, ¹⁴ C	(Chappel et al.,
Huon (Nouvelle				1996)
Guinée)				
New Zealand	2 jusqu'à SI 7	Subduction	?	(Barnes, 1995)

Ile de Santo et de	0,3 à 3,5	Arc insulaire des	U/Th	(Taylor et al.,
Malekula	(3,5 pour Holocène).	Nouvelles Hébrides		1980)

Tableau 1 : Taux de surrection côtier quaternaires pour quelques régions du Monde.

II.2.4 Les terrasses marines de l'arc de Talara

II.2.4.a <u>Comparaison entre les terrasses marines et les plates-formes d'abrasion actuelles</u>

Dans la région étudiée, la relation entre plates-formes d'abrasion et terrasses marines est étroite. En effet, lorsqu'on trouve des terrasses marines, il y a systématiquement des platesformes d'abrasion actuelles. La réciproque n'est pas forcement vraie, puisqu'il existe de nombreux lieux où l'on observe seulement les plates-formes d'abrasion et pas de terrasses. Le long des côtes de l'arc de Talara, le soulèvement est toujours accompagné de la formation de plates-formes actuelles, mais l'occurrence de plates-formes d'abrasion ne traduit pas obligatoirement l'existence de déformations verticales positives.

Cette comparaison a pour but de montrer que la bonne connaissance des plates-formes d'abrasion permet dans le cas où les terrasses sont bien préservées de déterminer très précisément la position du pied de falaise de la terrasse avec une précision inférieure à 1m. Le long de l'arc de Talara, le meilleur endroit pour réaliser une telle comparaison se trouve au Nord Pérou et correspond plus précisément à la plate-forme actuelle et à la terrasse la plus basse de la zone de Lobitos. Dans cette zone, le climat désertique et un encaissant de grès fin relativement bien cimenté permettent une exceptionnelle conservation des figures érosives et sédimentaires (Figure 56, Figure 57 et Figure 58). Afin de ne pas limiter la comparaison entre plates-formes d'abrasion actuelles et terrasses marines à un seul endroit quasiment idéal pour ce type d'observation, une comparaison dans un contexte climatique plus humide (mais avec un soubassement plus résistant) est proposée sur la Figure 59. Il s'agit d'une comparaison entre la plate-forme actuelle et une terrasse marine (T3) de l'île de la Plata qui entaillent des basaltes de la formation Piñon (cf. Chapitre 4).



Figure 55 : Comparaison entre une plate-forme d'abrasion actuelle (A) et une plate-forme d'abrasion fossile (B), Lobitos, Nord Pérou. La plate-forme d'abrasion actuelle et la terrasse sont entaillées dans des grès fins comportant des galets. La ressemblance morphologique est évidente. Dans ce cas là, l'altitude du pied de falaise peut être mesurée très précisément.



Figure 56 : Comparaison entre une plate-forme d'abrasion actuelle (A) et une plate-forme d'abrasion fossile (B), Lobitos, Nord Pérou. Les photos A et B montrent des rochers en forme de champignons dont les pieds sont recouverts de sable. La photo A provient d'une plate-forme actuelle tandis que la photo B est prise à environ 25 m d'altitude.



Figure 57 : Comparaison entre une plate-forme d'abrasion actuelle (A) et une plate-forme d'abrasion fossile (B), Lobitos, Nord Pérou. Les photos A et B montrent des rochers perforés sur la face supérieure. La photo A provient de la plate-forme actuelle tandis que la photo B est prise à environ 20 mètres au-dessus du niveau de la mer. Sur le rocher actuel on distingue des littorines, des balanes et des perforants non identifiés tandis que sur la photo B, on distingue des *Phollas chiloensis* en position de vie.



Figure 58 : Comparaison entre une plate-forme d'abrasion actuelle (A) et une plate-forme d'abrasion fossile (B), Lobitos, Nord Pérou. Il s'agit ici de comparer la bioérosion sur le même encaissant.



Figure 59 : Comparaison entre la morphologie d'une plate-forme d'abrasion actuelle (A) et une plateforme fossile (B) T4 sur l'île de la Plata (côte centrale de l'Equateur).Les flèches sont toutes deux centrées sur le bord inférieur de la "falaise" de marée basse de ces plates-formes de type B de (Haslett, 2000)). Ces plates-formes sont toutes deux entaillées dans des basaltes de la formation Piñon (Crétacé inférieur). La terrasse marine est de dimension restreinte. Elle se trouve à une altitude de 160 +/- 10 m. Cette série de photos illustre le fait que le principe d'actualisme peut être correctement appliqué entre terrasses marines et plates-formes (actuelles) d'abrasion sur les côtes de l'arc de Talara. Au niveau pratique cette comparaison entre figures actuelles et fossiles apporte des éléments sur la conservation de la morphologie d'une côte d'une phase interglaciaire à l'autre, en soulignant en particulier la faiblesse de l'érosion et l'absence de pédogénèse durant la phase glaciaire du fait de la bonne préservation de structures sédimentaires fragiles (Figure 55à Figure 59). Cette notion est analysée plus en détail dans le chapitre 4.

II.2.4.b <u>Hauteurs des paléo-falaises</u>

Au niveau morphologique, les paléo-falaise littorales sont marquées par le dénivelé entre le pied de falaise d'une terrasse (inférieure) et le bord distal de celle qui se trouve immédiatement au-dessus. Dans la zone d'étude, certaines paléo-falaises littorales sont totalement détruites. Ce phénomène peut se produire 1) par réoccupation de plate-forme, 2) par érosion aérienne ultérieure, 3) par aplanissement. Dans la zone d'étude, lorsqu'elles sont bien conservées, les hauteurs des paléo-falaises sont comprises entre 5 et 50 m.

II.2.4.c <u>Dépôts superficiels des terrasses</u>

Lorsqu'ils sont présents, les dépôts marins recouvrant les terrasses d'abrasion se différencient nettement des dépôts de terrasses construites. Les premiers sont peu épais (1m) et comportent souvent des galets et des exemplaires transportés de gros gastéropode comme *Melongena patula* (Figure 60) caractérisant des dépôts de très haute énergie. Au contraire, les dépôts de terrasses construites sont beaucoup plus épais (jusqu'à 15 m), et souvent organisés en séquences sédimentaire incluant des faunes in situ (valves en connexion de *Chione sp* et de *Tagelus sp* par exemple). Il est peu judicieux d'échantillonner ces dépôts en vue de datation car ils peuvent être aisément confondus avec les formations plio-quaternaires sous-jacentes (Taime, Puna, Canoa cf. Chapitre 1). Dans le chapitre 4, des exemples de dépôts de terrasses sont présentés pour chaque zone d'étude.

Le contexte sédimentologique des dépôts de terrasses marines construites de la zone est toujours régressif. Par exemple, aucune de la centaine de coupes levées dans la péninsule de Manta, lors de la collecte des échantillons malacologiques n'a montré de séquence transgressive. Il s'agit d'une observation générale rapportée dans la littérature. Ceci est facile à comprendre : la surface structurale de la plate-forme est formée par l'action des vagues lors de la transgression (Trenhaile, 2000 ; 2002) et les dépôts se produisent lorsque s'installe un régime régressif. Les échantillons collectés en vue des datations (sables, coquillages) auront systématiquement un âge plus jeune que le pied de falaise associé. Des évidences morphologiques et sédimentologiques (conservation de la zonation tidale) au Nord Pérou laissent suggérer que dans certains cas, la régression est très rapide (Figure 56 à Figure 58).



Figure 60 : Différents types de dépôts de terrasses marines. (A) Grès très induré à fragments discoïdes de schistes paléozoïques. Le grès a une épaisseur moyenne de 1 m. T6 massif de Illescas au Nord Pérou. Altitude photo : 89 m. (B) Grès peu induré à passée sableuse et à contenu faunistique abondant. L'affleurement mesure environ 2 m. T5 (El Aromo) de la péninsule de Manta (côte centrale de l'Equateur). Altitude photo : 320m. (C) Lumachelle à *Ostrea megodon*. Accumulation locale sur plus de 2 m d'épaisseur. T3 massif de Illescas, Nord Pérou. Altitude photo : 18 m. (D) Dépôts sableux très peu fossilifères de la T1 (Galera) de la zone de Punta Galera (côte Nord de l'Equateur). L'affleurement mesure environ 6 m de haut. Le dépôt sableux de terrasse a une épaisseur d'environ 2 m.

II.2.4.d La notion de Tablazo

Le mot « tablazo » est un terme géographique local utilisé au Nord Pérou pour désigner de grandes surfaces sub-horizontales dominant le littoral. Dans la plupart des cas, il s'agit de surfaces marines quaternaires, ce qui a amené Tschoop (1948) a utiliser dans un sens de description morphologique. L'usage de ce terme a dérivé depuis vers l'application comme nom de formations géologiques marines plio-quaternaires. Enfin ce terme est parfois utilisé comme un synonyme local de terrasses marines. Dans cette étude, nous proposons de conserver la définition de Tschopp (1948) et nous précisons 1) que les Tablazo se forment préférentiellement (mais pas uniquement) sur un substrat formé de dépôts meubles plio-quaternaires (formations Taimes, Tric-Tric, Canoa) et 2) qu'un Tablazo peut être en réalité composé de plusieurs terrasses marines imbriquées et très peu espacées en altitude. La différence entre le pied de falaise de l'une et le bord distal de la terrasse venant au dessus est fréquemment inférieure à 10 m. Dans d'autres cas, il y a probablement ré-occupation de plateforme (cf.Figure 54).

En conséquence de quoi, les paléo-falaises littorales sont fréquemment érodées ou recouvertes de colluvions ou de dépôts éoliens qui masquent la rupture de pente entre deux terrasses marines (Figure 61). Le résultat est une grande superficie entaillée dans des dépôts littoraux pendant légèrement vers la mer avec localement des dépôts marins et des cordons littoraux (Tablazos Mancora et Talara par exemple). Cette superposition de dépôts sableux est parfois impossible à détecter sur le terrain. Il est très facile de confondre dépôts littoraux plioquaternaires (formation Taime, formation Canoa, formation Tablazo) et les dépôts de terrasses marines les surmontant. Il est aussi fréquent que le sommet des formations citées ci-dessus soit représenté par une simple surface d'abrasion sans dépôts.



Figure 61 : Définition de Tablazo. La photo A montre trois terrasses distinctes et bien préservées. Sur la photo B, prise un peu plus au Nord que la photo précédente, on ne distingue qu'une terrasse de grande taille présentant une forte inclinaison vers sa partie distale (45-50 m). Les deux pieds de falaises intermédiaires ont été érodés ou n'ont jamais été bien marqués. Ce qui semble n'être qu'une terrasse a été formée lors de différents niveaux marins successifs : c'est un Tablazo. Noter que cet exemple est de petite taille car les terrasses se développent sur un substrat dur (schistes paléozoïques). Massif de Illescas, Nord Pérou.

Lorsque la morphologie du pied de falaise est bien préservée (c'est à dire que l'extension totale de la transgression est parfaitement visible), il est possible de mesurer l'altitude ou les altitudes de ce pied de falaise au moyen d'altimètres. Dans le meilleur des cas, la marge d'erreur de la mesure dépend uniquement des paramètres techniques.

Marge d'erreur due à l'appareillage

L'altimètre introduit une marge d'erreur minimum de 1m. De plus, comme un altimètre est un baromètre, les variations quotidiennes de pression (liées aux températures) introduisent d'importantes variations dans la prise d'altitude. Ce fait connu sous le nom de dérive barométrique, peuvent induire des variations de plus de 40 m en moins de 10 minutes de mesure continue en poste fixe. En conséquence de quoi, la dérive barométrique a été corrigée pour chaque mesure d'altitude de pied de falaise dont un exemple est présenté sur la Figure 62. Au niveau pratique, le moment le plus adéquat pour effectuer des campagnes de mesure est tôt le matin car les masses d'airs sont encore relativement stable du point de vue thermodynamique.



Figure 62: Dérive barométrique à Playa Tortuga (Nord Pérou) le 22 novembre 2001, 7h53.La mesure a été réalisée à la minute 20. Il a fallu ôter 2 m de dérive barométrique à l'altitude brute du pied de falaise mesurée sur le terrain ce jour là. Dans cette exemple, la dérive barométrique est globalement positive (augmentation de l'altitude), ce qui indique que l'on assiste au réchauffement matinal des masses d'airs.

Lorsque l'extension de la transgression n'est pas clairement observée, l'altitude du pied de falaise doit être déterminée en utilisant d'autres critères.

Dans le cas où le pied de falaise n'a pas été détruit et qu'il est accessible mais recouvert de colluvions, alors ces critères seront morphologiques (changement de pente, altitude de la surface structurale des plates-formes d'abrasion), sédimentologiques (présence de galets roulés, dépôts inter ou supra tidaux à proximité du changement de pente), paléontologiques (assemblage de fossiles intertidaux, gros gastéropodes roulés) afin de déterminer l'épaisseur des dépôts continentaux recouvrant le pied de falaise.

Dans le cas où le pied de falaise est érodé ou inaccessible, son altitude peut être estimée sans mesures directes sur le terrain. On procède en comparant les cartes topographiques ou les modèles numériques de terrains (MNT) et les photographies aériennes et/ou les images satellites (Radar, Landsat) du secteur concerné. Sur les cartes topographiques, la marge d'erreur d'estimation des altitudes dépend principalement de l'équidistance des courbes de niveaux : 20 m en Equateur et 25 m au Nord Pérou. Cette marge d'erreur a été généralement réduite à 10 m en combinant l'observation des plates-formes actuelles, les MNT et les photoaériennes. Les terrasses marines d'abrasion sont considérées comme des plans faiblement inclinés (<2°) réparties en niveaux d'altitudes différents. En croisant les faibles pentes et les altitudes sur le MNT il est possible de déterminer les zones de terrasses et la position de leur pied de falaise (Figure 63). En se calant sur les photos aériennes et les points d'altitude connus des cartes, il est souvent possible de déterminer une altitude minimale pour la terrasse. De plus la bathymétrie « petit fond » dont nous disposons pour certaines zones de platesformes d'abrasion montre que ces plates-formes ne s'étendent pas à des profondeurs de plus de 20 m. Ainsi la position du pied de falaise peut être estimée à une altitude de 5 et 10 m audessus de la plate-forme d'abrasion. Ces méthodes d'extrapolation n'ont été utilisées que dans les cas où une mesure directe n'était pas possible, soit pour moins de 10 terrasses marines.



Figure 63 : Exemple de carte de pente réalisée avec le logiciel Savane. Les valeurs sont indiquées en degrés et correspondent à des valeurs de pentes comprises entre 0 et 30°. Cette méthode de détermination de la répartition des zones de faibles pentes doit absolument être comparée aux observations de terrains ou à l'imagerie satellitaire car elle met en évidence d'autres structures planes (terrasses fluviatiles par exemple).

Comparaison cartographique

Des comparaisons cartographiques ont été réalisées entre les cartes de pieds de falaise et les images satellites Radar (cf.plus loin) et Landsat. Les images Landsat ont été téléchargées à l'adresse suivante : <u>http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl</u> et ont été particulièrement utiles pour cartographier précisément les terrasses marines du Nord Pérou.
II.3. La deuxième inconnue: la corrélation du pied de falaise à un Stade Isotopique de l'oxygène.

La datation des terrasses marines passe par les étapes suivantes : 1) la datation par une ou plusieurs des méthodes disponibles de sédiments ou de coquilles situés au plus près d'un pied de falaise d'altitude connue et associés à sa formation et 2) la corrélation du pied de falaise dont l'altitude est connue à un âge correspondant à un stade isotopique de l'oxygène (S.I. ou S.S.I.). Cette attribution qui peut apparaître comme une correction arbitraire ne l'est pas, c'est une répartition discrète qui répond à deux impératifs :

- Le pied de falaise marque un maximum eustatique à une époque donnée, l'expérience montrant que ces maximums correspondent à des âges de S.I. connus à l'échelle mondiale.
- L'âge mesuré sur l'échantillon n'est pas celui du pied de falaise même : il est généralement plus jeune en raison du caractère régressif des dépôts, et les conditions eustatiques au moment du dépôt ne peuvent être connues.

Ainsi la répartition discrète ne fait qu'associer l'âge individuel obtenu sur la terrasse à l'âge du maximum eustatique qui lui est associé et qui correspond à l'âge d'un stade isotopique.

II.3.1 Revue critique des méthodes de datations généralement appliquées aux terrasses marines

Nous ferons ici une revue des techniques de datation qui ont été envisagées, afin de comprendre pourquoi trois seulement de ces techniques se sont révélées effectives dans le contexte géographique de l'Arc de Talara.

C'est l'évolution des techniques de datation depuis environ 40 ans qui a fait progresser la connaissance des terrasses marines, et a permis leur utilisation en temps qu'outils tectoniques. Les méthodes de datation les plus classiquement employées pour dater les terrasses marines (et coralliennes) sont 1) le contenu paléontologique (micro et macro), 2) le carbone 14 dans le

cas de terrasses récentes, c'est-à-dire depuis le S.I. 3 (Adams, 1984; Ortlieb, 1987), 3) la décroissance de l'Uranium/Thorium appliqué soit aux coraux (méthode considérée fiable par la communauté scientifique) soit aux gastéropodes (crédit scientifique plus limité) (cf. II.3.2.e) et 4) la racémisation des acides aminés (Dumas et al., 1988; Hoang et Hearty, 1989; Hsu, 1988; Mitterer, 1974; Szabo et al., 1981). A mentionner aussi des techniques plus récentes comme la résonance de spin électronique (ESR pour *electron spin resonnance*) (Tanaka et al., 1997), la palynologie (Korotky et al., 1997), ou la luminescence qu'elle soit thermique (Balescu et al., 1997a; Balescu et al., 1997b) ou optique (Mauz, 1999; Strickertsson et Murray, 1999).

II.3.1.a <u>Le contenu faunistique</u>

Les faunes récoltées dans les terrasses marines sont majoritairement des gastéropodes et des bivalves pour la macrofaune et du nanoplancton pour la nanofaune. Ces faunes ont été souvent utilisées pour discriminer des terrasses marines les unes des autres. Le contenu faunistique particulier de certaines terrasses marines en relation avec le paleo-climat a été parfois utilisé pour identifier relativement et corréler des terrasses entre elles sur le pourtour méditerranéen (Angelier et al., 1976). Beaucoup plus près de la zone d'étude, au Pérou et au Chili, les dépôts des terrasses liés au S.I. 11 sont caractérisés par l'existence d'assemblages de mollusques thermiquement anormaux (Thermal Anomalous Molluscan Assemblage, TAMA en anglais) ce qui a permis leur corrélation (Ortlieb et al., 1996b). Les avantages de cette méthode consistent en son faible coût, sa relative facilité d'exécution et à sa fiabilité une fois les inventaires de faunes réalisés. Son inconvénient majeur relève du fait que cette méthode est relative et que sans possibilité de comparaison, elle ne peut pas aboutir à des résultats exploitables. Cette méthode a été testée en Equateur mais sans résultats permettant de discriminer le matériel d'une terrasse par rapport à une autre.

II.3.1.b Le carbone 14

L'avantage de cette méthode est sa fiabilité mais, elle ne peut s'appliquer, qu'au Pléistocène récent en général, depuis le S.I. 3.

II.3.1.c <u>*L'U/Th*</u>

Le déséquilibre U/Th est appliqué aux coquillages des terrasses marines depuis près de trente ans (Bender et al., 1979; Bernat et al., 1985; Causse, 1993; Herbert Veeh, 1966; Hillaire Marcel et al., 1986; Hillaire Marcel et al., 1996; Hoang et Taviani, 1991; McLaren et Rowe, 1996; Muhs et al., 1989; Ortlieb et al., 1992). Cependant les âges U/Th obtenus sur des coquilles de mollusques ne sont pas toujours considérés comme fiables pour la plupart des géochronologues. En effet, les coquilles de mollusques vivants sont généralement dépourvues d'uranium et n'en fixent que quelques centaines de ppb au cours de leur fossilisation. Néanmoins, lorsque la fixation de cet uranium « diagenétique » s'effectue rapidement, de tels fossiles sont susceptibles de livrer des « âges » U-Th aussi fiables que ceux tirés des coraux.

Malheureusement, les coraux ne sont abondants que sous certaines latitudes et ils constituent des milieux radioactifs aussi « ouverts » que les mollusques. En Equateur et au Nord Pérou, les coraux sont rares et de type branchu et solitaire. Leur découverte dans le matériel des terrasses marines est rare.

La plupart des autres méthodes de datation classiquement utilisées pour dater les terrasses marines sont sujettes à controverse ou posent des problèmes d'application les régions proches de la ligne d'Equateur. La racémisation des acides aminés n'est pas utilisable à cause de la racémisation rapide en milieu équatorial. La méthode du ¹⁰ Be est difficilement utilisable à cause de la cause de la rareté du matériel à dater dans les terrasses marines (roche ignée quartzeuse) combinée à la déflection des rayons cosmiques à l'Equateur par le champ magnétique terrestre (Bourles, communication personnelle).

II.3.2 Les méthodes de datation tentées dans cette étude

Une des raisons principales de l'absence d'études récentes de terrasses marines de cette région de la Terre est liée aux problèmes d'application des méthodes de datation. Durant ce travail de thèse, la datation des dépôts des terrasses marines a constitué un enjeu majeur. Les méthodes suivantes ont été testées : 1) la malacofaune 2) la micropaléontologie, 3) le paléomagnétisme, 4) le ¹⁴C, 5) l'U/Th, 6) l'IRSL.

II.3.2.a <u>Malacofaune</u>

L'inventaire faunistique des terrasses marines de la zone de Manta a été réalisé pour vérifier d'éventuelles variations de la frontière Sud de la province panaméenne. En effet la frontière actuelle entre les faunes « chaudes » au Nord et « froides » au Sud passe actuellement à Zorritos au Nord du Pérou entre 3° et 4° de latitude Sud. En Equateur, les excellentes conditions d'affleurements en 1998, durant le phénomène du Niño, nous ont permis de collecter 130 espèces de bivalves et de gastéropodes dans 5 terrasses différentes de la péninsule de Manta. La taxonomie utilisée était celle des faunes actuelles et des faunes pliocènes de la province panaméenne (Hoffstetter, 1948; Keen, 1971; Olsson, 1964). Cette étude montre que toutes les paléo-faunes sont identiques à la malacofaune actuelle. Il n'est donc pas possible de différencier les terrasses marines de la zone de Manta sur des critères macro-paléontologiques. Cette absence de changement climatique dans la zone équatoriale est logique et s'accorde avec les observations de Hoffstetter, (1948) pour la péninsule de Santa Elena. Ceci nous permet de conclure que, durant les interglaciaires, la limite de la frontière Nord de la province faunistique péruvienne doit être considérée comme stable (Zorritos, Nord Pérou). Cette collection de référence est consultable à l'adresse Internet suivante http://geoazur.unice.fr/PERSO/pedoja

II.3.2.b La micropaléontologie

Cinq échantillons des terrasses T4 et T5 de la péninsule de Manta ont été examinés au laboratoire de Petroproduccion à Guayaquil. Aucune nanofaune n'a été trouvée dans ces dépôts silteux et argileux.

II.3.2.c <u>Le paleomagnétisme</u>

Deux échantillons de la terrasse sommitale (360 +/- 10 m) prélevés dans les environs du village de El Aromo ont été envoyés à S.Roperch (IRD) afin de tenter une mesure paléomagnétique qui a été rendue impossible par la friabilité du matériel (grès peu compacté).

II.3.2.d <u>Le carbone 14</u>

Nous avons aussi fait analyser par la compagnie Beta Analytic (Miami, USA) des coquilles de bivalves et gastéropodes recueillis dans les dépôts de terrasses marines du Nord Pérou afin d'obtenir des dates ¹⁴C. Ces terrasses étaient proposées comme datant de l'Holocène (Macharé et Ortlieb, 1994). Les âges ¹⁴C correspondent aux âges limites de la datation (40 ka). Ces terrasses sont donc pléistocènes. En conséquence, la méthode du ¹⁴C n'est pas décrite dans cette étude mais les résultats sont présentés (cf. chapitre 3).

II.3.2.e <u>Le déséquilibre U/Th</u>

La procédure analytique utilisée lors des mesures U/Th sur les coquilles des terrasses marines de l'arc de Talara est similaire à celle de Hillaire Marcel et al., (1996) sur des coquilles thyrénéennes provenant de Majorque. Les coquilles sont nettoyées par une abrasion mécanique. Ensuite on extrait un échantillon de carbonate biogénique (environ 3 g) de la partie la plus épaisse et la plus propre de la coquille. Il s'agit généralement de la columelle pour les gastropodes et de la charnière pour les bivalves. La séparation de l'uranium et du thorium présents dans l'échantillon est réalisée par une extraction en deux phases (d'abord 8N HCl suivi de 7 N H NO₃) afin d'augmenter la concentration en uranium. Les échantillons sont alors tracés avant leur dissolution avec une solution de ²²⁹ Th-²³³U – ²³⁶ U calibrée par rapport au NBS –960 (National Bureau of Standards) et au crystal-bar Th obtenu au laboratoire Ames. Les compositions isotopiques sont mesurées sur un VG Sector Mass équipé d'un filtre électrostatique de 10 cm et d'un détecteur et compteur de pulsations Daly. Les échantillons sont chargés sur des filaments de Re raffiné enveloppés de graphite.

La méthode U/Th a été utilisée seulement en Equateur sur 8 échantillons provenant de 3 zones (côte Nord, centrale et Sud) de terrasses marines. Pour les côtes Nord et centrale, les échantillonnages de fossiles ont été réalisés à proximité immédiate des échantillonnages de sable traités par l'IRSL. Les échantillons présentent des teneurs en uranium et des rapports ²³⁴ U/ ²³⁸ U variables. Le rapport ²³⁴ U/ ²³⁸ U peut être utilisé pour contrôler la fermeture géochimique du système constitué par le coquillage. Ce rapport ²³⁴ U/ ²³⁸ U dans l'eau de mer est de 1.14 et décroît avec le temps s'il n'y a pas d'apport d'uranium.

L'application de cette méthode sur ce type de matériel est sujette à controverse principalement à cause de l'intégration post-diagénetique d'uranium dans les coquilles de mollusques. Cependant la majeure partie des échantillons traités dans la zone d'étude ont fourni des âges cohérents avec les données morpho-stratigraphiques ainsi qu'avec les résultats obtenus par luminescence optique. Ces résultats permettent des corrélations et sont donc présentés plus loin.

II.3.2.f La luminescence optique stimulé par infrarouge (IRSL)

Cette étude présente les datations optiques de 18 échantillons provenant des terrasses marines de l'arc de Talara. Cette partie est basée sur une synthèse d'articles et de thèse traitant de ce sujet (Auclair et al., 2002; Balescu et al., 1997a; Berger, 1988; Bouab, 2001; Lamothe, 1995; Lamothe, 1996; Lamothe et Auclair, 2000; Murray et Wintle, 2000; Spooner, 1992; Strickertsson et Murray, 1999; Wood, 1994).

Nous avons testé la reproductibilité des échantillons en datant trois fois la même terrasse dans la péninsule de Manta. Cette méthode a été aussi testée par rapport à la décroissance U/Th sur des coquilles de gastéropodes ou de bivalves.

Les âges optiques sont interprétés à partir d'une distribution de valeurs (i.e. mesure de différents minéraux de feldspath). Cette distribution pourrait masquer, dans certains, cas une remise à zéro variable des feldspaths. Dans le cas d'un mélange de sable de différentes terrasses, cette distribution peut être étendue. La correction de fading implique que les âges optiques sont des âges minimums. Les terrasses marines sont donc généralement plus vieilles que les âges IRSL.

Définitions

La luminescence optique ou OSL (Optically Stimulated Luminescence) correspond au phénomène d'émission de lumière d'un corps lors de sa stimulation par une énergie lumineuse (Figure 2.40). Certains minéraux détritiques (quartz, feldspath) peuvent retenir dans des pièges de leur réseau cristallin des électrons libérés lors d'une exposition à une radiation ionisante. Cette radiation ionisante provient en majeure partie de la décroissance radioactive

de l'uranium, du thorium, du potassium, et de leurs descendants présents dans le sédiment et son milieu environnant. Ces électrons restent dans les pièges tant qu'ils n'ont pas reçu l'énergie suffisante pour en sortir. Dans le cas traité ici, cette énergie est un rayonnement électromagnétique. La stimulation utilisée pour les feldspaths est l'infrarouge (IRSL) tandis que le vert ou le bleu sont utilisés pour les quartz. C'est dans des défauts cristallins nommés « centres luminescents » qu'a lieu la recombinaison de certains des électrons libérés. La différence d'énergie est alors émise sous forme de photons, on parle du phénomène de luminescence optique.

La luminescence émise est proportionnelle à la quantité d'irradiation reçue par le minéral. Une radiation ionisante environnementale importante permet le piégeage d'un plus grand nombre d'électrons, ce qui implique que la luminescence émise lors de la stimulation optique en laboratoire soit élevée. En postulant que le taux de radioactivité du milieu environnant est constant au cours du temps, il apparaît une relation directe entre la luminescence émise et le temps écoulé depuis l'événement à dater (quantité totale de radiation reçue). L'événement à dater peut être, soit la formation du minéral, soit sa chauffe (matériel archéologique) soit, et ceci nous concerne plus, son transport dans l'environnement. Ce transport aquatique ou éolien met le grain détritique en contact avec l'énergie lumineuse solaire. Ceci permet l'expulsion des électrons piégés antérieurement et constitue une « remise à zéro » de l'échantillon, soit une remise à zéro de l'horloge IRSL. Il en découle l'équation d'âge suivante :

Age OSL (an) = Paléodose (gray)/Dose annuelle (gray/an)

L'âge correspond alors au temps écoulé depuis la dernière exposition du sédiment à la lumière solaire, c'est-à-dire depuis son enfouissement.

La paléodose est la dose totale reçue depuis l'âge zéro. Pour la mesurer, la luminescence naturelle est comparée à celle induite par des doses de radiations artificielles connues, administrées en laboratoire avec une source bêta ou gamma. La dose artificielle nécessaire pour donner un signal égalant le signal naturel est appelée « dose équivalente » (De, Figure 64). La dose annuelle (Da) est issue de la radioactivité naturelle du milieu environnant et représente son débit durant une année. Les concentrations d'éléments radioactifs (U, Th, K), sont estimées par activation neutronique ou par comptage alpha. Pour évaluer la dose annuelle, il faut aussi prendre en considération les paramètres suivants : la teneur en eau du

sédiment à dater, la dose cosmique (γ) et une valeur *a* qui est un facteur permettant de mesurer l'efficacité de la dose radiative β par rapport à l'efficacité de la dose radiative α .



Figure 64 : Principes de la méthode de luminescence (d'après Bouab, 2001).

La dose annuelle (Da) est issue de la radioactivité naturelle du milieu environnant et représente son débit durant une année. Les concentrations d'éléments radioactifs (U, Th, K), sont estimées par activation neutronique, par absorption atomique, ou par comptage alpha. Pour évaluer la dose annuelle, il faut aussi prendre en considération les paramètres suivants : la teneur en eau du sédiment à dater, la dose cosmique (γ) et une valeur *a* qui est un facteur permettant de mesurer l'efficacité de la dose radiative β par rapport à l'efficacité de la dose radiative α .

Préparation des échantillons

Terrain

Les échantillons sont récoltés sur le terrain en évitant tout contact avec la lumière solaire. Des tubes noirs, opaques servent à prélever les sédiments meubles (Figure 65). Chaque tube

mesure environ 50 x 7 cm. Sur chaque affleurement, 3 tubes ont été prélevés. Au Nord Pérou, les tubes étaient en PVC alors que ceux d'Equateur étaient en métal. Ces tubes sont rentrés à la masse horizontalement dans le sédiment après nettoyage de l'affleurement à la machette. Des tubes de cuivre hermétiques servent à l'échantillonnage du sédiment pour la détermination des teneurs en eau. Des petites quantités de matériaux adjacents sont échantillonnées à des fins d'analyses géochimiques du milieu environnant.



Figure 65 : Echantillonnage de sable pour la datation par IRSL. L'affleurement convenant est tout d'abord nettoyé à la machette. Puis les tubes sont enfoncés à la masse horizontalement ou légèrement en oblique si l'affleurement le permet (A). Les tubes sont enfoncés dans le sédiment à coup de masse. L'extrémité externe des tubes est alors bouchée (bouchon de plastique plus bande adhésive) (B). Ensuite, les tubes sont dégagés (C et D).

En laboratoire

Les différentes étapes de traitement des échantillons sont présentées à la figure 2.42. La partie externe des tubes (10 cm) est enlevée dans l'obscurité et c'est dans ces conditions que la préparation et les lectures sont effectuées afin d'éviter toute altération des mesures de l'âge (Lamothe, 1995). Les échantillons sont tout d'abord tamisés afin de séparer les fractions granulométriques requises.

Nous avons principalement utilisé la fraction 150-250 µm. Après le tamisage, les fractions sont mises en présence d'acide chlorhydrique (HCl 20 %) afin de dissoudre les carbonates.

Après plusieurs rinçages et le séchage des échantillons, une séparation densimétrique au polytungstate de sodium (3Na₂ WO₄.9WO₄.H₂O) permet d'isoler les feldspaths (densité $\rho < 2,58 \text{ g/cm}^3$) des quartz ($\rho = 2,62-2,7 \text{ g/cm}^3$) des minéraux lourds ($\rho > 2,7 \text{ g/cm}^3$). Les grains monominéraliques ainsi préparés sont disposés en une monocouche fixée par une vaporisation de silicone sur des disques ou des coupelles d'aluminium. La majorité des mesures a été réalisée sur des feldspaths et non sur des quartz, car les feldspaths présentent un niveau de saturation beaucoup plus élevé, ce qui donne une fenêtre de temps plus étendue.



Figure 66 : Datation par la méthode de luminescence optique : protocole expérimental (modifié de Bouab, 2001).

Appareillage utilisé

Les mesures des paléodoses des sables des terrasses marines de la côte équatorienne et péruvienne ont été effectuées à l'aide d'un lecteur TL Daybreak 1100 doté d'un tube photomultiplicateur EMI 963 QA. La stimulation se fait à l'aide de 30 diodes émettrices d'infrarouge avec un pic de transmission à 880 nm, un ampérage de 20 mA et une puissance atteignant l'échantillon de 35 mW/cm². Pour la mesure de l'émission, une combinaison de filtres transmettant entre 325 et 470 nm (Corning 7-59/Schott BG 39) est utilisée car les feldspaths émettent majoritairement dans le bleu. La lumière stimulante IR est ainsi bloquée, ainsi que l'émission UV instable des feldspaths. Les irradiations sont effectuées à l'aide d'une source gamma (⁶⁰Co / t_{1/2} = 5,27a) dont le débit de dose se situe autour de 0.70 Gy/min. Pour les mesures de fading, un appareil automatique Risø TL-DA-15 équipé des mêmes filtres et d'une source Beta calibrée à 7.41 Gy/min a été utilisé.

Le lessivage (vidage des électrons piégés) nécessaire à l'étude de la régénération de la luminescence se fait sous une lampe solaire avec une ampoule aux halogénures de métal qui émet un maximum de lumière entre 550 et 600 nm. Elle est additionnée d'un filtre laissant passer des longueurs d'ondes supérieures à 460 nm. On simule ainsi une exposition solaire prolongée bien que les conditions exactes de longueurs d'ondes, d'intensité et de durée d'exposition ne puissent être parfaitement reconstituées. Pour la méthode de la SAR appliquée aux échantillons équatoriens, on prolonge parfois la stimulation IR à l'aide d'une lampe halogène à tungstène additionnée d'un filtre Kodak Wratten n° 87 c ne laissant passer que les longueurs d'ondes supérieures à 830 nm.

Détermination des doses annuelles

Comme il a été vu plus haut, la dose annuelle (Da) est une des deux composantes de l'équation d'âge (Figure 64). La dose annuelle correspond à la somme des doses de radiation dues aux rayonnements α (D α), β (D β) et γ (D γ) dans l'environnement naturel et du rayonnement cosmique (Dc). Les différents rayonnements α , β et γ pénètrent les cristaux jusqu'à des profondeurs respectives d'environ 20 µm, 2 mm et 30 cm.

Les paramètres requis pour le calcul de cette dose annuelle sont les abondances des radioisotopes U, Th et K, l'activité alpha et la teneur en eau des échantillons. Les équations et les facteurs de conversion spécifiques utilisés pour le calcul de la dose annuelle sont ceux définis par Aitken (1985) et mis à jour par (Adamiec et Aitken, 1998).

Les concentrations en uranium, thorium et potassium sont déterminées par des analyses de l'activation neutronique (INAA : Instrumental Neutron Activation Analysis) dont les principes sont décrits par Gibson et Jagam (1980). La portion externe de chaque échantillon est analysée, de même que la fraction feldspathique (dose β interne) et également les échantillons prélevés de part et d'autre de l'horizon à dater (dose γ). Les comptages alpha permettent de préciser cette dose γ qui dans notre cas, correspond à la moyenne de celle obtenue par les analyses INAA et par comptage alpha. L'eau absorbant partiellement les radiations, la teneur en eau est une variable importante. La teneur considérée dans cette étude est évaluée à la teneur en eau *in situ* plus $\frac{1}{3}$ de la différence entre celle-ci et le mesure de la saturation en eau de l'échantillon. La contribution du rayonnement cosmique Dc est estimée à 0,15 Gy/ka et la valeur a à 0.10.

Détermination des doses équivalentes aux paléodoses

Les stimulations optiques impliquent un vidage d'électrons des pièges cristallins les plus sensibles en premier puis de moins en moins sensibles ensuite. Il en résulte une émission de photons (OSL) dont l'intensité décroît progressivement durant la stimulation. Cette dernière peut être de courte durée (e.g. 1 seconde « *short shine* ») ou de longue durée (e.g. 100 à 1000 secondes « *shine down* »). Ceci est la mesure de base d'OSL qui s'applique à des aliquotes naturelles ou irradiées artificiellement. Il existe plusieurs techniques de détermination des doses équivalentes. Elles consistent toutes à déterminer la dose de radiation nécessaire à la génération du signal de luminescence naturelle (Figure 2.40). Dans le cas des échantillons provenant des terrasses marines de l'arc de Talara, les échantillons du Nord Pérou ont été traités par la technique de la régénération, tandis que les échantillons équatoriens ont été traités par la régénération d'aliquote unique (méthode SAR). Dans cette partie nous traiterons également du problème du *fading* des feldspaths.

Technique de la régénération

Les différentes aliquotes utilisées sont d'abord soumises à un *short-shine* pour fin de normalisation puis lessivées au maximum (remises à zéro) sous une lampe solaire. La méthode de régénération consiste ensuite à monter une courbe de croissance avec des doses d'irradiation connues. D'autres parties aliquotes sont maintenues naturelles et la dose équivalente est obtenue par interpolation du signal naturel sur la courbe de croissance régénérée (Figure 2.43). Cette méthode présente comme avantage (par rapport à une autre méthode, celle des doses additives) d'éviter l'extrapolation qui dans le cas des courbes non linéaires est parfois peu précise.

Régénération d'aliquote unique (SAR=Single Aliquot Regeneration)

Cette méthode s'applique à une aliquote monominéralique. La même aliquote est lue par luminescence dans son état naturel puis elle est lessivée et irradiée à plusieurs reprises. On régénère ainsi plusieurs temps d'irradiation afin de construire une courbe de croissance (Figure 67). Le principe et la méthodologie sont ceux décrits par (Wallinga et al., 2000). De légères modifications quant au lessivage, à la préchauffe et aux durées de stimulation des aliquotes sont appliquées dans ce travail (Figure 69).

Une stimulation de 100 secondes est appliquée à l'échantillon naturel préalablement préchauffé à 250 °C durant 1 minute. L'érosion du signal IRSL est ensuite poursuivie durant 1 heure sous lampe additionnée d'un filtre ne laissant passer que les ondes supérieures à 830 nm. Une vérification de l'efficacité du lessivage est contrôlée par une lecture IRSL qui servira aussi de mesure de fond (*background*).



Figure 67 : Exemple d'une courbe de croissance de regénération pour l'échantillon NP7 (Nord Pérou). Les 20 aliquots sont normalisés au naturel.



Figure 68 : Exemple d'une courbe de croissance SAR pour l'échantillon C5 (Manta, Equateur). Le même aliquot est utilisé pour toutes les mesures qui sont normalisées avec une dose test.

Puis, une dose test est donnée, suivie d'une préchauffe et la luminescence est mesurée. Après ce cycle du naturel (L_N/T_N), un lessivage sous lampe solaire est effectué durant une nuit. Plusieurs doses de régénération sont ensuite données à chaque aliquote de manière à obtenir une courbe de croissance. Pour chaque dose, les mêmes traitements de préchauffe, mesure et lessivage son appliqués et chacune est suivie d'une dose test fixe (Figure 2.45) Les

changements de sensibilité dus aux lessivages, irradiations et préchauffes successifs, de même que les changements éventuels de sensibilité de l'appareil de luminescence peuvent ainsi être corrigés en normalisant à l'aide de cette dose test. Cette normalisation se fait à chaque étape de la courbe de croissance. Le rapport de l'intensité du signal régénéré sur l'intensité du signal généré par la dose test (L_x/T_x) est représenté en fonction des doses d'irradiation. Ceci donne par interpolation la valeur correspondant au rapport de l'aliquote naturelle, soit la dose équivalente à la paléodose (Figure 2.44). Une vérification de la validité de la correction se fait par un « recyclage » d'une des doses régénérées. En effet une même dose est supposée donner le même ratio (L_x/T_x).

Protocole de mesure des SAR						
1- Préchauffe (250°C/1 min) des échantillons naturels						
2- Mesure du signal IRSL naturel (L _N)						
3- Lessivage sous lampe halogène avec filtre infrarouge durant 1 heure						
4- Mesure du signal IRSL résiduel						
5- Irradiation gamma d'une dose test fixe						
6- Chauffe rapide (cut heat) à 150 °C/1 s ou préchauffe à 250°C pendant1 min						
7- Mesure du signal IRSL de la dose test (T _N)						
8 - Lessivage sous lampe solaire durant une nuit						
9- Mesure du signal IRSL résiduel						
10- Irradiation gamma d'une dose de régénération						
11- Préchauffe (250°C/1 min) des échantillons irradiés						
12- Mesure du signal IRSL régénéré (L _x)						
13- Lessivage sous lampe halogène avec filtre infrarouge durant 1 heure						
14- Mesure du signal IRSL résiduel						
15- Irradiation gamma de la dose test						
16- Chauffe rapide (<i>cut heat</i>) à 150°C/1 s ou Préchauffe (250°C/1 min)						
17- Mesure du signal IRSL de la dose test (T_x)						
18- Reprendre les étapes 8 à 17 pour différentes doses de régénération incluant une dose zéro						
et une dose répétée (recyclage)						
19- Reprendre les étapes 8 à 17 en répétant une dose et en ajoutant des délais variables de						
temps entre les étapes 10 et 11, afin d'estimer le <i>fading</i>						

Figure 69 : Protocole de mesures pour la méthode de régénération pour aliquote unique (SAR).

Le fading des feldspaths

Il existe cependant une instabilité appelée «*fading* » observée pour la luminescence des feldspaths (Spooner, 1992). A température ambiante, la fuite spontanée d'électrons depuis des pièges cinétiquement stables fait que la luminescence des feldspaths irradiés s'affaiblit avec le temps. Cette décroissance anormale présente une relation linéaire avec le logarithme du temps écoulé depuis l'irradiation et serait liée au phénomène de l'effet tunnel (Aitken, 1985). Ainsi, une lecture trop rapide de la luminescence des feldspaths après leur irradiation peut être artificiellement trop élevée, ce qui engendre une sous-estimation des âges. Cette sous-estimation varie selon les échantillons et il est donc nécessaire d'évaluer l'ampleur de ce phénomène pour les échantillons de la zone étudiée. Récemment, Huntley et Lamothe (2001) ont présenté une nouvelle méthode de correction qui a été appliquée avec succès sur les âges IRSL de feldspaths de plusieurs échantillons de diverses provenances.

Le test de fading utilisé dans cette étude utilise le principe de la SAR, une même dose est recyclée plusieurs fois et différents délais sont introduits entre l'irradiation et la préchauffe et la mesure de l'IRSL; les données sont normalisées avec une dose test (Figure 70). La valeur *g* qui correspond au pourcentage de décroissance du signal par décade de temps, est ainsi déterminée pour chaque échantillon et utilisée pour corriger les âges obtenus par la méthode de Huntley et Lamothe (2001). L'âge obtenu pour une dose équivalente mesurée à un temps donné peut être corrigé pour le fading en appliquant de façon itérative l'équation suivante :

$$(T_f/T) = D_{ef}/D_e = I_f/I_o = 1 - K[ln(T/t_c) - 1]$$

où T est l'âge corrigé pour le fading et D_e et I_o respectivement la dose équivalente et l'intensité IRSL obtenues s'il n'y avait pas de fading. Le f en indice représente une valeur affectée par le fading. K est une constante caractéristique de l'échantillon et elle dépend du choix du temps t_c. La relation entre K et *g* est la suivante : g = 100 K ln(10). Cette méthode de correction des âges ne s'applique qu'à des échantillons qui montrent une courbe de croissance linéaire. Comme nos échantillons montrent une croissance à tendance exponentielle, les âges obtenus par la correction sont donc des âges minimums.



Figure 70 : Exemple d'un test de fading. Différents délais sont introduits entre l'irradiation et la mesure IRSL et un pourcentage de décroissance par décade (g) peut être mesuré (d'après Auclair et al., 2002).

II.3.2.g <u>Conclusion</u>

Dans cette étude, le matériel utilisé lors de la datation (malacofaune, sable) n'est pas toujours échantillonné à proximité immédiate du pied de falaise, ce qui, compte tenu du caractère régressif des dépôts des terrasses, implique que l'âge donné par la datation sera généralement inférieur à l'âge du haut niveau marin associé au pied de falaise en tenant bien sûr compte de la marge d'erreur de la méthode de datation. La différence d'âge dépend donc principalement de la distance entre le pied de falaise et le lieu de l'échantillonnage, quelle que soit la méthode de datation, diagenèse, mort d'un organisme) qui peut être plus ou moins tardif par rapport à la création du pied de falaise de la terrasse considérée.

La stratégie a été de dater les terrasses marines les plus basses (les plus récentes) de la zone et ce, si possible par différentes méthodes.

II.4. Etablissement de la vitesse de soulèvement et de la marge d'erreur

Après avoir détaillé le calcul de la vitesse de soulèvement, les marges d'erreurs inhérentes à la quantification du soulèvement sont discutées.

II.4.1 Calcul de la vitesse de soulèvement

Dans l'équation V= (E-e)/A (II.1.2), il existe deux types de termes. Les premiers sont déterminés au niveau régional (E) tandis que les seconds sont connus au niveau global et sont donc tirés de la littérature (e, A). Les interactions entre ces deux échelles sont étroites. L'altitude d'un pied (E) de falaise doit être calibrée à un niveau de référence actuel (niveau 0 des marégraphes de la zone d'étude), tandis que les âges fournis par les datations sont associés de manière discrète aux âges des S.I. (c'est-à-dire à A). Les niveaux eustatiques (e) sont quant à eux déterminés de manière globale et ne tiennent pas compte des variations locales possibles du géoïde.

II.4.1.a <u>Niveau de référence (niveau 0 considéré)</u>

Le niveau 0 considéré est celui des horaires de marées du secteur étudié édités par l'INOCAR (Institut Océanologique de la Marine Equatorienne) qui présente aussi les relevés des marégraphes des ports péruviens situés dans la zone d'étude. Les amplitudes des marées sont référées au niveau de restriction des sondes. Les sondes des cartes nautiques de la côte Pacifique publiées par l'INOCAR et par l'US Naval Oceanographic Office (NAVOCEAN) sont référées au MLWS ou moyennes des basses mers de mortes-eaux (INOCAR, 1998; INOCAR, 1999; INOCAR, 2000; INOCAR, 2001).

Pour chaque mesure, la calibration est réalisée sur la dernière laisse de haute mer (altitude au dessus du niveau 0 connu). Il faut ensuite ajouter cette altitude de haute mer (<3m) à la mesure de l'altitude du pied de falaise. Comme toutes les mesures d'altitudes dans cette étude sont réferées au niveau 0 actuel (above mean sea level en anglais et souvent utilisé sous la forme de l'acronyme a.m.s.l.), cette référence (a.m.s.l.) n'est pas rappelée dans le texte.

Les secteurs de terrasses sont situés à proximité de marégraphes, présents dans le port d'Esmeraldas pour la côte Nord de l'Equateur, de Manta pour la côte centrale, et de Salinas pour la péninsule de Santa Elena et l'île Puna. Aux Nord Pérou, les marégraphes sont ceux des ports de Paita et Talara. La proximité entre les lieux d'étalonnage sur les laisses de hautes mers et les marégraphes combinée au contexte mésotidal (marée < 3m) de la zone et à l'absence de baie très fermée laissent à penser que l'erreur introduite par la méthode de calibration sur une laisse de marée est négligeable (<0,5 m).

Nous postulons aussi dans cette étude que les paléo-conditions marines (marnage, houle) durant les hauts niveaux marins antérieurs étaient similaires à celles prévalant actuellement dans la zone d'étude.

II.4.1.b <u>Niveaux eustatiques (e) et âges des stades isotopiques considérés (A)</u>

Depuis 600 ka, le niveau marin varie d'environ 120-140 m entre les stades glaciaires et interglaciaires (cf. plus haut). Avant 0,6 Ma, les variations eustatiques ont des oscillations moindres pouvant atteindre des minimas de 25 m (Lambeck et al., 2002b). Ces niveaux eustatiques antérieurs à l'actuel ainsi que leurs âges sont le sujet de nombreuses études car ils sont difficiles à définir avec précision (Aharon et Chappel, 1986; Antonioli et al., 1999; Camoin et al., 2001; Chappel et Shakleton, 1986; Chappell, 1998; Crowley et Kim, 1994; Dumas et al., 2000; Giresse et al., 2000; Hearty, 2002; Hearty et Kindler, 1995; James et al., 1971; Jedoui et al., 2001; Kim et al., 1998; Kukla, 2000; Lambeck et al., 2002; Lambeck et Nakada, 1992; Lea et al., 2002; Ludwig et al., 1996; Meco et al., 2002; Ortlieb et al., 1996b; Pillans et al., 1998; Shackleton, 1987; Stienstra, 1983; Stirling et al., 1998; Stirling et al., 2001; Zazo, 1999).

Par comparaison avec des données récentes sur les âges et les positions des hauts niveaux marins, nous considérons dans cette étude que, par rapport à l'actuel, les niveaux marins (e) étaient compris entre 0 et + 6 m pour le S.I 5 e, entre 0 et -2 m pour le S.I 7 et égaux à l'actuel pour le S.I. 5a, le S.I. 9 et le S.I.11. Nous utiliserons les âges des maximums d'insolation comme âges pour les S.I. Ainsi nous considérons pour les S.I 5a, 5c, 5e, 7, et 9, les âges (A) respectifs de 85, 105, 130, 220, 330 et 440 ka. Toutes les vitesses de surrection sont données en mm/an.

II.4.2 Conclusions sur les marges d'erreurs des vitesses de soulèvement

Dans la quantification du soulèvement, l'erreur maximale provient de la mesure de l'altitude actuelle du pied de falaise.

Les âges ou les positions eustatiques des niveaux marins des maximums interglaciaires pourraient être amenés à être réinterprétés dans le futur. Il suffira alors d'inclure ces nouvelles données dans le calcul pour préciser la quantification du soulèvement de l'Arc de Talara.

Le niveau de référence de la mesure de E (altitude du pied de falaise de la terrasse) correspond au niveau moyen des basses mers de mortes eaux enregistré par les marégraphes (voir au dessus). Cependant dans la zone d'étude le pied de falaise d'une terrasse marque généralement la moyenne des hautes mers de vives-eaux (II.2.2.c). Pour chaque mesure d'altitude nous ajoutons donc l'amplitude de la haute mer responsable de la laisse servant au calibrage. Sur le terrain, nous essayons de déterminer une altitude minimum du pied de falaise de la terrasse. Par exemple dans le cas d'encoches larges, nous mesurons l'altitude de la base de l'encoche et non de son sommet.

L'altimètre introduit une erreur minimale (technique) de 1 m. La dérive barométrique a été quantifiée pour chaque mesure. Lorsque cela a été possible des mesures répétitives de l'altitude du même pied de falaise ont été réalisées. La conservation des pieds de falaises est fonction inverse de leur altitude (c'est à dire de leur âge). En conséquence de quoi, les marges d'erreur de cette mesure augmentent avec l'altitude car plus un pied de falaise est vieux et moins son altitude est facilement déterminable. Les marges d'erreur maximales sur l'altitude des pieds de falaises sont de 10 m. Elles correspondent soit aux marges d'erreurs des pieds de falaise correurs des pieds de falaise extrêmement difficiles à discerner sur le terrain soit aux marges d'erreurs cartographiques (pied de falaise inaccessible ou détruit).

Dans cette étude, la somme des marges d'erreurs est généralement inférieure à 10 % de la valeur de la vitesse calculée.

Chapitre3 : Etudes régionales des terrasses marines de l'Arc de Talara

I. INTRODUCTION

Après avoir vu comment déterminer le taux de surrection d'une côte à partir de terrasses marines (chapitre 2), nous allons appliquer cette méthode aux côtes de l'Arc de Talara. Dans ce chapitre, les séries de terrasses marines sont décrites du Nord au Sud. Les résultats « bruts » des datations sont présentés et permettent la corrélation des terrasses à des stades isotopiques (S.I. et S.S.I) impairs de l'oxygène représentant des hauts niveaux marins (cf. chapitre 2). Les déterminations et les extrapolations des vitesses de surrection seront présentées et discutées dans le chapitre 4.

Sur le segment de la marge Ouest Pacifique compris entre 1° N et 6,5° S, les études de terrain ont permis de mettre en évidence 4 domaines regroupant un total de près de 50 terrasses marines s'étageant entre 3 +/- 1 m et 360 +/- 10 m d'altitude (Figure 71 et Figure 72). Trois de ces domaines se situent géographiquement sur les côtes de l'Equateur où les terrasses marines sont discontinues, tandis que le quatrième domaine, plus méridional, correspond au Nord Pérou où les terrasses sont continues sur près de 250 km de côte. La totalité des terrasses marines couvrent une superficie avoisinant les 25 000 km². Les domaines les plus vastes se trouvent au Nord Pérou (15 000 km² à 20 000 km² de terrasses marines) et la péninsule de Santa Elena (Nord du golfe de Guayaquil) où elles occupent une bande côtière de 100 km de long et une surface de près de 1000 km².

Du Nord vers le Sud (Figure 71), on distingue :

- la côte Nord de l'Equateur avec les séries de terrasses marines de Río Verde (1) et de Punta Galera (2)
- la côte Centrale de l'Equateur avec les séries de terrasses marines de la péninsule de Manta (3) et de l'île de la Plata (4)
- le Nord du golfe de Guayaquil avec les séries de terrasses marines de la péninsule de Santa Elena (5) et de l'île de Puná (6)

Une présentation stratigraphique inverse a été suivie pour la description des terrasses marines, c'est-à-dire commençant par les terrasses les plus basses (les plus récentes) et se terminant par les terrasses plus hautes (les plus anciennes). Par convention, la terrasse marine la plus basse reconnue dans une zone déterminée est toujours nommée T1, la seconde terrasse marine T2, et ainsi de suite. Comme il s'agit d'une succession locale, la terrasse marine T1 d'une zone n'est pas, à priori, corrélée avec la T1 d'une zone voisine.

Les attributions des terrasses marines à des S.I. permettent de formuler des hypothèses sur l'activité récente de certaines failles. Il s'agit de tentatives d'évaluation, compte tenu des imprécisions mentionnées antérieurement sur l'évaluation des rejets. Il s'agit de l'activité moyenne et minimum de ces failles depuis le S.I. attribué au pied de falaise de la terrasse qui s'est trouvé affecté par le jeu de la faille.



Figure 71 : Répartition des zones de terrasses marines le long de l'Arc de Talara entre 1°N et 6,5°S en relation avec le contexte géodynamique et la bathymétrie de la plaque Nazca. ZF : zone de fracture.



Figure 72 : Mosaïque d'images satellite Landsat montrant la répartition des zones de terrasses marines sur l'Arc de Talara. Noter le net changement d'orientation de la cordillère Andine.

II. LA COTE EQUATORIENNE

Les terrasses marines d'Equateur se répartissent en trois secteurs localisés le long d'une marge côtière faisant front à la subduction de la ride de Carnegie (280 km de large) (Figure 71). Le secteur Nord de terrasses marines (séries de Río Verde et Punta Galera) se trouve un peu au Nord de la bordure Nord de la ride, tandis que la péninsule de Manta et l'île de la Plata (secteur central) se trouvent face à la partie axiale de cette ride (Figure 71). Le marge Nord du Golfe de Guayaquil (secteur Sud de terrasses) se trouve à l'aplomb de la bordure Sud de la ride de Carnégie et au Nord de la zone de fracture de Grijalva (Figure 71). Certaines séries de terrasses se trouvent à plus de 100 km de la fosse (cf. chapitre 1 et 4).

Malgré une bonne expression morphologique régionale, les terrasses marines équatoriennes sont souvent mal préservées dans le détail, en raison du climat affectant la côte de ce pays. La côte Nord est soumise à un climat chaud et pluvieux (équatorial) tandis que les côtes Centrale (à partir de la péninsule de Manta) et Sud sont soumises à un régime aride à semi-désertique (Gomez, 1989) avec cependant des précipitations très fortes voir « catastrophiques » durant les périodes El Niño. Les terrasses sont, à priori, un peu mieux conservées au Sud (Ile de Puna, péninsule de Santa Elena) qu'au Nord (Río Verde, Punta Galera). Mais, cette conservation dépend aussi de la nature du matériel, ce qui peut conduire à l'érosion, à la dissection et à l'effondrement des terrasses marines. De fait, la nature du soubassement est un facteur déterminant pour la conservation des terrasses marines. Ainsi en Equateur, les séries les mieux préservées se développent sur des basaltes et des cherts, et sont situés sur l'île de la Plata et à la pointe de la Puntilla à l'extrémité occidentale de la péninsule de Santa Elena.

Le long de l'Arc de Talara, les terrasses marines reposent presque toujours sur des dépôts pliocènes ou plio-quaternaires. Qu'ils soient littoraux ou rapportés à des environnements plus profonds (semi-bathyal, pente externe), ces dépôts sont observés à des altitudes allant de 0 à 350 m dans la cordillère côtière équatorienne qui culmine à 700m dans la zone de Jama (Benitez, 1995). A notre connaissance, sur la totalité de la côte équatorienne, les dépôts pliocènes les plus hauts se trouvent dans la péninsule de Manta et atteignent 350 m d'altitude.

II.1. La Côte Nord



Ce secteur se trouve entre 80°O et 79°O et 1,5°N et 0,5°N, dans la province administrative d'Esmeraldas dont la toponymie est détaillée sur la Figure 73.

Figure 73 : La province administrative d'Esmeraldas (Cardenas, 1988)

Deux séries de terrasses ont été reconnues dans ce secteur. La série la plus septentrionale du secteur et aussi de l'Arc de Talara se trouve entre les villages de Boccana de Lagarto et Camarones à près de cent kilomètres de la fosse (Figure 74 et Figure 77). Les terrasses qui sont le mieux préservées se trouvent à Río Verde (1°05'N) (Figure 73 et Figure 74). La deuxième série de terrasses marines se trouve à Punta Galera, c'est à dire sur la pointe la plus occidentale de la province d'Esmeraldas, à environ 30-40 km de la fosse. Dans les deux cas, le secteur couvert par les terrasses marines est réduit à une bande côtière d'environ 5 km de large sur une longueur de 20 km. Avant de décrire ces terrasses et de présenter les résultats des datations, il est nécessaire de faire une brève synthèse du contexte sismo-tectonique de cette zone.



Figure 74 : La côte Nord de l'Equateur. (A) Localisation sur l'Arc de Talara. (2) Toponymie sur le Modèle Numérique de Terrain réalisé avec le logiciel Savane.

II.1.1 Géomorphologie, contextes tectonique et sismique

Witt (2001) propose une synthèse de la néotectonique de la région d'Esmeraldas, établie notamment à partir de l'étude micro-tectonique des failles affectant la côte et repérées au moyen d'images Radars et de photographies aériennes. Les images radars révèlent la présence de parties planes (Figure 75) et un réseau de linéaments (Figure 76). Les parties planes correspondent généralement à des terrasses qui sont marines à Galera et Rio Verde (en rouge) et fluviatiles le long du cours du fleuve Esmeraldas. Certains linéaments sont d'origine tectonique (failles, fractures) (Witt, 2001), et correspondent sur le terrain à des zones d'escarpement mais rarement à des plans de failles bien conservés.



Figure 75 : Géomorphologie de la côte Nord de l'Equateur à partir des images radar ERS.1 3949-3591et ERS.1 4221-3591. (Witt, 2001).



Figure 76 : Analyse des linéaments repérés sur les images radars de la côte nord de l'Equateur (ERS.1 3949-3591et ERS.1 4221-3591) (Witt, 2001).

La côte Nord de l'Equateur est caractérisée par une activité sismique importante tout au long du XX^{ième} siècle (cf. Chapitre 1). La partie Nord de cette région (Las Peñas – Camarones) se trouve à 40 km au Sud de Tumaco où se produisit en 1979 un très fort séisme de subduction accompagné d'une subsidence co-sismique et d'un tsunami (Herd et al., 1981).

Malgré l'imprécision de la localisation des hypocentres sismiques, la sismicité est concentrée 1) autour du cours inférieur et du canyon sous-marin du fleuve Esmeraldas, le long d'une

faille régionale, et 2) dans la zone comprise à terre entre Río Verde et l'embouchure du fleuve (río) Cayapas (voir localisation sur la Figure 77) (Deniaud, 2000; Witt, 2001).

A partir des analyses de failles sur le terrain, Witt (2001) détermine trois évènements tectoniques extensifs tardi-néogènes. L'âge de ces évènements tectoniques reste mal contraint. Il s'agit d'extensions de direction W-E à N-S.

II.1.2 Série 1 : Río Verde

II.1.2.a <u>Description</u>

Cette série de terrasses marines comprend deux terrasses marines auxquelles il faut ajouter une plaine littorale en position de terrasse basse, que nous nommons niveau Rocafuerte.

Le niveau Rocafuerte

La plaine littorale ou niveau Rocafuerte s'étend depuis Camarones jusqu'à Africa (ce niveau n'est représenté que sur le tronçon entre Camarones et Río verde sur la Figure 77). L'altitude maximum de ce niveau culmine à 6 +/- 1 m. Il semble être plus haut entre Camarones et Río Verde, mais la mesure précise de son altitude est rendue impossible par les glissements de terrain le long de la falaise. Entre ces deux villages, on note aussi la présence d'une plate-forme actuelle extrêmement bien développée et limitée par la faille de Camarones. Entre Rocafuerte et Bocana de Lagarto, la plate-forme est plus réduite à cause du pendage des couches constituant la falaise littorale.

Les terrasses marines

Les deux terrasses marines sont observables entre les villages de Las Peñas et Camarones sur une distance de 20 à 25 km environ et sur une largeur de 2 à 4 km (Figure 77). L'extension latérale de ces terrasses est limitée par des failles arrivant en mer, à l'Ouest de Bocana de Lagarto et à Camarones (Figure 77). De plus, les lignes de pied de falaises peuvent être localement superposées à des failles d'orientation NNO- SSE (voir au Sud de Africa, Figure 77 et Figure 79). La série de terrasse est le mieux conservée à proximité du village de Río Verde.



Figure 77 : Mosaïque d'images satellites Landsat montrant la morphologie et la tectonique de la zone comprise entre le fleuve (rio) Cayapas et Camarones.



Figure 78 : Les terrasses marines de Rio Verde (Côte Nord de l'Equateur) sont recouvertes de végétation. Elles se repèrent très bien dans le paysage et leurs pieds de falaise sont bien visible (photo A, flèche noire). Cependant les mesures de pieds de falaises sont difficiles (photo B).

Pour des raisons d'accessibilité, la meilleure zone de mesure se trouve près des villages de Río Verde et Rocafuerte (Figure 79). Quatre mesures d'altitude de pied de falaise ont été effectuées sur T1 (Río Verde) et le niveau Rocafuerte. Le pied de falaise de la terrasse T1 se trouve à des altitudes différentes de part et d'autre de la faille Río Verde. A l'Ouest, il se trouve à 41 +/- 2 m tandis qu'il n'est qu'à 31 +/- 10 m à l'Est. L'altitude du pied de falaise de la terrasse la plus haute (T2 Lagarto) est estimée de manière cartographique (cf.carte de pente dans le chapitre 2) à 100 +/- 10 m, (Figure 79 et Figure 80).



Figure 79 : Cartographie des terrasses marines de la zone de Río Verde. (A) MNT de la zone. (B) Répartition spatiale des terrasses marines.

Les deux terrasses marines (T1 : Río Verde et T2 : Lagarto) présentent très peu de dépôts marins associés. Les affleurements sont rares et généralement seuls quelques fossiles en surface témoignent du caractère marin de ces plates-formes d'abrasion. Deux affleurements ont été échantillonnés (sable et malaco-faune fossiles). L'un des sites échantillonnés pour les datations optique (C27) et U/Th (Esme 26) est situé à l'Est de Rocafuerte sur la terrasse Río Verde (T1). Le prélèvement a été fait dans une tranchée à 1,5 m de profondeur dans une couche de sable de 1 à 2 m d'épaisseur contenant des *Anadara grandis* (Figure 81). L'autre échantillon U/Th (Esme 17) provient d'un affleurement situé plus à l'Ouest sur la même terrasse marine (T1), à l'entrée du village de Río Verde. L'affleurement est constitué d'un grès altéré peu cimenté, mesurant de 1 à 2 m de puissance et présentant quelques fossiles (*Anadara grandis*).



Figure 80 : Altitude des pieds de falaises des terrasses marines de Río Verde.



Figure 81: Coupe de T1 à l'Est de Rio Verde

Terminaison de l'Arc de Talara vers le Nord

D'autres dépôts quaternaires d'altitudes basses sont connus plus au nord sous forme de cordons littoraux entre le village de Las Peñas et l'embouchure du fleuve Cayapas (Figure 77). Il s'agit là d'une des plus vastes étendues (15 x 7 km) de cordons littoraux, qui suivant les données cartographiques (non confirmées) culminent à plus de 20 m au-dessus du niveau de la mer indiquant un soulèvement de la côte (Iriondo, 1994; Otvos, 2000; Tanner, 1995). Plus au Nord Est encore, dans la région de San Lorenzo (Figure 73), la bande située côté terre des cordons littoraux se trouve ennoyée mettant en évidence une subsidence (J-F. Dumont, communication personnelle).

II.1.2.b <u>Datations</u>

Résultats de L' U/Th

Les deux fossiles qui ont étés datés par cette méthode sont des bivalves de l'espèce *Anadara grandis*. Tout au long de la côte équatorienne, cette espèce a été échantillonnée préférentiellement par rapport aux autres à cause 1) de son abondance et 2) de l'épaisseur du test des spécimens (jusqu'à 3 cm) qui permet d'échantillonner des carbonates non contaminés.

^{230Th} / ²³⁴ U	\pm^{230} Th/ 234 U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	$\pm {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$	âge (ka)	+	-
0,39920	0,00180	1,0234	0,0042	55,285	0,347	0,345
Const. ^{230Th}	0,009195		Esmeraldas-26			
Const. ²³⁴ U	0,002835					

Tableau 2 : Echantillon Esmeraldas 26. Décroissance U/Th d'une coquille d' *Anadara grandis*. (A) Analyses. (B) Résultat de la datation.

La concentration en ²³⁸U (ppb) de l'échantillon Esmeraldas 26 est extrêmement forte, 5320 ppb, alors que normalement les gastéropodes n'en intègrent que quelques centaines de ppb. Le rapport ²³⁴U/²³⁸U de cet échantillon Esmeraldas 26 est très bas (1,0234) comparé au ²³⁴U/²³⁸U de l'eau de mer (1,14). Une contamination en uranium a modifié les concentrations des différents isotopes et a réduit le rapport ²³⁴U/²³⁸U. L'âge de l'échantillon est plus vieux que 55 ka (âge limite ou âge minimum, peut-être celui de la contamination) et il est plus jeune que 700 ka (temps mis pour passer d'un rapport de 1,14 à 1,023, en système fermé). En définitive,
cet échantillon présente des résultats assez complexes car il montre des évidences de contaminations post-diagénétiques fortes, tout en présentant un 234 U/ 238 U faible.

$^{230\text{Th}}/^{234}\text{U}$	$\pm {}^{230}$ Th/ 234 U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	$\pm {}^{234}\text{U}/{}^{238}\text{U}$	Age (ka)	+	-
0,50210	0,00530	1,0989	0,0098	74,861	1,219	1,200
Const. ^{230Th}	0,009195		Esmeraldas-17			
Const. ²³⁴ U	0,002835					

Tableau 3 : Echantillon Esmeraldas 17. Décroissance U/Th d'une coquille de *Anadara grandis.* (A) Analyses. (B) Résultats de la datation.

L'échantillon Esmeraldas 17 provient lui aussi de la terrasse T1 à Río Verde. La concentration en ²³⁸U de l'échantillon Esmeraldas 17 est plus normale pour un gastéropode (160 ppb). Le ²³⁴U/²³⁸U lorsqu'on le compare à celui de l'eau de mer (1,14) est un peu plus faible. Ce résultat correspond à la décroissance radioactive de l'uranium intégré après de la mort de l'organisme, ce qui traduit la fermeture relative du système. L'âge de cet échantillon ne peut, à priori, être inférieur à 75 ka.

Datation optique (IRSL)

Les résultats de la datation IRSL (C 27) sont présentés dans le Tableau 5. Cet échantillon a fournit un âge minimum corrigé de 60 +/- 13 ka.

	Dose équivalente (Gy)		Dose annuelle (Gy/ka)		Ages IRSL (ka)			
					Mesuré		Corrigé*	
		err	err			err		err
C27	39	11	0,99	0,07	39	11	60	13

Tableau 4 : Résultats des datations optiques des terrasses marines de la côte Nord de l'Equateur.

II.1.2.c <u>Interprétation chrono-stratigraphique</u>

La coquille d'*Anadara grandis* (Esmeraldas 17) de l'affleurement oriental montre une évidente contamination en uranium (Tableau 2). Cette contamination est extrêmement forte, elle affecte probablement la totalité de cet affleurement qui sur le terrain se révélait à priori le plus prometteur (en datation). Et ceci peut modifier le résultat de la mesure IRSL qui tient

compte de l'irradiation naturelle du sol (dose annuelle). En conséquence, deux hypothèses sont proposées et discutées.

1^{ière} Hypothèse : S.I. 3

La première hypothèse amène à accepter les résultats des datations en ignorant la contamination et en ne tenant pas compte de la datation U/Th Esmeraldas 17. Cette hypothèse conduit, au vu des résultats combinés de Esmeraldas 17 et C27 à considérer que la terrasse Río Verde a été créée lors d'un haut niveau marin qui a eu lieu aux alentours de 60 ka (IRSL et U/Th). Cet âge correspondrait à une assignation de cette terrasse à un haut niveau marin du S.I.3. Ce stade isotopique est complexe et les altitudes des niveaux eustatiques ne sont pas détérminée avec précision (Cabioch, 2001; Kissel, 1999; Lambeck, 2000).

2^{ième} Hypothèse : S.I. 5

La deuxième hypothèse amène à réfuter les datations sur le matériel provenant de l'affleurement oriental pour cause de contamination trop importante, et ce pour les deux méthodes de datation mises en œuvre. En ne se basant que sur la datation de Esme 17, cette terrasse T1 pourrait être corrélée à un haut niveau marin de la dernière phase interglaciaire (S.I.5). Au vu des datations, il ne paraît pas possible de proposer une corrélation plus précise (S.S.I 5a, c ou e). Cependant, au vu des datations des autres terrasses marines, tant sur l'Arc de Talara qu'au niveau mondial, il est probable que, si cette terrasse est relative au dernier interglaciaire, elle soit à relier au maximum de cette phase, c'est à dire au S.S.I. 5e.

La combinaison des datations et de l'examen du contexte sismo-tectonique de la côte Nord de l'Equateur, laisse à supposer que le soulèvement de ce secteur côtier peut être rapide. Les datations IRSL, sur la totalité de l'Arc de Talara, sont le plus souvent en accord avec la stratigraphie des terrasses marines et les âges résultant sont généralement proches des âges des S.I. attribués aux terrasses. L'hypothèse 1 ne doit donc pas être écartée.

Cette hypothèse d'un soulèvement rapide est cohérente avec :

 La présence d'une tectonique active dans le secteur situé immédiatement au Nord-Est de Río Verde (Dumont et al., 2003),

- Le fait que l'échantillon est été prélevé à proximité immédiate du pied de falaise de T1,
- 3) La répartition des terrasses de la série de Río Verde qui constitue une bande parallèle à la côte. Sur le reste de l'Arc de Talara, les terrasses marines se développent sur des caps ou des péninsules (par exemple en Equateur, Punta Galera, péninsules de Manta et Santa Elena.
- 4) Le fait que la majeure partie des déformations côtières de l'Arc de Talara se trouvent localisé à l'Ouest de 79°O et que seule la série de Río Verde se trouve à l'Est de cette longitude. Cette longitude de 79°O semble constituer une limite dans l'expression des déformations côtières quaternaires.

II.1.2.d Quantification de l'activité tectonique récente de la faille Río Verde

Deux hypothèses ont été formulées, attribuant T1 au S.I. 3 ou 5. Le rejet évalué est de l'ordre de 10 m. Une attribution de cette terrasse au S.I.3 implique une activité moyenne pour le rejet d'au moins 0,16 mm/an depuis 60 ka. Une attribution de cette terrasse au S.I. 5 implique une activité moyenne plus faible comprise entre 0,07 mm/an (5e) et 0,11 mm/an (5a) depuis le dernier interglaciaire.

II.1.3 Série 2 : Punta Galera

II.1.3.a <u>Description</u>

Les terrasses marines du secteur de Punta Galera couvrent une superficie totale d'environ 45 km², (Ouest de la province d'Esmeraldas sur la Figure 73). Trois terrasses marines, T1, T2 et T3, se trouvent aux altitudes maximales respectives de 46 +/- 2 m, 65 +/- 3 m et 101 +/- 3 m. Ces terrasses sont limitées au Sud, côté terre par une faille de direction NE-SW (Figure 76). Les terrasses marines sont plus développées à l'Est de Punta Galera (segment de côte de direction W-E) qu'à l'Ouest (segment de côte NE-SW) (Figure 84). Cette côte rocheuse surplombée par des terrasses marines est un très bon exemple de côte en érosion. Les terrasses peuvent être couvertes de dépôts sableux pouvant atteindre quelques mètres d'épaisseur (Figure 82).



Figure 82: Coupe de T1 à Playa Hidalgo

Parfois ce sont de simples plates-formes d'abrasion, comme la terrasse T3 (Machín) sur la route allant de Punta Galera et Estero de Platano (Figure 83).



Figure 83: Surface d'abrasion de T2 (route de Cumilinche à Punta Galera)

Les différences d'altitude de l'ordre de 5 m pour les terrasses marines T1 et T2 entre les secteurs de Galerita et Galera (comparaison des mesures 7 et 8 avec les mesures 4 et 5) ne sont pas considérées comme significatives, car elles sont comprises dans la marge d'erreur (Figure 79 et Figure 85). La petite faille repérée entre Punta Galerita et Punta Galera (Figure 79) n'a donc pas connu *a priori* de jeu vertical significatif depuis l'érosion des terrasses.

De part et d'autre de la faille de Cumilinche, les altitudes des pieds de falaise des même terrasses (T1 et T2) présentent des différences d'altitude de l'ordre de 20 m pour T1 (mesures d'altitudes de pied de falaise relativement précises) et de l'ordre de la dizaine de mètres pour T2 (mesures de pieds de falaises moins précises).

Le contexte morpho-tectonique et géologique suggère que cette différence d'altitude puisse être attribué au jeu récent de la faille Cumilinche qui se voit parfaitement bien sur les photographies aériennes de la zone et qui a aussi été repérées sur les images Radars par Witt (2001). Les terrasses sont décalées de manière horizontale au bord de la faille (Figure 84), il ne peut s'agir de flexures amples ou d'un basculement.

Les dépôts des deux terrasses marines les plus basses (T1 et T2) ont étés échantillonnés (sables et faunes). La terrasse sommitale (T3) présente généralement peu de dépôts et lorsqu'ils sont présents, ils ne sont pas suffisamment épais pour être échantillonnés. Sur T1, l'affleurement le mieux développé est situé à 15-20 m d'altitude au dessus de la falaise littorale active de *Playa Hidalgo* (localisé en C25 sur la Figure 84). Il est constitué par un à deux mètres de sable reposant en discordance sur la formation Onzole (Figure 82). Le sable de cet affleurement a été échantillonné en vue d'obtenir une datation IRSL (C25 sur la Figure 82 et la Figure 84). Un échantillon de sable de T2 (Cumilinche) a été prélevé pour une datation optique (C26 sur la Figure 84). L'affleurement constitué d'un à deux mètres de sable sans fossiles est situé sur le bord de l'unique route qui va à Punta Galera depuis Sua et Atacames, à proximité immédiate du pied de falaise.

Les dépôts sableux des terrasses marines T1 et T2 sont extrêmement pauvres en fossiles. A cela s'ajoute la présence en surface de dépôts archéologiques précolombiens (pour les cultures voir Figure 73) dans lesquels on trouve de nombreux coquillages provenant de « cuisines » anciennes. L'association archéologique est caractéristique (ornementation et alimentation) : opercules de *Turbo saxosus*, fragments de *Pinctada mazatlanica*, *Ostrea iridescencs*, *Spondylus calcifer*, *Spondylus princeps*.



Figure 84 : Cartographie des terrasses marines de la zone de Punta Galera (côte Nord de l'Equateur).



Figure 85 : Altitudes des pieds de falaise des terrasses marines de Punta Galera.

Aucun échantillon de malacofaune n'a pu être récolté pour une datation U/Th en raison de la rareté du matériel et de la confusion possible avec les coquillages archéologiques qui eux sont abondants.

II.1.3.b Datations

A Punta Galera, nous avons échantillonné les 2 terrasses marines les plus basses d'une série en comportant trois. L'échantillon C25 prélevé dans les dépôts de T1 à 15 m d'altitude a donné un âge IRSL de 98 +/- 23 ka tandis que C26 prélevé à proximité du pied de falaise de T2 a donné un âge de 220 +/- 42 ka (Tableau 5).

	Dose équi	valente	Dose annuelle		Ages IRSL (ka)			
	(Gy)		(Gy/ka)		Mesuré		Corrigé*	
		err		err		err		err
C25	66	13	1,04	0,08	63	13	98	23
C26	182	49	1,29	0,10	141	40	220	42

Tableau 5 : Résultats des datations optiques des terrasses marines de la côte Nord de l'Equateur.

186

II.1.3.c Interprétation chrono-stratigraphique

L'échantillon C25 a été prélevé en position distale par rapport au pied de falaise, c'est à dire dans la falaise littorale de *Playa Hidalgo* ce qui fait que cette terrasse peut être corrélée au S.I. 5e. L'assignation du pied de falaise de la terrasse marine T1 au S.I. 5e est cohérente avec la corrélation de la terrasse T2. L'échantillon C26 a fourni un âge de 220 +/- 42 ka, ce qui permet d'assigner cette terrasse au S.I. 7 (220 ka).

II.1.3.d Quantification de l'activité récente de la faille Cumilinche

De part et d'autre de la faille de Cumilinche et en considérant les altitudes de Galerita, le décalage moyen est de 20 +/- 5 m pour la terrasse T1 et de 15 +/- 5 m pour T1. Ceci implique que l'activité moyenne de cette faille est comprise entre 0,04 mm/an (déplacement minimum et S.I. 7) et 0,2mm/an (déplacement maximum et S.I. 5e).

II.2. La côte centrale de l'Equateur

II.2.1 Présentation

Les terrasses marines de cette zone culminent à 360 +/- 10 m : ce sont les plus élevées de l'Arc de Talara. Elles se voient très clairement dans le paysage (Figure 87) formant le vaste dôme morphologique de la péninsule de Manta. Certaines sont constituées par des dépôts de grès coquillier bien cimenté, extraits en blocs métriques dans des carrières et utilisé pour faire les brise-lames du port de Manta ou concassé et utilisé comme source de carbonate pour enrichir l'alimentation des poulets d'élevage. La nouvelle route circulaire (périphérique) de Manta entaille largement les dépôts de terrasses marines, jusqu'à donner la fausse impression d'un remplissage de petit bassin, impression accentuée par la difficulté d'observer facilement les pieds de falaise. En effet, certaine de ces terrasses sont des terrasses construites et comportent localement d'importants dépôts (Figure 86). En fait la répartition des terrasses marines de la péninsule de Manta ne s'observe bien qu'en vue aérienne, cartographique ou satellitaire.



Figure 86 : Coupe de T2 ,sur la route périphérique de Manta.



Figure 87: Les terrasses marines du Nord de la péninsule de Manta (A) T4, altitude: 200m. (B) pied de falaise à l'horizon, T2 bien développé, Nord-Est de la péninsule(C) Pied de falaise de T2 plus réduit au Nord-Ouest de la péninsule. (D) Affleurement de T3 (Montecristi), Nord-Ouest de la péninsule.(E) Vue panoramique de T2 (San Mateo) (vue opposé à celle de la photo C) et T3 (Montecristi) dans le Nord-Ouest de la péninsule.

188

L'île de la Plata offre une vision plus typique des terrasses marines dans la mesure où les terrasses marines sont très bien exprimées et les pieds de falaise très nets, mais, par contre, les dépôts marins sont très réduits, et souvent inexistants. La terrasse d'abrasion entaille le soubassement volcanique et le caractère insulaire diminue la possibilité d'apports sédimentaires continentaux (Figure 89 et voir aussi la photo sur la figure 3 de l'article traitant de la péninsule de Manta et de l'île de la Plata).



Figure 88 : Les niveaux sommitaux de l'île de la Plata.(A) En regardant vers l'Est. T3 n'est représenté que par une surface d'abrasion à environ 140 m. (B) En regardant vers l'Ouest. On distingue très nettement la même terrasse que sur la photo précédente mais ici un pied de falaise est clairement conservé.

Un article traitant des terrasses marines de l'Equateur central (péninsule de Manta et île de la Plata) est en cours de préparation, il est inclus dans le texte de la thèse et un résumé de cet article est présenté ci-dessus.

II.2.2 Résumé de l'article

La subduction de ride asismique est fréquemment corrélée avec les déformations verticales plio-quaternaires et la formation de terrasses marines le long des côtes situées sur la plaque

chevauchante. Cette étude présente une description et la datation des terrasses marines de la péninsule de Manta et de l'île de la Plata qui sont localisées sur la plaque Sud-Américaine, en face de la ride de Carnegie. Dans la péninsule de Manta, les dépôts pliocènes sont clastiques, de faible profondeur et se trouvent très souvent en concordance sous les terrasses marines dont la plus haute se trouve actuellement à 360 +/- 10 m. Sur l'île de la Plata, 4 terrasses marines dont la plus haute est soulevée jusqu'à 160 +/- 10 m entaillent le soubassement basaltique mésozoïque. La datation des terrasses marines a été réalisé au moyen de la méthode de luminescence optique stimulée par infrarouge (IRSL) et de la méthode de décroissance U/Th. Le soulèvement moyen calculé est de 0,3 mm/an pour une période de temps correspondant aux trois dernières phases interglaciaires. Les âges des terrasses marines les plus anciennes sont estimés par extrapolation de cette vitesse de surrection et en considérant un soulèvement constant. Les terrasses les plus vieilles montrent une transition graduelle vers les dépôts plio-pléistocènes de la formation Canoa. Ces résultats montrent un soulèvement relativement lent lorsqu'on le compare à la taille et à la bathymétrie de la ride de Carnegie. Ceci est en contradiction avec d'autres travaux traitant des soulèvement côtiers face à des aspérités actuellement en subduction, où des taux de surrection deux à trois fois supérieurs sont enregistrés. L'explication tient peut être au fait que la surrection de la péninsule de Manta et de l'île de la Plata est inclue dans un secteur plus vaste, s'étendant depuis le Nord Pérou jusqu'au Nord de l'Equateur, et impliquant probablement d'autres paramètres que la subduction de la ride de Carnegie. Les résultats mettent en évidence les points suivants :

- continuité de soulèvement depuis le Pliocène supérieur avec un taux à peu près constant.
- Il n'y a pas d'évidences de soulèvement avant le Pliocène supérieur. Ceci permet de penser que la subduction de ce segment de Carnegie a commencé, il y a 3 Ma.
- 3) La faible réaction de la zone de Manta à la subduction de la ride de Carnegie est interprété comme la conséquence de la fuite du bloc Nord-Andin vers le Nord. Il y a plus un effet de poussoir que de collision.

II.2.3 Article

Slow coastal uplift in response to the subduction of a large topographic asperity: the unexpected case of the Manta Peninsula and La Plata Island, Ecuador

K. PEDOJA-MATHELIN¹, M. LAMOTHE², J.F DUMONT³, B. GHALEB⁴, M.AUCLAIR², V. ALVAREZ¹, B. LABROUSSE¹

1 Géosciences Azur, Quai de la Darse, BP 48 06235 Villefranche sur mer, France pedoja@obs-vlfr.fr

2 Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, CP 8888, Succ. Centre-Ville, Montréal, H3C 3P8, Canada

3 Géosciences Azur, IRD, and INOCAR, Base Naval Sur, Avenida 24 de Julio, Guayaquil, Ecuador

4 GEOTOP Université du Québec à Montréal, CP 8888, Succ. Centre-Ville, Montréal, H3C 3P8, Canada

Keywords : marine terrace, luminescence, ridge subduction, coastal uplift, Plio-Pleistocene.

Abstract

The subduction of an aseismic ridge induces generally the uplift and the formation of marine terraces along the coast of the upper plate located in front of the ridge. We present a quantification by marine terraces analyses of the uplift of the Manta peninsula and La Plata Island, located in front of the Carnegie ridge on the Pacific coast of South America. The marine terraces of Manta Peninsula and La Plata Island are part of a larger coastal segment presenting marine terraces extending from 6.5°S to 1° N and named, the Talara Arc.

The highest terraces along the Talara Arc are present in the Manta Peninsula with a maximal elavation of 360 + 10 m. In this zone, they overlay concordantly or with a light

unconformity the Pliocene deposits of shallow marine sediments, or with a high unconformity the Paleogene basement.

In La Plata Island, 4 marine terraces up to 170 +/- 10 m in elevation stand over the basaltic Mesozoic basement. The dating of the terraces was made using Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) and U/Th methods. The calculated uplift is about 0,3 mm/yr⁻¹ for the last three interglacial high-stands (M.I.S. 5, 7, 9). The age of the highest terraces is extrapolated, taking into account the uplift rate and considering coherent M.I.S. The highest and oldest terraces show a transition to the Plio-Pleistocene deposits of the Canoa Formation, suggesting that the uplift began during the upper Pliocene, and continue up to now with a relatively steady uplift rate. The results emphasise a slow uplift regarding the size and submarine relief of the Carnegie Ridge. In comparison two to three time faster uplifts are registered in coast located in front of subducting asperities. The relatively abnormal slow uplift of the Manta Peninsula may be explained by the fact that the Manta Peninsula belongs to a wider segment of uplifted terraces extending from Northern Ecuador to Northern Peru (the Talara Arc) involving other parameters than the Carnegie Ridge subduction. In other words, ours results shows that the buoyancy of a subducting ridge can be masked and reduced by regional parameters such as sweeping of the topographical features or the slab geometry.

1 Introduction

The combination of tectonic coastal uplift and se-level fluctuations linked to glaciations result in the formation of flights of marine terraces. Along active margins, the study of such terraces provides a precise quantification of the uplift to be interpreted in relation with the style and structures of the subduction (Chappell 1974, 1996; Bull, 1985; Ota 1986).

Short uplifted segments are generally related to local factors (Dominguez et al., 1998; Lallemand, 1999) such as the subduction of an asperity (Nazca ridge in the trench of Southern Peru) (Hsu, 1988), and long segments to regional effect, such as the spreading along the coast of Baja California (Ortlieb, 1987), or combined regionals parameters in the case of Cascadia (Muhs, 1990). Along the Pacific coast of Central and South America there are evidences of more or less long segments of uplifted marine terraces, most of the cases related to the subduction of aseismic ridges (Nazca, Carnegie and Cocos Ridge). The marine terraces of the

Manta peninsula and La Plata Island combine characteristics of long and short segment. They belong to a large segment of uplifted terraces extending from 1° N (Northern Ecuador) to 6,5 ° S (Northern Peru), fitting within the limits of the Talara Arc (Fig. 1). The highest terraces are observed in the Manta Peninsula, in front of the subducting Carnegie Ridge. The subduction of this ridge is responsible for the uplift of marine terraces in the Manta Peninsula and the La Plata Island. But the precise rate and timing of the process was imprecise as stressed by Daly (1989) and Gutscher et al., (1999b). The main objectives of this paper are 1) to quantify the uplifts of the Manta Peninsula and La Plata Island, and 2) to interpret the uplifts in relation to the regional context of the Carnegie Ridge subduction and the Talara Arc.

2 Geodynamic settings

The coastal margin of Ecuador is a 200 km-wide lowland, made of oceanic basement covered by Cenozoic formations (Figure 1.B). The oceanic basement (Piñon Formation) consists of Cretaceous basalt covered by volcanic sediments and cherts accreted to the pre-Andean margin during the Paleocene (Jaillard et al., 1990, 1995). Rocks from this oceanic basement crop out in the Manta Peninsula and La Plata Island (Sheppard, 1937; Baldock, 1982). Daly (1989) has shown that the Paleogene and Neogene history of the coastal area of Ecuador is characterised by fore-arc basins filled with marine sediments during the periods of fast convergence (about 200 mm/yr from 48 to 37 Ma), and erosion or continental deposition during periods of slow convergence (about 44 mm/yr from 37 to 20 Ma) (Daly 1989). The present rate of plate convergence estimated from structural plate positioning represents a relatively moderate between 7 and 8 cm/yr trending N80 (Daly, 1989; Nuvel 1A, De Mets, 1989). However, GPS measurements (Kellog, 1995) gave a N100 trending absolute movement of 5 to 7 cm/y between the Nazca and South American plates. The trend discrepancy between the Nuvel 1A and GPS measurements gives account for the northward movement of the North Andean Block, at a rate of about 1 cm/y (figure 1A). The northward motion of the North Andean Block is also evidenced by the oblique dextral convergence increasing from 0° to 50° between the Gulf of Guayaquil and the Colombian border respectively (Ego, 1996). The combined eastward motion of the Nazca plate and northward motion of the North Andean Block implies that the Carnegie Ridge currently sweeps southward along the Ecuador margin (Gutscher et al., 1999b), however no precise quantification of the phenomenon is provided.

The structure of the Nazca plate results from the breakout of the Farallon plate about 25 My ago (Pennington, 1981). The present Grijalva Fracture Zone (Fig. 1) is interpreted as the southern scar of this breakout, limiting the newly formed oceanic crust (younger than 25 My) to the North, from the remaining part of the previous Farallon plate (older than 35 Ma) to the South (Pennington, 1981, Gutscher et al 1999). Located on the younger Nazca plate, the Carnegie Ridge is an aseismic volcanic plateau formed during the Eastward motion of the Nazca plate over the Galapagos hot spot (Hey, 1977; Lonsdale, 1978). This hot spot generated more materials than usually observed along a normal spreading zone, resulting in a shallow structure made of a thick crust. Wide-angle seismic profiles from the eastern part of the Carnegie Ridge show a crustal thickness of 18-19 km, the maximum being observed in the axial area, in front of the Ecuadorian trench (Sallares, 2002).

The Carnegie Ridge is a 280 km-wide massive structure, overlooking the surrounding sea floor at more than 2 000 meters. Over more than 1000 km between the Galapagos Islands and Ecuador the ridge trends W-E to WSW-ENE, but the easternmost part near Ecuador shows N60° trending structures, nearly parallel to the Grijalva Fracture Zone. It may be hypothesised that the Grijalva Fracture Zone makes the boundary of the Carnegie Ridge beneath the Ecuadorian coastal block. The bottom of the trench has a depth of about -3000 m in front of the Carnegie Ridge, registering a 1000 m to 2000 m rise with respect to the -4000 m depth of the trench observed respectively in the South (North Peru) and in the North (Colombia) (Collot et al., 2002). A bathymetric section of the eastern Carnegie Ridge shows a central plateau (-1500 m/-1250 m) bordered by crests, higher along the Northern margin (-750 m) than along the southern limit (- 1250/-1000 m) (Collot et al., 2001) (figure 1B). Each crest is correlated eastward by an increased lift of the bottom of the trench, generating threshold along the trench. These thresholds stand at depth of -2900 m in the North in front of Pasado Cape (70 km North of Manta) (Fig. 1B) and -3200 m in the South, in front of Salango Cape, (60 km South of Manta). A swelling of the bottom of the trench is observed between the two crests, in front of the plateau of the ridge. West of Manta and La Plata Island, the inner wall of the trench is relatively stable, and does not show evidence of submarine landslide or instability (R.Villamar, 2001).

2.2 Morphology and structures

The Manta Peninsula extends up to 30 km seaward of the NNE trending line joining the differents Capes of the Ecuadorian coast (Salinas cap, Salango cap, Pasado Cape and Punta Galera, Fig. 1B). The Manta Peninsula and La Plata Island belong to the NE trending Manta-Bahia de Caraquez structural zone, bounded by the Portoviejo Fault Zone in the East (Figure 1B and 7). The Manta Peninsula and La Plata Island are located along the southwestern margin of this tectonic zone, inside a 30 km wide and 30 m deep continental shelf. A steeper slope trending Northeast limits the shelf to the West, lined up with the Jama-Pasado Cape Fault (Figure 1B). The La Plata Island and the Manta Peninsula are respectively located 30 km and 50 km in the East of the trench.

The W-E trending Montecristi Fault divides the Manta Peninsula in two parts (Fig. 1B, 1C). The fault extends over 40 km from Cabo San Lorenzo in the West to Montecristi in the East, defining the uppermost morphological axis of the peninsula. It ends sharply to the East on the NNE trending Portoviejo Fault (Figure 1.B). Three families of faults trending W-E, NE-SW and NW-SE are observed in the volcanic rocks of the Cayo Formation and the Eocene sedimentary cover at the San Lorenzo cap. The kinematics of fault motion deduced from slickensides indicates W-E sinistral and NE-SW dextral strike slip faults, defining a ENE-WSW trending shortening. Fault breccia and tectonic gouges characterise the wrench motion. We interpret the Montecristi Mountain located along the sinistral Montecristi Fault Zone as a pop up uplifting the basement. According to the geological map, the main wrench movement post-dates the Eocene and predates the Pliocene. Two events of normal faulting characterised by thin slickensides on well polished surfaces post-date the wrench motion. The best marked event defines a N-S to NNE-SSW extension, responsible for the scaled morphology of the South side of the San Lorenzo cap.

The La Plata Island is made of basalt and dolerite from the Mesozoic oceanic basement (Cayo Formation) accreted to the South American plate during the Eocene (Jaillard 1995). Despite the hardness of the material marine terraces cut these rocks, giving a stair-cased morphology over all the island. The highest marine terrace in La Plata Island stands at an elevation of 170 +/- 10 m.

2.3 Stratigraphy

The oceanic basaltic basement (Piñon Formation) crops out in several places of the Manta Peninsula, and constitutes the La Plata Island. The San Mateo Formation (Eocene) covers widely the volcanic basement in the Manta Peninsula. It is made of layered siltstone and sandstone with clastic and lignite layers, the combination of shallow and deeper fauna suggesting turbidite deposits on the upper part of the continental slope (Baldock, 1981). A stratigraphic gap is observed between the San Mateo and the overlying Tosagua Formation (Miocene). The Tosagua Formation crops out South, North and East of the Manta Peninsula probably eroded on the higher parts of the San Lorenzo Cap-Montecristi structural axis.

It is necessary to present in some details the Pliocene Canoa Formation and its relationship with the overlying Tablazo formation and marine terraces.

The "Canoa" and "Tablazo" Formations are discordant and post-date the main structure of the Manta Peninsula. Due to the controversial use of the term "Tablazo", we will mention the common use and discuss later the suitable stratigraphic succession and terminology. In the classical terminology of Ecuadorian stratigraphy the Tablazo Formation includes all the Pleistocene marine terraces (Bristow & Hoffstetter 1977). The succession and ages of succesive deposits at the transition between Pliocene and Pleistocene is of critical importance for the interpretation of the marine terraces, because the upper and older marine terraces are spatially and chronologically very close to the upper levels of the Canoa Formation. The Canoa formation is well exposed on the South slopes of the Manta Peninsula, and the Tablazo Formation on the top of the peninsula and on its northern slopes. Both formations include shallow marine and beach deposits.

The Canoa Formation has a total thickness of 70-75 m and overlies discordantly a Miocene formation correlated to the Tosagua formation (Whittaker, 1988; DiCelma, 2002) or the Angostura Formation (Alvarez, 2002). The Canoa Formation includes two members separated by a light unconformity. This unconformity has a regional extension, resulting in an increase of the thickness of the lower Canoa Member to the South (Di Celma, 2002). A study of the shell content led Pilsbry & Olsson, (1941) to attribute the two members of the Canoa Formation to lower and upper Pliocene respectively. However, Bianucci et al., (1997)

identified foraminifer assemblages of the biochronozone N21 (*Globigerinoides fistulosus* zone) in both members, dating it as Late Pliocene (2.9 to 2.0 My). The fish fauna from the Canoa Formation belongs to the Panamic province, showing that the Central America seaway closure was already completed by this time (Landini et al, 2002). According to Ibaraki (1997) and Tsuchi (1997), the separation of the Pacific and Atlantic Oceans occurred between 3.7 and 3 Ma ago, which is coherent with the Bianucci et al., (1997) dating.

The Tablazo formation as mentioned on the geological map (DGGM Manta 1971, DGGM Montecristi 1971) overlies conformably the Canoa Formation. In the Manta Peninsula, the Tablazo Formation correponds to a 15 m thick deposit outcropping South of El Aromo lying conformably upon the top of the Canoa Formation, and including grey-brown sandstone and shells with numerous crab burrows and pellets. Whittaker (1988) considers the deposit of the Tablazo Formation as an upper member of the Canoa Formation, which fits with the spatial disposition of the outcrops and the deposition facies. We agree with this, and will follow in this paper the Whittaker's stratigraphic interpretation (1988). Thus the newly defined Canoa Formation includes three members for a total thickness of 85 to 90 m, including 70 to 75 m of the former Canoa Formation (Di Celma, 2002 Alvarez, 2002), and 15 m of the deposit of the former Tablazo Formation) includes microfauna from the nannofossil biochronozone NN19 (Lower Pleistocene) (Tsuchi, 1997). According to these data we attribute the upper member of the Canoa Formation to the Lower Pleistocene.

3 Study method

3.1 Paleo shorelines and paleo sea-level

The quantification of the uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island was made using the identification of the paleo sea-level associated with each marine terraces. The paleo sea-level was determined using the elevation of the shoreline angle of the different terraces. However, the altitude of the shoreline angle (or inner edge), i.e. the angle between the wave-cut platform and the sea cliff is closely related to a precise sea-level corresponding roughly to the mean high water spring level (Wright, 1970; Trenhaile, 2000, 2001, 2002b) as proved recently in Ecuador (Santana et al., 2002).

We assume in this study that the uplifted terraces were formed under tide conditions similar to the actual . However, the same sea-level must last over a relatively long time estimated to some thousand of years to carve a well-defined shoreline angle,. The interglacial stages or sub-stages complete with the time range necessary to form a relatively large wave-cut platform.

Two parameters make easier the formation of the shoreline angle: the erosion of the sea cliff, and the tide regime. The silt-sandstone material and meso-tide regime of the Manta Peninsula are favourable to the formation of wave-cut platform. The volcanic rocks and sediments of the La Plata Island are more resistant, thus giving well preserved but smaller terraces than those of the Manta Peninsula. Few data are available about the rate of formation of a wave-cut platform: sea cliff retreat from a few centimeters to some m/year are reported, depending on wave, wind, rain, rock type, and sea cliff stability (Paskoff 1985).

To summarise, a paleo shoreline angle related to the formation a paleo-wave-cut platform (i.e. marine terrace reflects a paleo sea-level) established for a relatively long time. The basic working hypothesis is that on uplifted coast, marine terraces are related to previous interglacial stage (and sub-stage) (Bull, 1985; Ota, 1985; Ortlieb et al., 1996; Trenhaile, 2002). The measurement of the elevation of the shoreline angle combined with the age of the interglacial stage give the mean uplift rate since the formation of the terrace.

3.2 Altitude measurement of the shoreline angle

The measurement of the altitude of the shoreline angle is a critical point for the reliability of the results. The technical precision of the measurement is frequently overpass by the condition of observation and identification of the paleo- sea-level 0.

The altitudes of the paleo shorelines were measured with a precise altimeter. The last high tide mark observed on the shore determines the reference point for the measurement, the precise sea-level 0 being determined later using the tide tables (INOCAR, 1998, 1999, 2000, 2001). In this study, all altitudes are given in meters above mean sea-level (a.m.s.l.) with the tidal jauge of the Manta harbour as a reference (INOCAR, 1998, 1999, 2000, 2001). The

barometric drift is registered using another altimeter displayed in a steady position, which is generally the reference point of the last high tide line. The error on the measurement of altitude coming from the altimeter and the appreciation is of about a maxima of +/-2 m. The major error on the measurement on the shoreline angle altitude comes from the preservation of the shoreline angle (sea cliff eroded or covered by colluvium). In the case of sea cliff morphology softened by erosion, the altitude of the upper part of the abrasion platform allows an acceptable estimation of the position of the shoreline angle.

In the Manta peninsula, about 25% of the shoreline angles are not accessible, or not measurable in suitable conditions. In these cases we estimate the elevation of the platform crossing low slopes data with altitudes on a DEM (Digital Elevation Model) of the area. The result is compared to terraces observed on aerial photos. As the shoreline angle cannot be lower than the structural surface of the terrace, a minimum elevation is defined for the shoreline angle. The observation of present wave-cut platform on precise bathymetric maps (INOCAR I.O.A 104, 1997 and I.O.A. 1043, 1989) shows that the depth of the seaward extension of the submarine platform off the coast of the San Mateo Bay (north of the Manta Peninsula) do not exceed a depth of 10 m (Fig 1C). Thus, a maximum elevation can be estimated considering that the shoreline angle cannot be more than 10 meters higher than the main part of the related structural surface.

3.3 Chronostratigraphy of paleo shorelines

It is widely accepted that marine terraces encountered on uplifted coasts are formed during separated and successive highstands related to interglacial stages (James et al., 1971; Chappell, 1974; Bull, 1985; Ota, 1986; Jouannic et al., 1988; Muhs, 1990). Thus, unless some unexpected tectonic movements could be invoked, a marine terrace and the elevation of his shoreline angle are correlated with a Marine Oxygen Isotopic Stage (M.I.S.) or sub-stage (M.I.S.S.) of a sea-level highstand. This relation allows to correct the age obtained from a particular point of a platform (not specifically the shoreline angle), attributing to the corresponding shoreline angle the age of the closer and generally older (because of regressive sedimentation over the platform and dating methods) paleo sea-level highstand of the corresponding interglacial stage. To establish this correction, we used the paleo sea-level curves derived from oxygen-isotope data and worldwide marine terrace records (Bloom 1967,

Chappell 1974, Chappell & Shackleton 1986, Shackleton 1987; Cabioch & Ayliffe, 2001; Camoin et al. 2001). In order to quantify correctly the uplift, the paleo sea levels must be fixed relatively to the present one. The available data state that paleo sea-levels were at similar elevation to the present one during M.I.S.S 5a and M.I.S 9, at an elevation of + 6 m during M.I.S.S 5e (Chappell & Shackleton, 1986, Hearty & Kindler, 1995; Hearty & Neumann, 2001) and - 2 m during M.I.S 7 (Shackleton, 1987). In this study we consider that maximum sea-level of M.I.S.S 5e, 7, and 9 occurred respectively at 130, 220 and 330 ky (Chappel and Shackleton, 1986; Chappell, 1974, Herbert Veeh, 1966, Shackleton, 1987).

3.4 Dating

Dating the marine terraces of the Manta Peninsula and La Plata Island has been a challenge because most of the conventional methods can not be applied there (aminoacids racemization, U/Th on corals). Indirect dating studying paleo-climatic fluctuations during specific interglacial stages registered by sea-shells has been used in South Peru and Chile (Ortlieb et al., 1996). Sea-shells fauna from the Manta peninsula do not present changes within the terraces. All the fauna are similar to the actual (Pedoja, 2002). We used two absolute methods. U/Th-decay method has been used with caution because it can apply only on shells (only very scarce individual coral are available). The most reliable method appears to be Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) applied on feldspar grains. Both IRSL and U/Th dating were performed at the Université du Québec à Montreal Montréal (UQAM), in the Lux and Geotop laboratories. The strategy was to quantify the age of the lowest marine terraces, the age of the upper terraces being estimated from the succession of interglacial stages. As stated before, the ages obtained with these methods were corrected according to the corresponding M.I.S. in order to determine the age of the shoreline angle of the marine terrace. The samples used for dating were collected as close as possible to the shoreline angle, but in some cases they were taken up to several kilometres away. The reproducibility of IRSL dating was tested with three samples extracted from the same marine terrace (T2, San Mateo terrace). We also checked the correlation between IRSL and U/Th dating results on 2 terraces (T1 and T2).

The Uranium decay method have been applied to marine shells for more than three decades (Herbert-Veeh; 1966; Szabo & Rosholt, 1969; Bender et al., 1979; Szabo, 1981; Bernat et al., 1985; Hillaire-Marcel et al., 1986; Hoang & Hearty, 1989; Muhs et al., 1989; Hoang & Taviani, 1991; Ortlieb et al., 1992; Causse, 1993; Zhu et al., 1993; McLaren & Rowe, 1996).

In our study, the U/Th data do not contradicts with stratigraphy and are concordant with the IRSL ages. Therefore, they allow to precise the chronology of deformation and to propose a correlation between the Island and the Peninsula.

The reproducibility of the analytical process was tested using replicate measurement of a coral from Timor Island (last interglacial M.I.S.S. 5e), and a uraninite standard. The error is routinely lower than \pm 0.5%. The ²³⁸ U and ²³² Th contents, the ²³⁴ U / ²³⁸ U and ²³⁰ Th/²³⁴ U activity ratios, and the calculated ²³⁰ Th ages are listed in table 3. All errors are reported as 2 σ of the mean.

IRSL

Luminescence dating (Aitken, 1998) has been applied recently to shallow marine from raised terraces (Wood, 1994; Balescu 1997a, 1997b, 2001; Tanaka et al., 1997; Mauz, 1999; Strickertsson & Murray, 1999; Wehmiller et al., 1998).

In order to determine the equivalent dose (De) we used a modified version of the Single Aliquot Regeneration (Murray and Wintle, 2000) of feldspar, as reported by Lamothe et al. (2001). Anomalous fading of felspar luminescence was corrected using the equation recently proposed by Huntley & Lamothe (2001). The dosimetric parameters and annual dose for the Manta peninsula samples are presented in table 1 and the estimated and corrected ages are listed in table 2.

The ages quoted in the paper are those derived from the mean of 16 aliquots, measured ca. 1h after irradiation. The fading parameter, g, was evaluated over several days for every aliquot and, the mean g from the distribution of the 16 aliquots was used to correct for anomalous fading (Auclair et al, in press). There are two limitations here. First, the correction developed by Huntley and Lamothe (2001) is shown to be only reliable for young sediment samples, i.e.

those for which the luminescence signal is in the linear part of the dose response curve. The natural luminescence of the Manta samples is slightly beyond linearity so that the corrected IRSL age should still be considered as younger than the depositional age. The assignment to a specific MISS is based on this assumption. A second limitation is that it is assumed that all the grains in the sediment samples were fully bleached before burial. It would seem that this assumption is reasonable given the coherence of the luminescence data set.

4 Description of marine terraces

4.1 Manta peninsula

Eight marine terraces cover the main part of the Manta Peninsula (Figure 2), which appears as an emerging island progressively linked to the continent. The elevation of marine terraces ranges from $25 \pm 2 \text{ m}$ to $360 \pm 10 \text{ m}$. The lower marine terraces define two paleo-gulfs looking to the North (San Mateo Paleo-Gulf) and to the South (Pile Paleo-Gulf) of the W-E trending morphostructural axis of the peninsula (Figure 2 C).

4.1.1 Terraces of the San Mateo Paleo-Gulf

Three marine terraces underline the San Mateo paleo-gulf (Fig. 2B). They stand from lower to higher: the Jaramijó (T1), San Mateo (T2) and Montecristi (T3) terraces, defining a wide circus with low slopes overlooking the city of Manta.

Jaramijó marine terrace (T1)

This is a complex terrace covering a total area (erosion free) of 45 km² (Figure 2C). It is 10 km wide and extends continuously over 20 km, from the West part of the city of Manta to the East of the harbour of Jaramijó. Several elements (aerial photos, field survey, drainage pattern analysis, and DEM) suggest that this terrace is composed of two abrasion platforms fitted into each other (dashed line figure 2B). The sea-cliff between the two platforms is low and softened by erosion and colluvium deposits. Near Jaramijó a steeper slope at an elevation of

20 m / 25 m is interpreted as the paleo sea cliff between the two platforms. Poorly consolidated shore sand from the lower platform near Jaramijó provided 18 species of bivalves and 16 of gastropods, evidencing an estuarine environment (occurrence of *Rhynocoryne humboldti*). This paleo estuarine environment may be related to a former position of the Manta River, presently located 7 km in the West as suggested by the DEM (figure 1A).

The shoreline angle of the upper platform shows different elevations (Figure 2B), 43 m +/- 2 m (point 1), 30 m +/- 2 m (point 5) and 25 meters +/- 3 m (point 6), suggesting tectonic deformation especially between point 1 and points 5/6. Field observation shows that this deformation is not progressive, but suggests an offset of more than 10 m by a fault, identified as the Rio Salado fault (Figure 7). The same variation is observed for the higher and older marine terraces of the San Mateo paleo gulf. Two samples were collected, one from the estuarine sand for IRSL dating (C5) and the other from a shell (*Anadara grandis*, Manta 6) for U/Th dating. Both of them come from the distal part of the lower platform, about 10 km away from the shoreline angle, at an elevation of 5 m. The IRSL corrected age is 76 +/- 9 ky (table 2) and the U/Th decay age is 85 +/- 1.2 ky (table 3).

The San Mateo marine terrace (T2)

This terrace covers an area of 40 km², extending from San Mateo (West) to the South of Jaramijó (East). Deposits from this terrace are well exposed along the circular road of Manta, showing fine to coarse sand and conglomerates, disposed in lenses and thick oblique stratification. Macrofauna is abundant, including 51 species of gastropods and 46 of bivalves giving evidence of a marine littoral environment. A typical section from the sedimentary deposits covering this terrace shows a regressive sequence from lower intertidal (coarse sands with shells) to backshore facies (thin sand and rare shells).

The altitude of the shoreline angle has been measured at two points (Figure 2B). The first one (point 2) at an elevation of 77 m +/- 3 m shows a clear shoreline angle. The shoreline angle of the second measurement (point 7), stands at an elevation of 67 m +/- 3 m near San Mateo. The shoreline angle is softened by erosion and colluvium deposits, but shells and boulders found here suggest the proximity of a paleo shoreline. The difference of elevation (10 m between

points 2 and 7) is related to the effect of the Rio Salado fault previously identified. East of Jaramijó a normal fault trending N35 and dipping 65° NW offsets the T2 terrace of 20 cm (see fault analysis, part 8).

We got three IRSL ages from the T2 terrace (samples C7, C12, C13 figure 2D) in order to check the reliability of the method, and an U/Th dating of an *Ostrea iridescens* (sample Manta 10, Figure 2D) to compare both methods. The results of IR-OSL dating are 232 +/- 35 ky (C7), 250 +/- 45 ky (C12), and 197 +/- 32 ky (C13) (table 2). The U/Th decay method gave an age of 187 +/- 4 ky (table 3).

Montecristi marine terrace (T3)

The uppermost terrace of the San Mateo paleo-gulf extends from la Traversia village in the West to the northern flank of the Montecristi mountain in the East, covering a total area of about 80 km² (Fig. 2C). The sedimentary deposits of infratidal and high-energy tidal sand and sandstone are up to 4 m thick, including 57 species of gastropods and 69 of bivalves from marine littoral environment. The western part of the terrace in la Traversia shows evidence of a rocky shore opened to the sea, with a thin layer of very coarse deposits including pebbles and eroded big shells of *Melongena patula* and *Conus* sp.

The elevation of the shoreline angle related to this terrace is from West to East : 110 ± 2 (point 8), 113 ± 2 m (point 9), 110 ± 5 (point 3), and 130 ± 10 m (point 4) (Fig. 2B). The difference of elevation between points 3 and 4 is related to the Rio Salado fault, repeating the differences observed for T1 and T2.

One IRSL (sample C8 Figure 2D) dating from a distal deposit sampled at an altitude of 95 m near the Eastern entrance of the Manta circular route gave an age of 272 +/- 38 ky (table 2).

4.1.2 Terraces of the Pile Paleo-Gulf

Three marine terraces underline the Pile paleo-gulf (Fig. 2). These are, from lowest to highest: the Bravo (T1'), Pile (T2'), and Montesolitario (T3') terraces, defining a south-south-west looking gulf deeper inland than the Northern Jaramijó gulf. The Pile paleo-gulf covers a

maximum area (defined by the T3' terrace) of 280 km². Relative positions, morphologic particularities, as well as available dating show that these three terraces are respectively equivalent of the three terraces of the North San Mateo paleo gulf, as discussed later.

The Bravo marine terrace (T1')

This terrace is very well developed in the lower South slopes of the Manta Peninsula, covering an area of 150 km² (Fig. 2C). As for the northern T1, aerial photographs, topographic documents, and field survey suggest that it is a compound terrace including at least two abrasion platforms (dashed line figure 2B). However, the position of the shoreline angle between the two platforms is rather imprecise, probably due to the very low slopes over a basement more sensible to erosion (Canoa Formation). The deposits related to the lower platform include sandstones and shells with evidences of dissolution. The upper platform presents sand and shells such as *Chione sp* and *Tagelus sp*, evidencing a relatively quiet environment of deposition. The upper shoreline angle is observed near the Río Bravo village, at nearly 10 km from the coast and at an altitude of 57 m +/- 2 m (point **11**). One IR-OSL sample (C23), collected in a wave-built deposit, at 2 km from the major shoreline angle, provided an optical age of 120 ky +/- 18 ky (table 2). Near San José, Cantalamessa et al. (2001) described a megafauna assemblage associated with late glacial alluvial deposits overlying discordantly the T1' marine terrace, which is coherent with the age of the terrace.

The Pile marine terrace (T2')

This marine terrace covers an area of about 55 km², extending westward to the southeastern flank of the El Aromo paleo-island. Sedimentary deposits related to this marine terrace are scarce or difficult to differentiate from the underlying shallow marine deposits of the Canoa Formation. Some patches of sandy sediments from T2' terrace, including a fauna of *Chione sp*, crop out near the village of Pile. A precise measurement of the shoreline angle has not been possible. However, this marine terrace shows a clear structural surface at a mean elevation of 100 m on the southern slopes of the El Aromo paleo-island, defining a shoreline angle at an altitude of 110 m +/- 10 m. Unfortunately, there is no material suitable for IR-OSL dating.

The Montesolitario marine terrace (T3')

This is the highest marine terrace of the Pile Paleo-Gulf, covering an area of 70 km². The shoreline angle of T3' is almost parallel to that of T2' (Pile marine terrace). Very little sediments disposed in irregular patches are associated to this terrace, which appears as a true wave-cut platform on top of the Canoa Formation. However, the T3' terrace exposes, South of El Aromo, a well preserved structural surface at a mean elevation of 170 m, marking the shoreline angle at an altitude of $170 \pm 10 \text{ m}$. No dating was obtained from this terrace.

4.1.3 El Aromo Paleo Island

The western part of the Manta Peninsula is an E-W trending elongated dome culminating in the El Aromo area. The Chispas and the El Aromo marine terraces, which are the highest terraces of the Manta Peninsula, crop out around this relief, defining the El Aromo paleo island (Figure 2 C). These terraces show that the Manta Peninsula appeared first as an island in the West, and developed progressively eastward up to its present geography.

The Chispas marine terrace (T4)

This terrace covers an area of about 200 km² on the El Aromo paleo-island in the West, but is also present in the East on the Western and Southern slopes of the Montecristi Mountain (Figure 2C). The drainage pattern and the morphology suggest that this marine terrace is composed of several abrasion platforms merging together. Nevertheless, it is not possible to identify individual shorelines inside the compound terrace because the erosion softened the scarps. On the western slopes of the Montecristi Mountain, a regressive sequence located at 150 m seaward of the shoreline angle shows 10 m of infra-tidal and backshore sandy deposits including 26 species of gastropods and 56 of bivalves. The fossil bivalves (*Tagelus, Chione*) are frequently found in life position. The altitude of the shoreline angle is 203 m +/-10 m (point 10) in the North of El Aromo, where the main elevation of the terrace is of about 203 +/- 10 m, and 240 +/- 10m in the South, evidencing a difference of about 40 m.

The El Aromo marine terrace (T5)

We group in the El Aromo terrace, three outcrops of terrace ranging in elevation from 300 m to 360 m, because the observation of aerial photos shows evidence of a single terrace disrupted along segments of the Montecristi Fault (see 8). Similarities in facies and fossil content, especially for the two upper elements of the terrace, support the grouping in one terrace. This terrace covers an area of 220 km², surrounding the upper part of the El Aromo dome. The lowermost outcrop is located North of El Aromo village at an elevation of 300 +/- 10 m. It shows fine sandstone with a scarce and poorly preserved fauna due to dissolution and pedogenesis. The shoreline angle has been observed at an elevation of 300 +/- 10 m. In El Aromo village, 2 m of coarse bioclastic sandstone with ripple bedding of high-energy deposit overlay discordantly the basement at an elevation of 340 +/- 10 m. It is made up of fine sandstone with a well-preserved fauna of 57 species of gastropods and 37 of bivalves.

4.1.4 Correlation between the North and South Manta Peninsula

The correlation between the terraces of the northern and southern parts of the Manta Peninsula are well controlled by the following elements: 1) similar upper terraces T4 and T5 around the El Aromo dome, 2) similar development of lower terraces : complex with two abrasion platforms- for T1-T1', the more reduced T2-T2', and the well developed T3-T3', and 3) age of the lower terraces. However significant differences of elevation are registered for the same terrace, evidencing differential uplift between the northern and southern part of the peninsula.

The differences of elevation are of 27-31 m for T1-T1' (25-30 m / 57 m), 40 m for T2-T2' (67 m / 110 m), 60 m for T3-T3' (113 / 170), 40 m for T4 (203 / 240) and 60 m for T5 (300 / 360). We consider that due to the range of error of about 10 m, the differences are significant, but not the variation of this difference from a terrace to the upper one. We interpret that the southern part of the Manta Peninsula registers a faster and probably relatively steadier uplift than the northern one.

4.2 La Plata Island

Sheppard (1928) identified three marine terraces in La Plata Island, at elevations of 33 m, 165 m and 240 m. These data are imprecise, because the highest part of the island presents an elevation of 160 m (DGGM 1970, hoja Montecristi, this study). We observed three marine terraces and an upper platform at elevations ranging from 47 m to 170 +/- 10 m (Figure 3). These terraces are wave-cut platforms eroding the volcanic basement of basalt and dolerites (Piñon Formation, DGGM 1970; Reynaud, 1999). Due to the hardness of the material, the platforms are narrow compared to the terraces of the Manta Peninsula, but they are nearly flat and very well preserved. Sedimentary deposits are scarce, made of conglomerate and boulders from the near basement.

The Machete marine terrace (T1'')

This terrace covers the southern area of the island (fig 3B, 3C), and a small part of the northern area, East of Francis Drake's bay. The fauna is scarce, we found only 5 shells of *Fissurella iridescens*, and one of *Strombus galeatus*, all associated with a rocky shore. The shoreline angle has an altitude of 47 \pm 2 m in the southeastern part of the island. We obtained an age of 104 \pm 2 ky by U/Th dating of the *Strombus galeatus* shell (Costa 4, Figure 3B).

The Escalera marine terrace (T2'')

This terrace is located near Punta Escalera, in the southeastern part of the island. The erosion surface is covered by less than 1 m of conglomerate and boulders. The shoreline angle has an altitude of 73 m +/- 3 m.

The Piqueros marine terrace (T3'')

This terrace can be observed in the central part and the western heights of the Island, at a relatively constant elevation of 140 ± 5 m. The shoreline angle is well observed South of the lighthouse (Fig. 3B) at an altitude of 145 m ± 5 m.

The El Faro marine platform (T4'')

This uppermost surface represents the culminating part of the island, where the lighthouse stands at an altitude of 160 m. Some thin patches of conglomerate cover the surface. The shoreline angle is not observed, because there is no elevation higher than this surface. Thus considering the morphologic relationship between cut surface and shoreline angle of the other terraces of the La Plata Island, the 160 m altitude of the platform will fit with a shoreline angle at an altitude of no more than 170 m +/- 10 m.

In conclusion, the marine terraces of La Plata Island are good examples of wave-cut platforms in hard basement with limited sedimentary transport from the mainland. No striking change of the shorelines angles altitude has been observed, this resulting from a lack of tectonic probably due to the relatively small size of the island. The island has appeared first to the Northwest and extended progressively to the Southwest, which reflects the pre-existing morphology as observed and documented for the Manta Peninsula (Figure 2C and 3C).

4.3 Correlation between La Plata Island and the Manta Peninsula

Stratigraphic correlation between the marine terraces from the Island and the Peninsula is mainly based on dating of the lower terrace (C23 and Costa 4 samples, Table 4) and on the vertical succession of the marines terraces. The lower marine terraces T1 (North Peninsula), T1' (South Peninsula) and T1'' (La Plata Island) are raised up to 47 + 2 m, 57 + 2 m and 43 + 2 m respectively. The altitudes for the second terraces (T2, T2', and T2'') are respectively 73 + 3 m, 110 + 10 m and 77 + 3 m. The same range of uplift affects the peninsula and the island. However, the uplift of the southern part of the peninsula is faster than the one of the northern peninsula and in the Island, which are rather similar. The third and fourth marine terraces from the La Plata Island are correlated only with the T3 and T3' marine terraces in the Manta Peninsula. Because of the hardness of the basement rocks (basalts), some intermediate shorelines are better preserved in the La Plata Island.

The continental shelf between the Manta Peninsula and the La Plata Island is very shallow (<50m) (Figure 1C). During the last glacial maximum (LGM, 18 000 years B.P.) the sea-level was about 120 below the present level (Chappell & Shackleton, 1986), thus the present –100 m bathymetric line represents approximately the paleo-shoreline of the last glacial maximum.

During the previous LGM, the island was linked to the continent and the coast formed a cape that included the La Plata Island and the Manta Peninsula.

Sea-level fall between the last interglacial maximum (M.I.S.S. 5e, 125 ky) and the LGM has not been constant, and sea-level stillstands punctuated the regression, as observed in the Huon peninsula of New Guinea (Chappell, 1974). In tectonically stable regions the sea-level permanencies since the LGM have been located below the present sea-level (Toscano & Lundeberg, 1999), as well as in areas of moderate uplift. The shallow and low sloping continental shelf between the South-Western part of the peninsula and the Plata Island represents probably morphological inherited features from the last glacial-interglacial cycle, as observed in other places by Collina-Girard (2002).

5 Chronostratigraphic interpretation and uplift velocities of lower terraces

The results of dating are summarized in table 4. The age of the three lower marine terraces was determined by the six IRSL and three U/Th dates (figure 5A, 5B) coming from 5 different locations. The uplift rates are graphically represented on figure 5C and the data are presented in table 5.

As stated before the raw ages obtained from the samples must be corrected in order to estimate the age of the corresponding shoreline angle. This correction is important for the samples collected far from the shoreline angle because their age is systemitacally younger than the corresponding shoreline angle. For example the sample C13 distant of less than 2 km from the shoreline angle provided an age of 197 ky +/- 32 but the corresponding shoreline was attributed to the M.I.S. 7 of 220 ky. Also the samples C5 and Manta 6 (U/Th and IRSL ages of 76 +/-9 ky and 85 +/- 1.2 ky respectively) taken 10 km seaward from the shoreline angle allow to correlate it with M.I.S.S. 5e when the deposits sampled are more likely to be related to M.I.S. 5a. Regarding the terraces T2, and T2', 3 IRSL dating (C7, C12, C13) yields a mean age of 226 ky. This age fits with a shoreline angle to M.I.S. 7 (220 Ky). The terraces T2, T2,' and T2'', are smaller than the T1,T1', T1'', and T3, T3', T3'' group terraces, which is coherent with the observation that in several terrace flights of the world the extension of M.I.S. 7 is smaller than that of M.I.S. 9 or 5 (Hearty & Kindler, 1995). The Montecristi marine terrace (T3) yielded an IRSL age of 272 ky though the sample location is located at 4

km seaward from the shoreline angle. The attribution to M.I.S 7 (220 ky) would be irrelevant because younger, and the large development of this terrace suggests a correlation with the previous M.I.S. 9 (330 ky). It might be that the correction for anomalous fading for this sample (C8), is much larger than what is suggested by the measured g value. In La Plata Island, the wide and well-developed Piqueros terrace (T3") at an altitude of 145 \pm 5 m and the summit T4" surface 15 m higher are both attributed to M.I.S 9.

According to the ages attributed to the successive shoreline angles, a mean uplift rate is calculated for the three lower terraces (table 5). The mean uplifts are of 0.275 ± 0.017 mm. y⁻¹ for T1 group (M.I.S. 5e), 0.297 ± 0.03 mm. y⁻¹ for T2 group (M.I.S. 7) and 0.407 ± 0.045 mm. y⁻¹ for T3 group (M.I.S. 9), evidencing a slight decrease of the uplift through time. More significant differences are observed at the site specific level. The southern part of the Manta Peninsula rises faster (mean uplift of 0.477 ± 0.058 mm. y⁻¹) than the North part of the Peninsula (0.301 ± 0.028 mm. y⁻¹) and La Plata Island (0.356 ± 0.027 mm. y⁻¹).

6. Estimated age and uplift rate of the upper terraces

The upper terraces T4 and T5 have not been dated directly. However, the age of these terraces can be estimated assuming that: (1) the uplift rate has been relatively constant for each flight and (2) the sea-level was similar to the present one during the formation of each of these terraces.

The extrapolation is made on a basis of a mean uplift rate of 0,30 mm/y, as documented before. The raw application of this uplift rate gives ages ranging from 643 ky to 710 ky for T4 (Chispas marine terrace, elevation 203 +/- 10 m) and from 966 ky to 1066 ky for T5 (terrace El Aromo, elevation 300 +/- 10 m, Figure 6B). Considering the better-marked M.I.S. from stable platforms (Hearty & Kindler, 1995), we suggest to correlate the compound and wide T4 terrace with M.I.S. 15 or/and 17 and the El Aromo terraces with M.I.S 31, 35 or/and 37.

Between 1.5 and 0.6 Ma, the periodicity of glaciations was of about 41 ky (period of the Earth's obliquity), in comparison to the 100 ky cycles observed later (period of the Earth's orbital exentricity for example, Rutherford & D'Hondt, 2000). According to the interpretation, the T4 and T5 terraces of the Manta Peninsula would have been formed during

41 ky glacial/interglacial cycles, resulting in compound terraces of closer recurrences of reoccupation. No more precise interpretation can be made from this extrapolation, but the coherency of the result suggests that the moderate uplift rate observed for the lower terraces also gives account for the formation of the upper terraces.

7 Uplift at the Plio-Pleistocene transition

The three members of the Canoa formation as defined before are composed of cyclothems of shallow-marine and coastal-plain sediments with evidence for syn-sedimentary tectonic (Di Celma, 2002, Alvarez 2002). Cyclothems are typical of sediments deposited under high frequency sea-level fluctuations (Di Celma, 2002). Glacio-eustatic sea-level variations induced by relatively short periods of 41 ky can account for the cyclic deposition and internal unconformity observed within the three parts of the Canoa Formation. Thus, as stated by Naish et al., (1998) for others parts of the world, the Plio-Pleistocene boundary in Ecuador and probably in North Peru have no material evidence, the 41 ky period recurrence of cyclothems occurring independently of this boundary.

The application of the study method used for marine terraces (identification of shoreline angle) to the deposits of the Canoa Formation is not possible, because of the absence of constraint on the paleo sea-level when a cyclothem was deposited. However, we can attempt an estimation of the uplift registered since the deposition of the top of the Canoa Formation taking into account the range of paleo-deposition depths, and the maximum sea-level variation since that period. The uplift U can be expressed as follows:

$$U = (A - De - E)/T$$

With

A: maximal elevation of the upper Canoa deposits: 350 +/-10 m.

De: paleo-depth of deposition on an upper continental shelf, estimated between 0 m and – 100 m (Di Celma et al., 2002).

E: Potential amplitude of sea-level variation during the upper Pliocene and Quaternary, which is of 125 m (maximum) and 25 m (minimum) (Chappell, 1986; Lambeck et al., 2002).

T: Range of time considered, here since the Lower Pleistocene (between 2.0 and 1.5 Ma).

Considering the available data the calculated uplift rate of the Manta peninsula for the last 2 Ma is of 0,23 +/- 0, 15 mm/yr. This is rather imprecise, but fits inside the range of uplifts observed for the marine terraces. An important point to observe is that the thickness of the Canoa formation (85 to 90m) does not imply a subsidence during the deposition, as it would be the case in a situation of stable eustatism. Di Celma et al. (2002) pointed out a low uplift component in the lower part of the Canoa Formation. According to this, the Manta Peninusla has been uplifted since the beginning of the Canoa Formation, about 2.9 Ma ago, and the uplift is continuous through time.

8 Evidences of Pleistocene fault tectonic

The scarcity of the sedimentary deposits and/or their softness gives rare direct evidence of fault in the Manta Peninsula and La Plata Island. Only one fault plane was observed. The other evidence came from vertical offset along the same terrace (Figure 6).

8.1 Montecristi fault zone

This is the most important fault in the area, and its reactivation during the Pleistocene is suggested by the difference of elevation for similar terraces (similar M.I.S) North and South of the Manta Peninsula (Figure 5B). The faster uplift of the southern part of the Manta Peninsula relatively to the northern part is accommodated along the Montecristi Fault.

It is possible to quantify the difference for the 3 low terraces. The shoreline associated to M.I.S.S. 5e, 7 and 9 are respectively 10-18 m, 20-46 m and 20-60 m higher in the southern part than in the northern part, giving mean differences of respectively $14 \pm 4 m$ (T1/T1', M.I.S.S. 5e), $33 \pm 13 m$ (T2/T2', M.I.S. 7) and $40 \pm 20 m$ (T3/T3', M.I.S. 9). The uppermost T5 terrace (El Aromo terrace) shows an offset of about 60 m along the fault zone (Fig. 7, A and D).

According to these data, the rates of vertical offset along the Montecristi fault are as follow: $0.11 \pm 0.03 \text{ mm/yr}$ since M.I.S.S. 5e, $0.15 \pm 0.05 \text{ mm/yr}$ since M.I.S. 7, and $0.12 \pm 0.06 \text{ mm/yr}$ since M.I.S. 9. In the El Aromo area the fault pattern observed in the upper terraces emphasizes an "en echelon" structure (Fig. 7, A and D). This structure is probably inherited

from the old wrench sinistral motion pre dating the recent (probably Plio-Quaternary) normal motion, as observed on cross-cut slickensides of the fault planes from the Cabo San Lorenzo. The offset of the T5 marine terrace suggests a predominant normal motion of the fault, with a possible slight dextral component as suggested by the observation of aerial photos.

8.2 Rio Salado fault

The Jaramijó (T1, M.I.S.S. 5e) and San Mateo (T2, M.I.S. 7) terraces are 10 m higher to the East of the Rio Salado (points 1 and 2) than to the West (points 5, 6 and 7) (Figure 2B, 6A, 6B), evidencing a fault motion (Fig. 7A). The overlooking T3 terrace (M.I.S. 9) shows a similar offset, in the range of the measurement error due to its age and elevation. This suggests that the offset of Rio Salado Fault postdates M.I.S.S 5e. The minimum mean offset rate of this fault is 0,08 mm/yr. The aerial photos and satellite images (Radar, Landsat) suggest a curved fault. This also gives evidence of a slight eastward tilt of the Manta Peninsula, emphasising the relief of the western part and the El Aromo dome.

8.3. Fault in the San Mateo marine terrace (T2)

This is the only evidence of a well-preserved fault plane observed in a marine terrace. The fault plane trends N035, dips 65°W, and has a normal relative offset of 20 cm in sandstone of the T2 terrace near Jaramijó (Fig. 7, A and B). The softness of the material does not allow the preservation of slickensides. Trend and offset of this fault underlines the eastern border of the Northern paleo-gulf of San Mateo. Its motion may be associated with the Rio Salado Fault.

9 Interpretation and discussion

9.1. Differential uplift of the Manta peninsula

The Manta Peninsula is characterized by a relatively moderate uplift rate, with weak variations in space and time. The space variation shows that the South part of the Manta Peninsula rises about 30% faster than the two adjacent parts, the North part of the peninsula

and the La Plata Island (Figure 4). In the Manta Peninsula a normal motion of the Montecristi fault accommodates the variation. The wavelength of the deformation is about 40 to 50 km, defined by two "lows" respectively in North Manta and La Plata Island and a "highs" in South Manta. This is smaller than the transverse morphologic undulation of the Carnegie ridge, with a wavelength of about 100 km. In front of the Manta Peninsula, the Carnegie Ridge is 280 km wide, with a relatively flat top and relatively light border crest distant of about 100 km. A low in the top morphology fronts the highest uplifted area of the Manta Peninsula, evidencing that the uplift of the Manta Peninsula does not mirror the precise morphology of the subducted ridge, but only its main shape. However, the faster uplifted block fronts the axis of the main morphology of the Carnegie ridge. Also, local structures determined by the old Montecristi Flower Structure, such as the vertical offset of the basement, may determine faster uplift of a margin relatively to the other.

At a regional scale a border effect can be observed, as the areas of highest terraces (west Manta Peninsula and West La Plata Island), which are also areas of inherited high morphology, bound the western border of the Manta-Bahia de Caraquez block. Terraces in Manta Peninsula suggest that the block has been tilted eastward in the process, which is coherent with a border effect.

The variation of uplift of the Manta Peninsula through time suggests a light reduction since the M.I.S.S. 5e in the Manta Peninsula (Figure 4). However this is not observed in La Plata Island, where a slow down is observed for M.I.S. 7, but the uplift seems to increase slightly again. According to this evolution, the present uplift rate of the Manta Peninsula would have values lower than the mean uplift rate registered for the Pleistocene. Are these variations representative or not ? This would suggest that a mean uplift rate of about 0.3 mm/year should be retained to characterize the Manta Peninsula and La Plata Island.

The possibility of a low present rate of uplift agrees with the lack of evidence of uplift during the Holocene. However it does not seem possible to determine whether the slow down of uplift is effective or morphologic particularities make the observation of such uplift very hard. Considering the Pleistocene uplift only a maximum of 3 m uplift can be expected during this period. Marine terraces and notches can be made and preserved if a significant uplift lifts them over the effect of further marine erosion, such as it occurs during a coseismic uplift. If not, the marine erosion will sweep progressively the base of the cliff, leaving a wide erosion
margin instead of an isolated line of notches or a terrace. It probably means that the deformation of the Manta Peninsula is relatively continuous through time. Also higher sealevel during El Niño periods does not favour the preservation of isolated low elevation marines terraces and notches. Regarding this point, Ecuador is similar to other subduction zones mentioned by Muhs et al. (1990), where no or few evidences of Holocene uplift are observed despite clear evidences of Pleistocene uplift.

9.2 Time and space boundaries of the uplift

The uplift of the Manta Peninsula began during the Pliocene, about 2.9 Ma ago.

The late Pliocene uplift can be interpreted as a process reaching the Manta area due to (1) lateral sweeping, (2) the introduction of a new segment of the ridge, or (3) the initiation of the subduction of the Carnegie Ridge.

The first hypothesis has been emphasised by Gutscher et al. (1999). However the geometric pattern does not favour an important effect of sweeping of the ridge while subducting. Considering a max 10 mm/yr northeast movement of the North Andean Block, the southward sweeping of the ridge will reach 29 km since the deposition of the Canoa formation, and less than 3 km since the formation of the older marine terraces in La Plata Island and Manta Peninsula. Compared to the 280 km width of the Carnegie Ridge, this motion does not allow an important sweeping pattern of uplift. Also, there is no evidence of early uplift North of the Manta Peninsula: in the Esmeraldas area the uplift of the southern part of Borbon Basin began during the late Pliocene, about 2.9 Ma ago (Evans and Whittaker, 1982; Tsuchi, 1997; Ibaraki, 1997), and the northern part of the Borbon Basin shows a continuous subsidence up to present (Deniaud et al. 1999; Santana and dumont, 2002). This suggests that the Carnegie Ridge enters about axially in the subduction zone or that the lateral sweeping effect is not significative. The deformation of the continent margin began about at the same time (2.9 Ma) in the axial and North front parts.

The second hypothesis is related to the continuous subduction of a segmented ridge with significant low topography parts between high segment. The present morphology between the Carnegie Ridge and the Galapagos Islands support this hypothesis. The Carnegie Ridge

represents a 400 km long segment for the observed part, and the Galapagos platform is about 500 km long taking into account the areas shallower than 2000 m. The low between them is 200 km to 250 km long, about 1000 m lower than the mean elevation of the adjacent high segments. The altitude difference between actual "high" and "down" segments reaches a current maximum of 1000m. According to Sallares (2002) the thickness of the ridge between the Carnegie and Galapagos segment reaches 16-17 km, fitting within the range of thickness producing uplift and deformation of the fore-arc (Cloos, 1993). This suggests that the effect of high and low subducted segments is probably weak if it exists. So the initiation of the uplift about 3 My ago would mean the introduction of a new segment very well separated from the previous one by a thinner crust, which is very hypothetical and does not fit with the present data.

The problems encountered with the two first hypothesis suggests a third one, the subduction of the Carnegie Ridge was just initiated 3 My ago. This hypothesis does not contradict published data (Daly, 1989) and is coherent with recent geodynamical reconstruction of the Galapagos Hot spot activity (Sallares, 2002). The Cocos and Carnegie ridges, both originated from the activity of the Galapagos hotspot, show evidences of the continuous activity of this hot spot (Sallares, 2002). The Malpelo ridge represents the eastern part of the Cocos ridge, dextrally offset along the Panama Fault Zone (PFZ, figure 7B). The morphology of the Malpelo Ridge appears to be progressively softened to the east, towards the Yaquina graben, which offsets dextrally the easternmost morphology of the ridge. There is no evidence of a ridge mirror the eastern end of the Carnegie Ridge located to the South, suggesting that only a short part of the eastern end of the Carnegie Ridge has been already subducted. Regarding the available data we propose to correlate the Plio-Quaternary deformations registered in the Manta Peninsula and La Plata Island with the introduction of the Carnegie Ridge in the subduction zone about 2.9 Ma ago.

9.3. Interpretation of the moderate uplift rate

The low uplift rate observed in front of the subduction of the Carnegie Ridge is an unexpected result. Along the Pacific coast of Central and South America the subduction of the Cocos Ridge in Costa Rica, and the Nazca ridge in Peru occur in the same geodynamic system but

with different parameters of geometry and convergence, which can help to understand the Ecuadorian case.

The Cocos ridge was created by the Galapagos hot spot, as was the Carnegie Ridge (Hey, 1977). The Cocos ridge is 200 to 300 km wide, and stands 2000 to 2500 m over the surrounding sea floor. Its subduction began 1 M.y. ago according to Lonsdale & Klitgord, (1978) and earlier, between 5.5. and 3.5 My according to Gräfe et al. (2002). The subducted plate dips 30° for the first 60 km, then is almost horizontal (Adamek & Tajima, 1987). The convergence rate of the Cocos plate with respect to Central America is of 95 mm/an (Minster & Jordan, 1978). All these parameters are not significantly different from those of the Carnegie Ridge, and cannot explain why the uplift of the coast is at least, 3 time higher here than in the Manta Peninsula. A Quaternary uplift rate of 1 mm/yr is documented from the Burica Peninsula, due to the present aerial position of Plio-Pleistocene turbiditic sediments supposed to be deposited at depth ranging between 1200 m and 2000 m. Higher uplift rate is observed in the Osa Peninsula, with a variation from 6.5 to 2.1 mm/yr-1 north-eastward across the peninsula (Gardner et al., 1992). Are these uplift rates deduced by paleo-depositions conditions confidant? The sweeping off the Cocos Ridge while it is subducted is documented by the diachronical uplift in three fore-arc peninsulas (Corrigan et al., 1990; Gardner et al., 1992) but also in the back arc of Panama (Collins et al., 1995). Corrigan et al. (1990) consider that the isostatic compensation of the thick oceanic crust of the Cocos ridge is responsible for uplift and deformation of the outer forearc landward of the Cocos ridge. The low dip and the relatively flat geometry of the subducting plate support this interpretation. This is another significant difference with the Carnegie Ridge. The relatively flat subduction of the Carnegie Ridge as hypothesised by Gutscher does not exist, but present a relatively high dip as shown by Guiller et al (2002).

Entering the Southern Peru trench, the Nazca ridge stands at an average of 1200 m (maximum elevation of 1500 m) above the surrounding ocean floor and is approximately 250 km wide. The Nazca and South American plates converge at a rate of 7-8 cm /yr and a N80°E trend, nearly perpendicular to the strike of the Peru-Chile continental margin (Cochran et al., 1993). In general, the South-Western edge of the ridge is shallower than the North-Eastern one. The Nazca ridge has a relatively flat crest reflecting the blanketing of the irregular igneous basement surface by 200-400 m thick sedimentary cover. The geometry of the subducted slab emphasises a moderate dip followed by a flat slab subduction (Gutscher et al, 1999). In front

of the Nazca Ridge, the coast is uplifted over a segment of 200 km in front of San Juan de Marcona Cape, located more than 100 km landward from the Peru-Chile Trench. Marine terraces document an uplift rate estimated to 0.47 mm/ yr by Hsu (1988) and to 0,7 mm/yr by Machare & Ortlieb (1992). The emersion of the Pisco Basin suggests that the uplift of the area began during the late Pliocene. A southward progression of the uplift event is evidenced by Machare & Ortlieb (1992). The strongest uplift has been occurring immediately South of the inland projection of the Nazca Ridge, and not along the ridge axis.

Two parameters rise from the comparison of the Carnegie Ridge with the Cocos and Nazca ridge: the slab geometry and the sweeping of the subducted segment. Basically the sweeping of the structures may have an effect on the uplift rate as the side margin of the asperity will constitute the front asperity more than the shape of the front of the ridge itself. However, the side slopes of the ridges do not show an important topographic gradient, except perhaps in the case of the Grijalva scarp of the South border of the Carnegie Ridge, but no fast uplift is registered in this case. The flat slab subduction appears as the most reliable parameter to explain the fast uplift of a subducted ridge. The more or less effectiveness of the buoyancy of the subducted ridge depends on the segmentation of the ridge. In this case the initiation of the subduction of the ridge, or the subduction of a new segment poorly connected with the previous segment may resulted in a low buoyancy of the subducted ridge. What else, the high dip subduction angle of the subduction of the Carnegie Ridge suggests a poor buoyancy effect of the previously subducted segment.

10. Conclusion

The uplift rate of the Manta Peninsula in front of the Carnegie Ridge is relatively low with regard to other similar cases of subducting ridges. It is included in a larger segment of uplifting coast refered herein as the Talara Arc. The beginning of the uplift during the Upper Pliocene is correlated with the initiation of the subduction of the Carnegie ridge, or of a new segment of the ridge. This initiation is supposed to be limited by the NE-SW trending Grijalva fracture zone. This oblique front of the subducted ridge may have introduced a local southward sweeping of the deformation. The slow uplift may be related 1) to the high dip of the subducted plate, which is coherent with the fact that the only a short part of the ridge has been subducted (210 km?), and no buoyancy phenomenon is yet expressed and 2) the North Andean block movement to the North-East wich tend to reduced to Carnegie Ridge collision.



Figure 1:

Figure 89: The Manta peninsula and la Plata island, Ecuador, South America.(A) Simplified geodynamical and geological context (B) Bathymetry of the Carnegie ridge in front of Ecuador and

tectonical sketch map of coastal Ecuador. **GP**: Galera point, **CP**: Cabo Pasado, **MP**: Manta Peninsula, **PI**: la Plata Island, **SP**: Salengo point, **SC**: Salinas cape, **PuI**: Puná Island. (C) Digital Elevation Model of the studied zone presenting the upper continental shelf bathymetry as well as previously recognized faults of the zone.



Figure 90: Marine terrace flights on the Manta peninsula (A) The Manta peninsula (B) Repartition of the shoreline angle with altitude measurement. **1**: 43 +/- 2 m, **2**: 77 +/- 3 m, **3**: 110 +/- 5 m, **4**: 130 +/- 10 m, **5**: 30 +/- 2 m, **6**: 25 +/- 3 m, **7**: 67 +/- 1 m, **8**: 110 +/- 2 m, **9**: 113 +/- 2 m, **10**: 203 m +/- 10 m, **11**: 57 m +/- 2 m. (C) erosion-free surface areas of the marine terraces. Numbers represent the stratigraphical position of the terraces. *San Mateo palaeo-gulf*: T1 Jaramijo, T2 San Maeo, T3 Montecristi. *Pile palaeo-gulf*: T1' Bravo, T2' Pile, T3' Montesolitario. T4 Chispas. T5 El Aromo (D) Dated sample sites.



Figure 3 :

Figure 91: **Figure 3**: Marine terrace flight on La Plata Island. (A) DEM of the Island (B) Interpretation with shoreline angles altitudes (see text for details). (C) Spatial evolution and relative history of the Plata Island as shown by marine terraces. This figure represents the relative evolution of the island surface during interglacial periods. *Step 1*: initiation of the Island (black level). Formation of T4 (El Faro). It presents a perimeter of 2.5 km and an area of 0,24 km². The island was probably wider but only that part has been conserved. *Step 2*: formation of T3 marine terrace (Piqueros), important southeastward extension of the Island. Dashed lines represent the totally area initially covered by the marine terrace then eroded. *Step 3*: formation of the Escalera marine terrace (T2). Radial extension of the Island. The perimeter is 15,6 km and the area reaches 6.3 km². (D) Interpreted photography of the la Plata Island.



Figure 92 :

Figure 4: (A) Location of the topographic cross sections. (B) Height repartition of the marine terraces correlated to M.I.S or M.I.S.S. (C) Uplift rates.



Figure 93 : Active tectonics (in black) on Manta peninsula (A) Relationship between shoreline angle and neotectonics. (B) Northern view of the Manta peninsula (C) Southern view of El Aromo fault zone. Sun 130°-20° camera 30°30°. (D) Vertical view with altitude in meters (numbers). Sun 340°25°



Figure 6

Figure 94 : Comparison between the Plio-Pleistocene uplifts observed in front of three subducting ridges in South America. A) Location of the four sub-areas B) Relationship between the Galapagos Hot Spot (GHP) and the Cocos and Carnegie ridges C) bathymetry of the Cocos ridge and uplifted zone on the fore-arc. **NP**: Nicoya peninsula, **OP**: Osa peninsula, **BP**: Burica peninsula D) The Carnegie ridge (see figure 1B for explanations) D) the Nazca ridge. PFZ : Panama Fault Zone

1		Abundances	5	Water		External	Internal		Annual dose	
Sample	U	Th	К	content (D)	a dose	b dose	b dose	g dose		
	(ppm)	(ppm)	(%)	(%)	(Gy/ka)	(Gy/ka)	(Gy/ka)	(Gy/ka)	(Gy/ka)	
<u>C5</u>	1.6	1.2	0.85	14.2	0.02 ± 0.02	0.71 ± 0.07	0.00 ± 0.05	0.38 ±	1 26 ± 0 10	
05	1,0	1,5	0,85	14,5	0.03 ± 0.02	0.71 ± 0.07	0.09 ± 0.03	0.05	1.50 ± 0.10	
C7	1.5	2.1	0.88	14.3	0.04 ± 0.03	0.75 ± 0.09	0.09 ± 0.04	$0.42 \pm$	1.45 ± 0.13	
		,	- ,	2-				0.06		
C8	1,2	1,4	0,61	12,0	0.04 ± 0.02	0.53 ± 0.06	0.11 ± 0.05	$0.30 \pm$	1.13 ± 0.11	
	,	,	-) -	<u>,</u>				0.04		
C12	1.0	12	0.78	10.5	0.04 ± 0.02	0.65 ± 0.07	0.12 ± 0.06	$0.34 \pm$	1.29 ± 0.12	
012	1,0	1,2	0,70	10,5	0.04 ± 0.02	0.05 ± 0.07	0.12 ± 0.00	0.05	1.27 ± 0.12	
C12	1.5	1.2	0.73	10.1	0.04 ± 0.02	0.66 ± 0.07	0.12 ± 0.06	$0.37 \pm$	1.35 ± 0.12	
C15	1,5	1,2	0,75	10,1	0.04 ± 0.02	0.00 ± 0.07	0.12 ± 0.00	0.05	1.55 ± 0.12	
633	1.2	1.2	0.95	12.7	0.04 + 0.02	0.69 + 0.07	0.11 + 0.05	$0.36 \pm$	1 22 + 0 12	
023	1,5	1,2	0,85	12,7	0.04 ± 0.02	0.08 ± 0.07	0.11 ± 0.05	0.05	1.55 ± 0.12	

Tableau 6: **Table 1:** Dosimetric parameters and annual dose for the samples of the Manta Peninsula. Grain size: 125-250 μ m. U, Th and K abundances determined by Instrumental neutronic activation (INAA). *a* value estimated at 0.10 ± 0.01 and cosmic dose at 0.15 ± 0.03 Gy/ka. β dose corrected for attenuation and absorption. γ dose is calculated with INAA and thick source alpha counting.

	Equivalent				
	dose	Dose rate	g value	IRSL ages (ka)	
Manta	(Gy)	(Gy/ka)	(% per decade)	measured	Corrected **
C5	76 ± 11	1.36 ± 0.10	3.5 ± 0.8	56 ± 8	76 ± 18
C7	230 ± 26	1.45 ± 0.13	4.0 ± 1.8	158 ± 15	232 ± 35
C8	190 ± 9	1.13 ± 0.11	4.8 ± 1.1	168 ± 17	272 ± 38
C12	169 ± 9	1.29 ± 0.12	4.3 ± 1.4	131 ± 20	212 ± 38
C13	195 ± 30	1.35 ± 0.12	4.0 ± 1.4 *	138 ± 15	203 ± 32
C23	112 ± 22	1.33 ± 0.12	3.4 ± 1.7	84 ± 17	115 ± 23

* For sample C13, an average g value is used due to the loss of grains during measurements

** Corrected age corresponds to minimum age

Tableau 7 : Table 2: IRSL ages (ky) of the Manta peninsula marine terraces deposits.

* corrected age corresponds to a minimal age

Sample	Const. ²³⁰ Th	const. ²³⁴ U	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	$\pm {}^{230}$ Th/ 234 U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	$\pm {}^{234}\mathrm{U}/{}^{238}\mathrm{U}$	age (ky)	+	-
Costa-4	0,00919	0,002835	0,6565	0,0073	1,9205	0,0145	104,146	1,8727	1,8409

Manta-10	5	0,549	0,0048	1,1168	0,009	85,060	1,2219	1,2026
Manta-6		0,834	0,0054	1,0664	0,005	187,967	3,7222	3,5775

Tableau 8 : **Table 3:** U/Th contents and estimated ages of samples from the Manta peninsula and la Plata Island.

Marine terrace flight	Marine terrace	Age (ka)	Dating method	Outcrop position in regard with the shoreline angle	Guessed M.I.S. related with the shoreline angle
	T1 (Jaramiio)	76 ± 18	IR-OSL	10 km	5e (shoreline), 5a
San Mateo palaeo-gulf	(85 ± 1,2	U/Th	10 km	(deposit)
		232 ± 35			
	T2 (San Mateo)	203 ± 32	IR-OSL	<2 km	7
	12 (5411 11466)	212 ± 38			,
		187 ± 3,7	U/Th	<2 km	
	T3 (Montecristi)	272 ± 38	IR-OSL	<4km	9
Pile palaeo-gulf	T1' (Bravo)	115 ± 23	IR-OSL	<5 km	5e
La Plata Island	T1" (Machete)	104 ± 1,8	U/Th	<1km	5e

Tableau 9 : Table 4 Synthetized cross results of IR-OSL and U/Th datations methods.

	San Mateo Palaeo-gulf	Pile palaeo gulf	La Plata island	Mean
M.I.S.S. 5°	Pt 1 :0.29 +/- 0.01 Pt 5: 0.19 +/- 0.01 Pt 6: 0.15 +/- 0.02	Pt 10 : 0.40 +/- 0.01	Pt 11 : 0,.32 +/- 0.01	0.27 +/- 0.01
M.I.S. 7	Pt 2: 0.35 +/- 0.02 Pt 7: 0.31 +/- 0.02	0.50+/- 0.08	Pt 12 : 0.30+/- 0.02	0.29+/- 0.0
M.I.S. 9	Pt 4:0.39 +/- 0.08 Pt 3: 0.33 +/- 0.04 Pt 8 : 0.33 +/- 0.01 Pt 9 : 0.33 +/- 0.01	0.51 +/- 0.08	Pt 13 : 0.43+/- 0.04	0.40+/- 0,4
Mean	0.30 +/- 0.02	0.47 +/- 0.05	0.35 +/- 0,02	

Tableau 10 :**Table 5**: Uplift velocities (in mm. an $^{-1}$) for the three ultimate interglacials periods in the Manta peninsula and la Plata Island.

II.3. Le Nord du golfe de Guayaquil

II.3.1 Introduction

La marge Nord du golfe de Guayaquil, de la Puntilla de Salinas jusqu'à l'île de Puná constitue un des secteurs le plus représentatif des terrasses marines quaternaires d'Equateur affleurant sur une bande côtière de 100 km de long sur 10 km de large environ (Figure 95). La formation Tablazo, vaste entablement qui intègre souvent la totalité des terrasses marines est largement présente sur les cartes géologiques. Entre la Puntilla et l'île Punà, le système de terrasse marine est moins clair, mais serait continu. Trois terrasses marines ont été répertoriées dans la Péninsule de Santa Elena et ont fait l'objet de nombreuses études et mentions (Bosworth, 1922; Brown, 1922; Hoffstetter, 1948 ; Iriondo, 1994 ; Marchant, 1961 ; Murray, 1925; Olsson, 1939; Olsson, 1942 ; Sheppard, 1930; Sheppard, 1937; Tschopp, 1948;). Malgré tous ces travaux, la connaissance de ces terrasses marines reste très sommaire, essentiellement par manque de description, de mesure altimétrique et bien entendu de datation précise ou solidement argumentée. Dans cette étude, en ce qui concerne les datations, seule la méthode de l'U/Th a pu être mise en œuvre et ceci en raison de 1) de l'absence de dépôts, 2) de la nature de ces dépôts lorsqu'ils sont présents (grès coquilliers très altérés et parfois conglomératiques), 3) de l'importance du ravinement (faunes terrestre glaciaire sur les terrasse, (Tomiati, 2002) et 4) du soubassement Plio-Quaternaire sableux (en particulier à Punà) qui ne permet pas un échantillonnage IRSL réellement fiable.



Figure 95 : Carte de la province du Guayas (Cardenas et Greiner, 1988) montrant la marge Nord du Golfe de Guayaquil entre Puntilla (Salinas) à l'Ouest et l'île de Puná à l'Est.

Le relevé des terrasses marines de ce secteur fait apparaître une grande continuité et peu de différence d'altitude entre la Puntilla et l'île Punà, soit sur une distance de près de 100 km (Figure 96). L'ensemble de ce secteur appartient, de fait, au même domaine structural, le bloc de Santa Elena, qui est une structure en horst entre le bassin de Progresso et le bassin du golfe

de Guayaquil. Les failles locales, obliques à l'allongement du horst ne paraissent pas produire de division transversale de ce bloc. Les terrasses marines sur l'île de Puná ont été récemment utilisées afin de quantifier les soulèvements pléistocènes (Dumont, 2002). Ces données s'intègrent dans une étude plus vaste de la néotectonique du golfe de Guayaquil qui fait l'objet d'une publication soumise à *Tectonophysics*. La partie de cet article concernant les terrasses marines est reproduite ici.



Figure 96 : La péninsule de Santa Elena et l'île de la Plata . Les zones cadrées correspondent aux zones où les terrasses sont les facilement observables car le mieux conservées.

II.3.2 La péninsule de Santa Elena

La péninsule de Santa Elena est la région la plus occidentale d'Equateur et à l'image de la péninsule de Manta est connue pour la présence de terrasses marines (Marchant, 1961 par exemple). Cette péninsule s'étend vers le Sud-Est dans la structure en horst du bloc Santa Elena situé entre les bassins de Progreso au Nord et du golfe de Guayaqil au sud. Cette structure est aussi nommée « Alto de Santa Elena » pour son relief relatif et la présence de terrasses marines quaternaires soulevées à des altitudes atteignant la centaine de mètres. Plus précisément l' « Alto de Santa Elena » est compris entre les failles de la Cruz au Nord et Posorja au Sud et qui sont toutes les deux de direction NO-SE. La faille Posorja se prolonge en mer au large du golfe de Guayaquil (Figure 97). Les terrasses marines reposent en discordance sur les roches crétacé-paléogènes déformées du bloc de Santa Elena.



Figure 97 : Contexte morpho-tectonique et failles du bloc côtier Sud Equatorien (Benitez, 1995).

II.3.2.a <u>Description des terrasses marines</u>

Les terrasses marines couvrent d'importantes surfaces dans la péninsule de Santa Elena mais les pieds de falaise de ces terrasses sont rarement bien préservés. La série de pieds de falaise la mieux conservée est celle de la Puntilla, (photo de la Figure 99). Dans cette étude, nous conservons la toponymie utilisée dans la littérature, mais contrairement aux auteurs précédents nous utilisons une stratigraphie inverse.

T1 : terrasse marine Muey

La terrasse la plus basse (T1) est nommée Muey, du nom d'un quartier de Salinas, à l'ouest de la Pointe Chipipe (Figure 99), où cette terrasse affleure correctement mais dont le pied de falaise n'est pas clairement conservé en raison de l'extension de la ville. Cette terrasse et les dépôts qui lui sont liés apparaissent aussi dans les affleurements situés sur la falaise côtière de Ballenita, à l'Ouest de Capaes où l'on observe un à deux mètres de grès altérés présentant des stratifications obliques. Dans cette zone le pied de falaise est difficilement mesurable mais nous avons échantillonné un *Conus aff fergusoni*, dans la columelle duquel nous avons effectué deux mesures U/Th (Costa 1 et Costa 1 bis Figure 99). Les analyses et les résultats de ces datations sont présentés dans le Tableau 11 et dans le Tableau 12. Au pied du Cerro de

Ballenita, le pied de falaise de cette terrasse est inférieur à 15 m et l'affleurement ou l'échantillonnage a été réalisé se trouve à 2 m au-dessus du niveau des hautes mers. Cette terrasse existe aussi à la Puntilla de Santa Elena (photo Figure 99) où l'altitude de son pied de falaise a été mesurée de manière précise à 18 +/- 2 m (Figure 100).

Sur cette pointe, T1 n'est représentée que par une surface d'abrasion, aucun dépôt associé n'ayant été observé. Plus près de la Puntilla à l'église de la base militaire, le matériel de la terrasse affleure bien (Figure 98) mais est difficilement échantillonnable (grès à faune dissoute).



Figure 98 : Coupe de T1 à l'Est de la Puntilla

La différence d'altitude entre l'Ouest (plus haut) et l'Est (plus bas) semble réelle, en dépit de l'incertitude de mesure. Cela pourrait être interprété comme le résultat de l'activité d'une faille ou bien un basculement. En l'absence d'autres « bonnes » mesures des altitudes des pieds de falaises entre ces deux localité il est difficile de répondre à cette question.

Afin d'effectuer des mesures U/Th, des *Anadara grandis* (échantillons : El Morro 1 et 1bis, Tableau 13 et Tableau 14 respectivement) ont été échantillonnés dans les dépôts de cette terrasse T1, dans la partie SE de la péninsule, sur les contreforts sud du Cero El Morro, à une altitude de 25 +/- 5 m (Figure 99). Il s'agit d'un dépôt sableux contenant quelques fossiles, observé à la faveur d'une tranchée d'irrigation.

T2 : terrasse marine Santa Elena

La terrasse T2, située immédiatement au-dessus de la terrasse Muey, est connue dans la littérature sous le nom terrasse *Santa Elena* (Hoffstetter, 1948). Cette terrasse marine affleure particulièrement bien aux alentours de l'agglomération du même nom. Elle possède un pied

de falaise extrêmement bien repérable au pied du cerro de Ballenita mais difficile à mesurer précisément car il se trouve dans la zone urbaine (remblais, excavations). On estime l'altitude du pied de falaise à 35 +/- 10 m. Les affleurements relatifs à cette terrasse sont rares et seuls quelques fossiles attestent du caractère marin de ces surfaces. Ces fossiles peuvent être confondus avec les coquillages archéologiques (Cultura Las Vegas, par exemple). Cette terrasse marine est aussi présente à la pointe de la Puntilla où elle ceinture la totalité du relief présent. A cet endroit, l'altitude du pied de falaise de la terrasse Santa Elena s'y trouve à une altitude de 48 +/- 2 m.



Figure 99 : Mosaïque d'images Landsat de la péninsule de Santa Elena. La photo du bas montre la série la mieux conservée de terrasses marine du Nord du Golfe de Guayaquil. T1 : Terrasse marine Muey.

Comme pour T1, il existe une différence d'altitude entre l'Est et l'Ouest (Figure 99). Cependant la marge d'erreur de la mesure au pied du cerro de Ballenita (10m) et le manque d'autres altitudes de pieds de falaises ne permettent pas de conclure définitivement quant à l'origine de cette différence d'altitude (Figure 100). La terrasse T2 n'a pas pu être échantillonnée pour les datations.

T3 : terrasse marine El Alto

La terrasse marine la plus élevée de la péninsule de Santa Elena est classiquement nommée *El Alto*. Cette terrasse affleure largement au NNE de la péninsule de Santa Elena jusqu'à Ayangue. La terrasse est représentée par de larges surfaces surmontant les collines et les hauts topographiques de la zone comprise entre Capaes et Valdivia. Ces surfaces sont entaillées par les rivières. Durant le phénomène du Niño, il se constitue une large plaine alluviale inondée au dessus de laquelle culminent des surfaces planes. La terrasse marine *El Alto* affleure aussi en sommet du Cerro de Ballenita même si dans cette zone elle est confondue avec les dépôts sableux de la formation Tablazo sous-jacente. Ceci explique que Marchant (1961) n'ait pas identifié de dépôts relatifs à cette terrasse dans cette zone. Cette terrasse n'a pas fourni de matériel permettant de réaliser de datation.



Figure 100 : Altitudes de pieds de falaise des terrasses marines du Nord du golfe de Guayaquil.

II.3.3 L'île de Puná

II.3.3.a <u>Généralités</u>

L'île de Puná se situe dans le Golfe de Guayaquil et est séparé de la péninsule de Santa Elena par le chenal El Morro. L'île mesure 51 km de long et 25 de large. La plupart de l'île culmine à une altitude de 40 m. Le point topographique le plus haut est localisé sur la façade Est de l'île dans la cordillère de Zambapala (300m).



Figure 101 :Geological map of Puná Island, located on figure 2. ZLWZ: Zambapala Lechuza Wrench Zone. T1: lower marine terrace (20 +-5m, M.I.S. 5), T2 middle marine terrace (40 +- 10m, M.I.S. 7 or 9), T3 upper marine terrace (100 +- 10m, M.I.S. 9 or 11), see text for detail on the terraces. The letters J and K refer to observation points (see text).

La plupart de l'île est composée de dépôts pliocènes et pléistocènes, représentés respectivement par les membres Placer et Lechuza de la formation Puna. Cette couverture

repose en discordance un soubassement fait des silts et des grès de la formation Tosagua (Miocène) qui affleure dans le centre de l'île, de part et d'autre du chenal el Morro et sur les îlots Farallon dans le chenal. Ceci établit la continuité structurale entre le bloc de Santa Elena et la partie Nord Ouest de Puná. Les cordillères de Zambapala et de San Ramon ainsi que la dépression de Lechuza sont composées de dépôts estuariens ou marins peu profond d'âge pléistocène inférieur à moyen. Sur les partie occidentale et méridionale de l'île, nous avons identifié 3 terrasses marines distinctes aux altitudes comprises entre 20 +/- 5 m et 90 +/- 10 m.

II.3.3.b <u>Description des terrasses marines</u>

La première terrasse, T1

La terrasse T1 (la plus basse et la plus récente) a été découverte sur la rive du chenal el Morro, du côté de l'île de Puna. C'est une plate-forme d'abrasion typique reposant en discordance sur la formation Tosagua et recouverte par 2 m de sédiments marins incluant des bivalve d'eau peu profondes en position de vie (*Anadara grandis, Ostra aff iridescens, Chione sp, Tagelus sp*). La position précise du pied de falaise de cette terrasse est difficile à déterminer à cause de la platitude du paysage de l'île. Cependant, nous avons interprété un faible ressaut morphologique observé à une altitude de 20 +/- 5 m comme représentant le pied de falaise.

La deuxième terrasse T2

La terrasse T2 est un exemple typique de Tablazo se développant sur des dépôts marines peu profonds datant du Pléistocène. Le membre Lechuza de la formation Puná affleure sur les falaises côtière de la zone de Subida Alta, avec un pendage faible montrant la discordance avec la surface érosive supérieure. Des dépôts de plage sont observés sur cette surface, mais ils sont impossible à différentier de la formation Lechuza sous-jacente. A l'intérieur des terres, au niveau de Subida Alta, plusieurs mètres de dépôts alluviaux couvrent la plate-forme. Le pied de falaise majeure de cette terrasse est soulevé à une altitude de 40 +/- 10 m, sur le piedmont occidental de la cordillère de Zambapala.

La troisième terrasse T3

La terrasse T3 a été découverte au Sud de la cordillère de Zambapala. Son pied de falaise est soulévé jusqu'à une altitude de 90 +/- 10 m. La surface est disséquée et coupée par la zone de failles courant le long de la partie Est de la cordillère de Zambapala. Aucun dépôts marin en relation avec cette terrasse n'a été clairement mis en évidence, à cause de leur similarité avec les dépôts marins peu profonds de la cordillère Zambapala.

II.3.4 Datation

Les datations qui ont été réalisées dans le secteur de la péninsule de Santa Elena et de l'île Puná sont des mesures U/Th sur des coquilles de bivalves (charnières) ou de gastéropodes (columelle). Les localisations des échantillons sur la péninsule de Santa Elena sont présentées sur la Figure 99. Les résultats des datations de l'île de la Plata sont présentées en Annexe dans l'article consacré au Golfe de Guayaquil.

^{230Th} / ²³⁴ U	\pm^{230} Th/ 234 U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	$\pm^{234} \text{U}/^{238} \text{U}$	âge (ka)	+	-
0,74530	0,01120	1,3365	0,0256	136,204	4,536	4,298
Const. ^{230Th}	0,009195		Costa-1			
Const. ²³⁴ U	0,002835					

Tableau 11 : Echantillon Costa 1. Décroissance U/Th de la columelle d'une coquille de Conus aff fergussoni.

^{230Th} / ²³⁴ U	\pm^{230} Th/ 234 U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	$\pm {}^{234}U/{}^{238}U$	Age (ka)	+	-
0,66480	0,00590	1,3062	0,0118	111,974	1,854	1,814
Const. ^{230Th}	0,009195		Costa-1bis			
Const. ²³⁴ U	0,002835					

Tableau 12 : Echantillon Costa 1-bis. Décroissance U/Th de la même columelle d'une coquille de *Conus aff fergussoni*

L'échantillon Costa 1 présente une teneur en 238 U dix fois supérieur à la normale (2767 ppb !). Le rapport 234 U/ 238 U (1,3365) est supérieur à celui de l'eau de mer. Ces mesures prouvent une contamination certaine de cet échantillon. Un autre échantillon plus « propre » de la même columelle de *Conus aff fergusoni* a été analysé. Il s'agit de Costa-1bis. Cet échantillon présente les mêmes évidences de contamination. Cependant dans un cas comme dans l'autre, les âges obtenus sont des âges limites. C'est à dire qu'à Ballenita, T1 ne peut être plus jeune que 111 (ou 136 ka).

^{230Th} / ²³⁴ U	$\pm {}^{230}$ Th/ 234 U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	$\pm^{234} U/^{238} U$	âge (ka)	+	-
0,60790	0,00990	1,1907	0,0228	98,443	2,906	2,796
Const. ^{230Th}	0,009195		El Morro			
Const. ²³⁴ U	0,002835					

Tableau 13 : Echantillon El Morro. Décroissance U/Th de la coquille d'un Anadara grandis.

^{230Th} / ²³⁴ U	\pm^{230} Th/ 234 U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	$\pm^{234} \mathrm{U}/^{238} \mathrm{U}$	âge (ka)	+	-
0,59680	0,00100	1,2100	0,0016	95,393	0,268	0,268
Const. ^{230Th}	0,009195		El Morro-bis			
Const. ²³⁴ U	0,002835					

Tableau 14 : Echantillon El Morro-bis. Décroissance U/Th de la même coquille d' Anadara grandis.

Les échantillons El Morro et El Morro-bis montrent un fort ajout post-diagénetique d'uranium et leurs rapports ²³⁴U/²³⁸U sont supérieurs à celui de l'eau de mer. Sur ce site, la teneur en uranium varie du simple au double (4730 ppb et 2257 ppb pour El Morro et El Morro-bis respectivement) mais les âges obtenus sont très similaire (98 et 95 ka). Il s'agit d'une phase unique de contamination puisque tous les échantillons sont affectés. L'âge de 95 ka peut donc être reconnu comme un âge limite (âge de la contamination ?).

II.3.5 Interprétation chrono-stratigraphique

Dans cette partie nous nous baserons sur la chrono-stratigraphie proposée par Dumont et al., (soumis à *Tectonophysics*) pour l'île de Puná. Dans cette zone, T1 a été attribué au S.I. 5e à partir de datations 14C et U/Th et des évidences morphologiques (assez vaste, probablement complexe).

Pour les zones de Ballenita et de El Morro, une assignation de T1 au S.I. 5 semble logique. Les âge limites obtenus (111 et 136 ka) et les observations morphologique à Ballenita comme à El Morro laissent à penser que T1 a été formé durant le maximum du dernier interglaciaire (S.S.I.5e) tandis que les dépôts échantillonés à El Morro pourraient être relatifs au haut niveau marin du S.S.I 5a. D'une manière générale, il apparaît que le S.I. 5e est responsable de la création de la terrasse marine T1 sur la péninsule de Santa Elena et l'île de Puna.

III. LA COTE NORD PERUVIENNE

Les terrasses marines de la côte Nord Péruvienne s'étendent entre 4°S et 6,5°S (Figure 102), couvrent une superficie entre 15 et 20 000 km², et constituent donc une des plus vastes superficies mondiales de dépôts littoraux quaternaires. A titre de comparaison, sur le reste de l'Arc de Talara, les terrasses marines ne couvrent que 3 000 km² environ.

Les terrasses marines du Nord Pérou ont été repérées dès 1916 par Berry, (in Bristow, 1977). Les interprétations ont variées quant à leurs significations (marge oscillante ? transgression généralisée ?) et leurs âges (Pliocène ? Quaternaire ?) (Bosworth, 1922; Olsson, 1939, 1942 ; Sheppard, 1930, 1937). Tschoop (1948) généralise le nom de tablazo (superlatif du mot *Tabla*, planche) pour décrire les vastes entendues faiblement inclinées vers le Sud qui sont présentes entre El Alto et Paita (Figure 102). DeVries (1984, 1986, 1988) présente une étude de la partie Nord des Tablazo, entre le village de Mancora (Nord) et le Río Piura (Sud). Il analyse la néotectonique de la zone de Cabo Blanco au moyen des différences d'altitude des dépôts (et non des pieds de falaise) des terrasses marines ainsi que par le réseau de drainage. Ensuite, il étudie le contenu paléontologique du tablazo Mancora et de son substratum (la formation Taime). Plus récemment, Macharé et Ortlieb (1994) proposent une répartition plus étendue des terrasses marines et des tablazos Nord Péruviens, jusqu'au massif de Illescas. Ces auteurs concluent au basculement en bloc vers le Sud de ces terrasses mais soulignent le fait que les failles apparaissent mal sur le terrain. Les taux de soulèvement qu'ils proposent varient de 0,4 à 0,04 mm/an mais restent indicatifs en raison de l'absence de datations.

En conclusion, les terrasses marines et tablazos ont été identifiés, leur répartition générale et la tectonique générale appréhendées (blocs basculés), mais dans le détail peu de pied de falaise ont été mesuré et surtout aucune datation n'avait été obtenue. Notons aussi que les études antérieures proposent peu d'explications quant à la signification de ces soulèvements dans le contexte géodynamique régional.

Pour la description, nous distinguons trois zones qui sont du Nord vers le Sud : 1) la région comprise entre Cancas et le río Chira 2) le massif de Paita et 3) le massif de Illescas (Figure 102). Cependant, sur le terrain, la zone de terrasse apparaît plus ou moins continue à l'observation en dépit des coupures formées par les fleuves (notés río sur la Figure 102) Chira et Piura. Cette division est au départ géographique. Les terrasses marines sont bien marquées sur les flancs des massifs Amotape, Paita et Illescas qui soulignent l'Outer Shelf Ridge (chapitre 1). Les tablazos peuvent être extrêmement développés et atteindre plusieurs dizaines de km de large comme le tablazo Mancora (Figure 102 et Figure 103). Cette répartition géographique est particulièrement visible sur les images Landsat de la zone (Figure 103 et Figure 108). Pour la période de temps couverte par cette étude, tout se passe comme si on assistait à la persistance des morphologies côtières (caps, baies et îles par exemple) phase interglaciaire après phase interglaciaire. Les terrasses et les plates-formes actuelles sont le mieux marquées sur les pointes tandis que leur morphologie est parfois indiscernable dans les baies (cf. baie de Bayovar, Figure 108). Dans cette étude, nous ne conserverons la toponymie des travaux antérieurs que pour les tablazos Mancora et Talara.

III.1. Cancas-Río Chira (Série 1 à 4)

Entre Cancas et l'embouchure du Rio Chira, sur une zone côtière d'environ 100 km de long sur 30 km de large (Figure 103), la répartition des terrasses est la suivante : 2 terrasses basses (T1 et T2 dont les altitudes sont inférieur à 70m) affleurent sur la bandes côtières à Cancas, Los Organos, Cabo Blanco, et Lobitos. T2 est généralement beaucoup moins bien conservé que T1 (connu dans la littérature comme le tablazo Lobitos) et, le plus souvent n'est pas mentionné dans les études antérieures. Au-dessus de T1 et T2, se trouvent les tablazos Mancora et Talara qui s'étendent sur des distances pouvant atteindre 30 à 40 km à l'intérieur des terres. Entre Mancora et Punta Restin (Figure 103), le tablazo Mancora (305 +/- 10m) surmonte les terrasses (T1 et T2). Le tablazo Talara (120 +/- 10 m) surmonte T1 et T2 à Lobitos. Si on excepte les secteurs de Cancas et du Sud de Talara, les terrasses marines et les tablazos reposent généralement en apparente concordance sur la formation Taime d'âge pliopléistocène.



Figure 102 : A) MNT du Nord Pérou. B) Cartographie schématique des terrasses marines du Nord Pérou et localisation des séries de terrasses marines.

III.1.1 Série 1 : Cancas

III.1.1.a <u>Description</u>

Les terrasses marines les plus septentrionales du Nord Pérou sont localisées entre le Sud du village de Cancas et Punta Sal (Figure 103) à 4°S de latitude. Elles ne sont pas décrites dans les études antérieures. Deux terrasses marines, entaillées dans la formation Talara d'âge Eocène (cf. chapitre 1), sont plus ou moins bien préservées sur une bande côtière de 5 à 7 km de long. Le pied de falaise de la terrasse T1 se trouve à une altitude de 52 +/- 5 m tandis que celui de T2 est à 92 +/- 5m (Figure 106). La marge d'erreur tient au fait que ces terrasses sont très érodées. Les dépôts sableux peu consolidés de ces terrasses ont été échantillonnés pour effectuer des datations optiques. Il s'agit des échantillons NP7 et NP6 respectivement prélevés sur T1 et T2 dans des couches de sables de 1 à 1,5 m d'épaisseur. A cause de la mauvaise préservation de ces terrasses marines, les échantillons NP 6 et 7 ont été collectés à distance du pied de falaise (300 m). Ici T1 et T2 ne sont pas immédiatement surmontés par un tablazo. Le tablazo Mancora se trouve à une dizaine de kilomètres au Sud (Figure 103).

III.1.1.b <u>Datations</u>

L'échantillon NP6 prélevé dans T2 a donné un âge minimum corrigé de 99 +/- 18 ka tandis que NP7 prélevé dans T1 a donné un âge minimum corrigé de 78 +/- 4 ka

	Dose équivalente		Dose annuelle		Valeur g	Ages I		RSL (ka)	
	(Gy)		(Gy/ka)		% par décade	Mesuré		Corrigé*	
		Err		Err			Err		err
NP6	136	6	2,02	0,15	4.9 ± 1.8	67	6	99	18
NP7	120	5	2,07	0,14	4.1 ± 0.6	58	5	78	4

Tableau 15 : Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 6 et NP 7 à Cancas



Figure 103 : Mosaïque d'images satellite Landsat montrant les terrasses marines de la zone comprise entre Cancas et le fleuve (río) Chira.

III.1.1.c <u>Interprétation chrono-stratigraphique</u>

Dans cette zone, nous disposons de deux datations optiques, ce qui correspond à une datation optique par terrasse composant cette série de deux terrasses. Les résultats de ces datations sont relativement proches et ne sont pas significativement différents lorsqu'on tient compte des marges d'erreurs. Au regard : 1) de la morphostratigraphie de la zone et en particulier de l'excellente conservation de T1 par rapport à T2, 2) de ce qui se passe plus au Sud (cf. III.1.3) 3) du fait que les échantillons, ont été prélevés en position distale, nous proposons de corréler T1 au maximum du dernier interglaciaire, c'est à dire au S.S.I. 5e. Dans ce cas, T2 équivaut 1) soit à la répétition de la même terrasse par une faille, 2) soit à une terrasse plus vieille que T1. La première hypothèse souffre de l'absence d'évidence morphologique associable à une faille comme un escarpement bien marqué par exemple. Nous proposons donc que la terrasse T2 est plus vieille que la terrasse marine T1. En considérant, un taux de surrection constant dans le temps et déduit à partir de l'altitude de T1 (cf. chapitre 4), T2 pourrait-être corrélé à l'avant dernier interglaciaire (S.I. 7).

III.1.2 Série 2 : Los Organos

III.1.2.a <u>Description</u>

Au Sud du village de Los Organos, T1 est présent le long d'une bande côtière de 10 km (Figure 103). T1 est extrêmement bien conservé et a permit la comparaison entre plate-forme d'abrasion actuelle et terrasses marines dans le chapitre 2. Le pied de falaise de T1 a été mesuré à une altitude de 31+/- 1 m. Cette altitude est en accord avec l'intervalle de 20 à 30 m proposé par Bosworth dès 1922. L'échantillon NP2 a été pris dans une tranchée à moins de 15 m du pied de falaise. L'affleurement consistait en une lentille de sable de 1,5 m d'épaisseur maximum recouverte par des colluvions (jusqu'à 2m d'épaisseur). En surface de cette terrasse, on observe à proximité du pied de falaise, des perforations dues à *Pholas chiloensis* et d'autres perforants ainsi que des gros gastéropodes roulés sur les grès de la formation Taime.

T2 est discernable sur une bande côtière de 5 km et n'est présent que sous forme de troncature horizontale au sommet des reliefs surplombant les cours d'eau (Figure 104). L'altitude du pied de falaise de T2 a été mesurée à une altitude de 60 +/- 10 m. Aucun dépôt marin relatif à cette terrasse marine n'a été trouvé.



Figure 104 : T1 et T2 au Sud de Los Organos. T1 est bien préservé tandis que T2 est extrêmement disséquée.

Au-dessus de T2 se trouve le tablazo Mancora qui est, ici, plus étroit (15 km) qu'au Sud à Lobitos (30 km) (Figure 103). Le bord distal du tablazo Mancora se trouve à une altitude d'environ 160 m tandis que le pied de falaise le plus haut a été mesuré à une altitude de 305 +/- 10 m.

Nous avons observé un pied de falaise intermédiaire à 250 m +/- 10, sur la route entre Los Organos et El Alto (Figure 105A). Cette rupture de pente est de l'ordre de 20 m au maximum et se repère bien dans le paysage (Figure 105B), en particulier lorsqu'on regarde vers le Nord. Ce pied de falaise a amené DeVries (1986) à modifier la nomenclature de Bosworth (1922) en définissant un tablazo Mancora « haut » et un tablazo Mancora « bas ». La géométrie de ce pied de falaise (Figure 103), suggère une baie intérieure séparée de la mer ouverte par une ligne d'îles barrières d'altitude faible (DeVries, 1986). Il est possible que d'autres pieds de falaises intermédiaires existent mais seule une étude altimétrique très détaillée (GPS différentiel par exemple) permettra de les distinguer et de mesurer précisément leurs altitudes.

différencier des terrasses marines. Le pied de falaise est estimé de manière cartographique à 305 +/- 10. Cette altitude est en accord avec les mesures de DeVries (1986) et de Macharé et Ortlieb, (1994). La limite supérieure des terrasses, c'est à dire le pied de falaise sommital du tablazo Mancora, vient mouler les flancs Sud du massif de Amotape.



Figure 105 : Pied de falaise intermédiaire du tablazo Mancora. (A) Détails. (B) Morphologie générale



Figure 106 : Altitudes des pieds de falaise des terrasses marines de la région comprise entre Cancas et le fleuve Chira. A: Cancas. B: Los Organos. C: Lobitos. D:Talara.

III.1.2.b <u>Datations</u>

L'échantillon NP2 prélevé sur T1 à Los Organos a donné un âge IRSL de 74 +/- 22 ka tandis que l'échantillon NP 4 prélevé au sommet du tablazo Mancora a donné un âge minimum corrigé de 160 +/- 12 ka (Tableau 16).

	Dose équivalente		Dose annuelle Valeur g		Ages IRSL (ka)				
	(Gy)		(Gy/ka)		% par décade	% par décade Mesuré		Corrigé*	
		Err		Err			Err		err
NP2	94	11	1,99	0,09	4.8 ± 1.5	47	6	74	15
NP4	241	14	2,24	0,13	4.9 ± 0.7	108	9	160	12

Tableau 16: Résultats de la datation optique (IRSL) de l'échantillon NP à Los Organos

III.1.2.c Interprétation chrono-stratigraphique

Dans cette zone, nous disposons d'une datation optique sur les sédiments de la terrasse la plus basse d'une série en comportant au moins 4 (pied de falaise intermédiaire dans le tablazo Mancora). Au regard : 1) de la morphostratigraphie de la zone et en particulier de l'excellente conservation de T1 par rapport à T2, 2) de ce qui se passe plus au Nord (cf. III.1.1.c) et plus au Sud, nous proposons de corréler T1 au maximum du dernier interglaciaire, c'est à dire au S.S.I. 5e. Dans ce cas, T2 équivaut 1) soit à la répétition de la même terrasse par une faille, 2) soit à une terrasse plus vieille que T1. La première hypothèse souffre, comme au Nord, de l'absence d'évidence morphologique associable à une faille (escarpement bien marqué par exemple). En considérant, un taux de surrection constant de le temps et déduit à partir de l'altitude de T1, T2 pourrait-être corrélé à l'avant dernier interglaciaire (S.I. 7) (cf.chapitre 4).

Les résultats de la datation de NP4 constituent un âge minimal. Il est évidemment peu probable que le tablazo Mancora (pied de falaise le plus élevé à 305 m) soit une terrasse aussi récente (<220, inférieur au S.I. 7 !). Ce résultat remet en cause la datation des terrasses hautes (vieilles) par la méthode IRSL. Les résultats de NP4 sont discutés plus loin (III.1.3.c) avec les résultats de NP 3.

III.1.3 Série 3 : Lobitos

III.1.3.a <u>Description</u>

Cette série est constituée de deux terrasses, T1 et T2 et de la partie distale du tablazo Mancora. La terrasse T1 correspond à la terrasse (ou parfois tablazo) Lobitos des études et des cartes antérieures (par exemple, Palacios, 1989) qui s'étend sur quelques kilomètres au Sud du village de Lobitos (Figure 103). Cette terrasse est extrêmement bien conservée et le pied de falaise se trouve à 26 +/- 2 m (Figure 106). Nous avons prélevé l'échantillon NP 5, à moins de trente mètres du pied de falaise, dans un affleurement lenticulaire de sable de 1 m d'épaisseur. T2 surplombe directement la partie Nord de T1 (Figure 103). Le pied de falaise de T2 se trouve à une altitude de 60 +/- 10 m.

Entre Lobitos et Punta Restin (Figure 103), on distingue des restes de T1 et T2, mais la conservation n'est pas aussi bonne que sur les pointes Lobitos, Cabo Blanco et Los Organos. Au dessus de T1 et T2, on observe le bord distal extrêmement disséqué du tablazo Mancora (Figure 103). Nous avons échantillonné du sable dans un affleurement du bord de la route qui va de El Alto à Talara en vue d'une datation IRSL (NP3) (Figure 103). L'affleurement consiste en une couche sableuse de 1 à 2 mètres d'épaisseur déposée en légère discordance sur des sables de la formation Taime et comprenant des fossiles tel *Ostrea megodon*, à 160 m d'altitude d'environ.

III.1.3.b <u>Datations</u>

L'échantillon NP5 collecté dans les sédiments de T1 à Lobitos a donné un âge IRSL corrigé de 88 +/- 12 ka (Tableau 17). L'échantillon NP3 prélevé dans les dépôts distaux du tablazo Mancora a donné un âge minimum corrigé de 171 +/- 32 ka (Tableau 17).
	Dose équi	ivalente	Dose an	nnuelle	Valeur g	Ages		RSL (ka))
	(Gy	y)	(Gy/	/ka)	% par décade	Mesuré		Corr	igé*
		Err		Err			Err		err
NP5	134	14	2,14	0,15	3.8 ± 1.1	63	8	88	12
NP3	259	17	2,35	0,14	5.3 ± 1.7	110	10	171	32

Tableau 17: Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP 5 et NP 3 à Lobitos

III.1.3.c Interprétation chrono-stratigraphique

Dans cette zone, nous disposons de deux datations optiques. La première (NP5) provient de sédiments de la terrasse la plus basse d'une série qui en comporte 2 et qui en surmonté du tablazo Mancora dont le bord distal se trouve à 160 m. Au regard : 1) de la morphostratigraphie de la zone et en particulier de l'excellente conservation de T1 par rapport à T2, 2) de ce qui se passe plus au Nord (cf. III.1.1.c, III.1.2.c), nous proposons de corréler T1 au maximum du dernier interglaciaire, c'est à dire au S.S.I. 5e. Dans ce cas encore, T2 équivaut 1) soit à la répétition de la même terrasse par une faille, 2) soit à une terrasse plus vieille que T1. La première hypothèse souffre, comme au Nord, de l'absence d'évidence morphologique associable à une faille (escarpement bien marqué par exemple). En considérant, un taux de surrection constant dans le temps et déduit à partir de l'altitude de T1, T2 pourrait être corrélé à l'avant dernier interglaciaire (S.I. 7) ce qui serait en accord avec la mauvaise préservation de T2.

Le résultat de la deuxième datation optique de cette zone (échantillon NP3) a donné un âge de 171 +/- 32 ka et est analysé conjointement à l'échantillon NP4 qui a donné un âge de 160 +/- 12 ka. NP 3 et NP4 donne un résultat similaire si l'on tient compte des marges d'erreurs et ceci alors qu'ils proviennent respectivement du bord distal (160 m) et du pied de falaise du tablazo Mancora (300 m). Il existe ici, et c'est le seul cas sur la totalité de l'Arc de Talara, une double contradiction entre stratigraphie (altitude des échantillons principalement) et résultat IRSL.

Tout d'abord, les datations IRSL ne permettent pas de distinguer sur une base chronologique les dépôts du bord distal et ceux du pied de falaise du tablazo Mancora alors que ces dépôts présentent une différence d'altitude d'environ 150 m. Et surtout, il est impossible que ces

échantillons soit aussi jeunes car les datations NP 5, NP2, NP 7 permettent de corréler les terrasses basses (20-30 m) au maximum du dernier interglaciaire (130 ka). Ceci implique que l'âge extrapolé de plus d'un million et demi d'année pour la terrasse où a été prélevé NP4, et de 800 000 ka pour la zone de NP3, c'est à dire hors de la limite d'application de la méthode IRSL. L'âge du tablazo Talara sera extrapolé à partir des vitesses de surrection déterminées sur les terrasses basses. discuté plus en détail dans le chapitre 4.

III.1.4 Série 4 : Talara

Le port de Talara a donné son nom au tablazo du même nom. Dans ce secteur, le développement des tablazos est particulièrement spectaculaire (Figure 107). Le tablazo Mancora vient se mouler sur les flancs des Cerros de Amotape, à une altitude estimée de manière cartographique à 300 +/- 10 m. Entre le sommet des falaises côtières (70 +/- 10 m d'altitude) et le pied de falaise sommital, sur le massif de Amotape, n'apparaît qu'une vaste superficie plane, sur laquelle, les pieds de falaises intermédiaires sont indiscernables. Ceci a créé un paysage plat et monotone, entre Talara et le Rio Chira (Figure 103), parfois interrompu par un relief marquant la présence d'une paléo-île sur les flancs du massif. Dans cette zone, nous avons mesuré l'altitude d'un dénivelé bien repérable à 120 +/- 10 m au Sud du changement d'orientation du fleuve Pariñas (Figure 103). S'agit-il de l'altitude du pied de falaise sommital du tablazo Talara, d'un escarpement de faille d'orientation NNO-SSE ou d'une combinaison des deux ? Cette faille semble se poursuivre plus au Sud, et pourrait expliquer l'inflexion du fleuve Chira (Figure 103).



Figure 107 : Aspect monotone des tablazos dans la région de Talara : tablazo Mancora (photo A), tablazoTalara (photo B).

III.2. Le massif de Paita (Séries 5 et 6)

III.2.1 Description

Ce massif paléozoïque se trouve au Sud du port de Paita (Figure 108). Une série de terrasses marines est bien présente sur chacun des flancs Nord Nord-Est (série 5) et Sud Sud-Ouest (série 6) de ce massif. La série de terrasse marine située sur le flanc Sud du massif est beaucoup moins bien conservée que celle présente sur le flanc Nord. Ce fait est à mettre en relation avec la direction de vent dominant, soufflant le plus souvent du SO vers le NE.

Contrairement à ce qui s'observe plus au Nord et plus au Sud, nous n'avons pas trouvé ici de terrasses marines basses (<50 m) qui sont pourtant mentionnées dans la littérature et en particulier dans la baie de Paita (Macharé et Ortlieb, 1994). Dans cette zone, les falaises littorales mesurent 60 +/- 10 m et entaillent une morphologie peu accentuée, régulière et monotone, qui s'étend jusqu'aux flancs du massif de Paita. Ce massif est constitué par des roches ignées (schistes, granite) au dessus desquelles on trouve des roches volcaniques crétacées (Formation Tortuga, Palacios, 1989).



Figure 108 : Cartographie des terrasses marines du Nord Pérou entre les massifs de Paita et Illescas (5°S et 6,5°S).

III.2.1.a Série 5 : le flanc protégé du massif (N-NE)

La série 5 sur le flanc protégé, comprend 5 terrasses marines avec leurs pieds de falaise se trouvant aux altitudes de 75 +/- 7, 89 +/- 2, 115 +/- 3, 122 +/- 2 et 145 +/- 2m (Figure 109) et est repérée comme la série AB sur la Figure 108.

Sur le plan morphologique, on remarque que le pied de falaise de T2 (89 +/-2 m, tablazo Talara des études antérieures) se distingue beaucoup mieux dans le paysage que le pied de falaise de T1 (75 +/-7 m). T2 forme un tablazo (Talara) dans lequel nous avons donc mis en évidence un pied de falaise intermédiaire (T1). Le pied de falaise de T2 est très bien marqué autour du massif qu'elle ceinture du manière quasi-continue. Au-dessus du tablazo Talara, la terrasse la mieux marquée est T5. Les terrasses T3 et T4 sont d'extensions latérales réduites (<100 m) et les altitudes de leurs pieds de falaises sont très proche.

Les terrasses marines de cette série constituent de beaux exemples de plates-formes d'abrasion sur des encaissants durs, notamment schisteux (Figure 110).



Figure 109: Altitudes des pieds de falaises de terrasses marines sur le massif de Paita.

La Figure 110 montre le pied de falaise de la terrasse T4 qui est la plus haute de cette zone. La rupture de pente du pied de falaise est très bien marquée au niveau du personnage et se trouve à 145 +/- 2 m . La plate forme mesure près de 200 mètres et comporte peu ou pas de dépôts.

La paléo-falaise marine est très bien développée, d'une hauteur supérieure à 30 m et constitue la partie sommitale du massif de Paita.



Figure 110 : T4 sur le flanc protégé (oriental) du massif de Paita (Nord Pérou).

III.2.1.b <u>Série 6 : le flanc exposé du massif (S-SO)</u>

La série 6, située sur le flanc exposé au vent (flanc Sud Sud-Ouest), comprend 2 terrasses marines avec leurs pieds de falaise respectifs aux altitudes de 89 +/- 4 et 115 +/- 5 m (Figure 109) et est repérée comme la série CD sur la Figure 108.

Dans cette zone (série 6) (Figure 108), le substratum des terrasses marines est constitué de roches volcaniques paléozoïques rouges de la formation Tortuga. Sur la Figure 111, la photo A présente une vue générale prise depuis la plage. On distingue très bien la discordance entre la formation Tortuga et les dépôts associés à la première terrasse (T1). Le pied de falaise de T1 a été mesuré à 89 +/- 4 m. Ici, au contraire du flanc oriental, on ne distingue pas de pied de falaise à 75 m d'altitude. La photo B présente les détails des dépôts associés à cette terrasse. Il s'agit de grès à passés sableuses incluant de rares fossiles de bivalves ou de gastéropodes. Le grès comprend des galets roulés provenant du substratum et présente des stratifications obliques caractéristiques de dépôts tidaux. Une passée sableuse de ce grès a été échantillonnée

en vue d'une datation IRSL. Il s'agit de l'échantillon NP11 (Figure 108). La terrasse marine sus-jacente (T2) de la série 6 est bien visible et son pied de falaise se situe à une altitude de 115 +/- 5 m. Du matériel sédimentaire a été collecté dans une petite tranchée en surface de la terrasse (NP 10, Figure 108). Il s'agit d'une couche de sable de moins d'un mètre d'épaisseur contenant quelques coquillages et des galets d'Hermelles roulés. Les terrasses marines de la série 6, sur le flanc oriental du massif de Paita, n'ont pas pu être échantillonnées par manque de dépôts.





Figure 111 : Terrasses marines de la zone de Tortuga, Massif de Paita, Nord Pérou.

Sur le flanc occidental du massif de Paita, sur la pointe faisant face à l'île Foca (Figure 108), on observe une paléo-île qui émerge littéralement de la terrasse marine dans une position similaire à l'île Foca, en mer plus à l'Ouest. Ceci illustre la persistance de certaines

caractéristiques géographiques (dans ce cas une île) sur des périodes de temps de l'ordre de la centaine de milliers d'années.



Figure 112 : Morphologie d'une paléo-île sur le première terrasse marine du flanc occidental du massif de Paita .

III.2.1.c Corrélation entre les séries de terrasse marines de flanc du massif de Paita

La corrélation des séries 5 et 6 présente sur les flancs du massif de Paita est faite par l'observation d'une terrasse continue (respectivement nommée T2 et T1 sur les séries 5 et 6) qui ceinture le massif et marque un excellent niveau repère. Les excellentes conditions de préservation sur le flanc Nord-Nord Est de ce massif permettent la préservation de pied de falaise intermédiaires (T1, T3, T4) de cette série, voir de caractéristique morphologique des plates-formes d'abrasion (T3 et T4). Sur le flanc exposé du massif n'est visible que le pied de falaise de la terrasse T1 (T2 de la série 6) qui correspond au pied de falaise sommital du tablazo Talara dans la zone. Le pied de falaise de T2 sur le flanc exposé du massif de Paita est mal conservé. Il est souvent recouvert de puissants cônes alluviaux qui sont visible sur les images satellites (Figure 108). Ce pied de falaise correspond très probablement au pied de falaise de T4 sur le flanc protégé.

III.2.2 Datation

L'échantillon NP 11 prélevé sur T1 du flanc exposé du massif de Paita a donné un âge corrigé IRSL de 131 +/- 21 (Tableau 18). L'échantillon NP 10, prélevé sur la T2 de ce même flanc exposé a donné un âge corrigé de 159 ka (Tableau 18).

NORD	Dose équi	valente	Dose annuelle		Valeur g	Ages IRSI		RSL (ka)	
PÉROU	(Gy	')	(Gy/	'ka)	% par décade	Mesuré		Corrigé*	
		Err		Err			Err		err
NP10	236	12	2,48	0,14	6.0 ± 1.1	95	7	159	20
NP11	250	8	3,05	0,19	5.3 ± 1.3	82	6	131	20

Tableau 18: Résultats des datations optiques (IRSL) des échantillons NP10 et NP 11 sur le flanc exposé du massif de Paita.

III.2.3 Interprétation chrono-stratigraphique

Dans cette zone, deux échantillons provenant respectivement de T1 et T2 (NP 11 et NP 10) sur le flanc exposé, le flanc occidental du massif, ont donné les âges de 131 et 159 ka. Tout d'abord rappelons que les datations IRSL permettent d'obtenir des âges limites minimums sur les dépôts d'une terrasse et non directement du pied de falaise (plus vieux).

L'échantillon NP 11 a été prélevé en position distale par rapport à la terrasse (i.e. sur une falaise en bord de mer), donc la terrasse T1 de la série 6 ne peut être relié au dernier interglaciaire malgré la bonne concordance entre l'âge de la datation et celui du S.I.5e. Ainsi, cette terrasse est plus vieille que le dernier interglaciaire. Ce fait est appuyé par le fait qu'une terrasse basse ait été reconnue (20 m) à Paita (Macharé & Ortlieb, 1994). Par comparaison avec ce qui se passe plus au Nord (III.1.1.c,III.1.2.c,III.1.3.c) la terrasse basse de Paita, non observé dans cette étude, est corrélée au S.I. 5e. L'échantillon NP 10 a été prélevé à une altitude d'environ 100 m, en position distale par rapport au pied de falaise T2 de la série 6 et a donné un âge plus vieux (159 +/- 20 ka) que NP 11, en accord avec la stratigraphie.

Deux hypothèses découlent du fait que T1 de la série 6 (T2 de la série 5) est plus vieille que le S.I.5e :

1) T1 est corrélable à l'avant interglaciaire, le S.I. 7. Cette hypothèse impliquerait à cause du taux de soulèvement déduit de T1, une réduction du taux de surrection au cours du temps. Cette hypothèse n'est pas non plus en accord avec la morphostratigraphie des terrasses marines au niveau mondial et confirmée dans cette étude sur l'Arc de Talara, à savoir que les terrasses relatives au S.I.7 sont généralement de faible développement, voire absente.

2) T1 de la série 6 est corrélable à l'avant avant-dernier interglaciaire le S.I. 9 (330 ka), ce qui impliquerait un taux de soulèvement relativement constant dans le temps. Cette hypothèse est en accord avec la morphologie des terrasses. Dans cette hypothèse T1 de la série 5 (75 +/- 7 m) pourrait être le pied de falaise d'une terrasse corrélé au S.I. 7, ou à un haut niveau marin tardif du S.I. 9.

Cette dernière hypothèse paraît la plus probable car dans la zone ou été repéré des pieds de falaises aux altitudes comprises entre 20 et 50 m (Macharé & Ortlieb, 1994) et par comparaison avec ce qui se passe plus au Nord, ces terrasses marines basses sont corrélées avec le S.I.5e. Ainsi T1 de la série 6 (T2 de la série 5) est corrélable avec le stade isotopique 9. Les âges des terrasses marines les plus hautes de la zone seront discutés dans le chapitre 4.

III.3. le massif de Illescas et la baie de Bayovar (Série 7)

III.3.1 Description

Ce massif est constitué d'un cœur de gneiss entouré de schistes et de quartzites paléozoïques métamorphisées. Ce massif est bordé par une zone très basse (altitude 20 m à 30 km de la côte), désertique, sur laquelle on discerne des dénivelés peu important (5m) mais qui apparaissant significatifs dans ce paysage de pente faible.

Les terrasses marines de ce secteur sont extrêmement bien marquées sur les flancs du massif de Illescas où l'on observe la même disymétrie morphologique que sur le massif de Paita. Ce massif correspond à la partie continentale la plus méridionale de l'*Outer Shelf Ridge* péruvien et des terrasses marines de l'Arc de Talara (6,5°S). C'est aussi sur l'Arc de Talara, l'endroit où on observe la série de terrasses marines la plus complète car on dénombre 7

terrasses marines entre 3 +/- 1m et 200 +/- 10 m d'altitude. Les terrasses marines basses de cette série (T1, T2, T3) existent aussi dans toute la zone comprise entre les massifs de Illescas et Paita, (baie de Bayovar) mais elles y sont difficilement discernables à cause 1) de la formation de Tablazo et 2) de l'existence probable de failles d'orientation parallèle à la côte (NN0-SSE).

La série proposée (Figure 113) est une série composite, et a été établie pour une partie, dans la partie sud de la paléo-baie de Bayovar et pour l'autre sur le bord septentrional du massif de Illescas (coupe EF et GH de la Figure 108). La corrélation des deux parties de la série est assurée par T2 (33 m) qui est continue sur le bord du massif et vient épouser de manière continue la forme de la paléo-baie de Bayovar. Les altitudes des pieds de falaises des terrasses marines repérées sur le flanc occidental du massif de Illescas n'ont pas pu être mesurées car l'accès est réservé (raffinerie de Petro-Peru).



Figure 113: Altitudes des pieds de falaises dans la paléo-baie de Bayovar et le massif de Illescas.

Les 6 premières terrasses sont soulevées aux altitudes respectives de 3 +/- 1 m, 18 +/- 3, 33 +/- 1, 51 +/- 3, 64 +/- 2 et 89 +/-1 m. Ces terrasses sont parfois très étroites : T4 et T5 ne mesurent à peine quelques dizaines de mètres sur les flancs Nord-Ouest du massif de Illescas. Au dessus des ces 6 terrasses marines, T7 est très bien développé (tablazo), et surplombe ce paysage en marche d'escalier, à 200 m d'altitude (Figure 116).

III.3.1.a <u>La paléo-baie de Bayovar</u>

Dans la baie de Bayovar, la terrasse T1 est largement développée (jusqu'à 10 km en moyenne) et elle correspond au niveau Salinas de Macharé et Ortlieb, (1994). Le pied de falaise de cette terrasse marine a été mesuré à une altitude 3 +/- 1 m. Le dénivelé de la paléo-falaise littorale mesure moins de 5 m. Et ce pied de falaise se trouve bien visible dans le prolongement probable d'une faille repérée sur les image Landsat (Figure 108). Cette zone basse est actuellement protégée de la mer par un épais cordon littoral. On peut s'interroger sur la persistance d'une plaine côtière aussi basse dans une zone où sévit le phénomène ENSO et se demander si cette terrasse en est bien une. Des coquilles fossiles de *Chione sp, Turitella sp, Anomia peruana* et de méga-balannes (crustacés cirripèdes) ont été collectées à moins de 50 mètres du pied de falaise. Ces coquillages ont été datés au ¹⁴C. Il s'agit des échantillons Sechura A et Sechura C (Figure 108 pour les localisation, Tableau 19et Tableau 20 pour les résultats). L'échantillon Sechura A est composé de balannes et l'échantillon C de coquilles de *Chione sp* et *Turitella sp,* trouvées en place (valves de *Chione* jointes, en position de vie).

La terrasse T2 est bien développée et son pied de falaise se trouve à une altitude de 18 +/ - 3 m. Les dépôts de T2 sont des sables ou des lumachelles. Les sables ont pu être échantillonnés pour une datation optique (NP 18). Les lumachelles peuvent être à *Pecten* ou à *Ostrea megodon*. Il s'agit de dépôts de baie très peu profonde, facile à imaginer dans la morphologie actuelle de la baie de Bayovar (Figure 108). Notons aussi que les pieds de falaise de T1 et T2 épousent la forme actuelle de la baie de Bayovar, mais qu'ils sont tout deux situés dans l'alignement de la faille qui affecterait le cours du rio Piura au Nord et de la faille qui affecterait l'estuaire de Virrila au Sud (Figure 108).

La terrasse T3 est très réduite mais bien visible dans le paysage. Sur la route qui va de Sechura à la route Panaméricaine, le pied de falaise de T3 se trouve immédiatement au-dessus de T2, à 33 m +/- 5. T3 est donc très réduite. Le pied de falaise de T2 à 18 +/- 3 se trouve dans l'alignement d'une faille ENE-SSO dont la trace suit le flanc oriental du massif de Illescas. Cette morphologie est peut-être du à la présence d'une faille et ne correspondrait donc pas vraiment à un pied de falaise. Il peut aussi s'agir de la conjonction des deux, c'est à dire un pied de falaise suivant une ligne de faille. La terrasse T3 comporte des dépôts sableux organisées en lentille qui ont pu être échantillonnés pour les datations optiques (NP20). T3 suit la forme actuelle de la baie de Bayovar et se retrouve sur les flancs du massif de Illescas.

III.3.1.b <u>Le massif de Illescas</u>

Sur le flanc Nord-Ouest du massif, l'altitude du pied de falaise de T3 se trouve à 33 ± -1 m. Sur ce massif au-dessus de T3, se trouvent des plates-formes d'abrasion de tailles réduites (quelques dizaines de mètres, pas de sédiments) nommée T4 et T5 dont les pieds de falaise respectifs ont été mesurés à des altitudes de 51 ± -3 m et 64 ± -2 m.

T6 présente un pied de falaise extrêmement bien marqué et bien conservé à 89 +/- 2 m (Figure 114). Une telle conservation est rendue possible par la nature du substratum (schistes paléozoiques) et du régime climatique de zone désertique en époque glaciaire comme en époque interglaciaire. L'absence de dépôts continentaux sur la surface de la terrasse (sol ou colluvions) suggère que les climats des époques glaciaires sont peu érosifs et ne fournissaient pas plus de dépôts que le climat désertique actuel. Les dépôts, lorsqu'ils sont présents, sont représentés par jusqu'à 1 m de grès coquilliers comportant des faunes dissoutes avec des galets en plaquettes de schistes et des conglomérats (Figure 115).



Figure 114 : Pied de falaise et dépôts gréseux de T6 (photo A et B).



Figure 115 : Coupes de T6

T7 ceint le massif de Illescas à une altitude de 200 +/- 10 m. Il s'agit d'une série de plusieurs plates-formes d'abrasion imbriquées qui mesure 3 à 4 km de large et recouvre soit les dépôts schisteux paléozoiques, soit la formation Plio-Quaternaire Tric-Trac. Ce Tablazo est extrêmement bien repérable dans le paysage (Figure 116).



Figure 116 : Le massif d'Illescas au Nord Pérou. (A) Vue depuis T1. On distingue bien en arrière plan T7. La photo (B) est prise en position distale T7 (200 m +/- 10m).

Autour du massif de Illescas, les terrasses marines s'étendent vers l'Est et le Sud Est. Dans cette zone cartographiée comme quaternaire (chapitre 1), les terrasses ne sont représentées que par des troncatures au sommet de buttes témoins. Certains des pieds de falaises que l'on retrouve sur le massif de Illescas sont très présents plus à l'intérieur des terres, à plus de 75 km de la côte ! Au Sud-Est du massif de Illescas se trouve une zone d'altitude très basse (jusqu'à – 38 m au dessous du niveau marin) et ce à moins de 10 km de la mer. Ces zones sont protégées des incursions marines par d'épais cordons littoraux.

III.3.2 Datations

III.3.2.a <u>Le Carbone 14</u>

Les deux échantillons proviennent du même affleurement de T1. Il s'agit de Sechura A (Méga-Balanes) et de Sechura C (*Chione sp* et *Turitella sp*), dont les résultats sont respectivement présentés dans le Tableau 19 et le Tableau 20.

Sample Data	Measured	13C/12C Ratio	Conventional
	Radiocarbon		Radiocarbon Age(*)
	Age		
SECHURA A	36940 +/- 990 BP	0.0* 0/00	37350 +/- 1040* BP

ANALYSIS : Radiometric-Standard delivery

MATERIAL/PRETREATMENT: (shell): acid etch

2 SIGMA CALIBRATION : (result is outside of the calibration range)

Tableau 19 : Résultats du ¹⁴C sur des coquilles de la baie de Sechura (Méga-Balanes)

Sample Data	Measured	13C/12C Ratio	Conventional	
	Radiocarbon		Radiocarbon Age(*)	
	Age			
SECHURA C	37210 +/- 740 BP	0.0* 0/00	37620 +/- 780* BP	

ANALYSIS : Radiometric-Priority delivery

 $MATERIAL/PRETREATMENT: \ (shell): \ acid \ etch$

2 SIGMA CALIBRATION : (result is outside of the calibration range)

Tableau 20: Résultats du ¹⁴C sur des coquilles de la baie de Sechura (*Chione sp*).

III.3.2.b <u>L'IRSL</u>

	Dose équi	ivalente	Dose ar	nnuelle	uelle Valeur g		Ages IRSL (ka)			
	(Gy	(Gy)		/ka)	% par décade	Mes	suré	Corr	igé*	
		Err		Err			Err		err	
NP18	206	13	2,80	0,16	5.2 ± 0.7	73	6	111	8	
NP20-1	331	32	4,53	0,32	4.9 ± 0.7	73	9	107	15	
NP20-2	331	32	3,68	0,20	4.9 ± 0.7	90	10	133	17	
NP20-3	331	32	2,86	0,15	4.9 ± 0.7	116	13	172	23	

Tableau 21 : Résultats des datations IRSL de la paléo-baie de Bayovar

L'échantillon NP 18 a donné un âge IRSL corrigé de 111 ka (Tableau 21). Pour l'échantillon NP 20, à cause de la forte radioactivité actuelle de l'échantillon (contamination récente ?) trois doses annuelle sont envisagée ce qui permet de proposer trois âges pour les dépôts de la terrasse T3 dans lequel a été prélevé l'échantillon NP 20.

III.3.3 Interprétations chrono-stratigraphique

Les résultats de datations au ¹⁴C des échantillons Sechura A et C sont proches de la limite de résolution de cette méthode ainsi T1 à Illescas (altitude 3+/- 1m) ne peut être plus jeune que 38 ka.

L'échantillon NP 18 a fournit un âge IRSL de 111 +/- 8 ka, ce qui vu le fort développement de T2 permet de corréler avec une relative confiance le pied de falaise de cette terrasse au maximum du dernier interglaciaire, c'est à dire au S.I. 5e.

La corrélation de T2 au S.I. 5e fixe un autre âge limite à T1. T1 est plus vieux que ~ 38 ka et plus récent que 130 ka (âge de S.I. 5e), ainsi T1 est très probablement corrélé au S.I. 5a (85 ka).

A cause d'une forte radioactivité, probablement due à une contamination récente (affleurement en bord de route), 3 doses annuelles ont été proposé pour l'échantillon NP 20 prélevé dans les dépôts distaux de la terrasse T3 dans une zone où celle dernière est extrêmement réduite (50 m tout au plus). Si l'on considère une dose annuelle sensiblement égale à celle déterminée pour NP 18 (~ 2,8), ce qui revient à tenir compte de la contamination récente, on obtient un âge IRSL minimum de 172 +/- 23 ka. Ceci pourrait permettre de corréler T3 avec le S.I. 7, c'est à dire l'avant dernier interglaciaire (220 ka).

IV. CONCLUSION : SYNTHESE DE LA REPARTITION DES TERRASSES MARINES RELATIVES AU S.I. 5 LE LONG DE L'ARC DE TALARA

Les études de terrain combinées à l'obtention de 2 datations au carbone 14, de 10 datations U/Th (9 présentées dans cette étude) et de 19 datations optiques (18 présentées) nous ont permis de corréler à des stades isotopiques, 24 terrasses marines provenant des quatre domaines de terrasses marines précédemment décrits. La période de temps couverte par les résultats s'étend jusqu'au S.I. 9 (330 ka) (cf. Article consacré à la péninsule de Manta et à l'île de la Plata) mais la grande majorité des datations mettent en évidence le S.I. 5 (dernier interglaciaire) et plus particulièrement le S.S.I. 5e. Ces résultats sont en concordance avec les observations réalisées dans d'autres endroits du Monde (cf. chapitre 2, terrasses marines et contexte géodynamique).

Le long de l'arc de Talara, les terrasses marines relatives au S.I. 5e se trouvent soulevées à des altitudes comprises entre 18 +/- 2 m (La Puntilla, Péninsule de Santa Elena, Nord du golfe de Guayaquil) et 57 +/- 2 m (Manta Nord). La moyenne de altitudes des terrasses corrélées au stade isotopique 5 e est de 54 sur la totalité de l'Arc de Talara. Mais cette moyenne pour l'Equateur est de 38 m tandis que les terrasses marines reliées au S.S.I. 5e se retrouvent à une altitude moyenne de 30 m au Nord Pérou.



Figure 117 : Altitudes des pieds de falaises liées au S.I.5 (a et e) le long de l'Arc de Talara.

Lorsqu'on superpose les altitudes des terrasses marines liées au S.I. 5 (a et e) sur une carte montrant le contexte géodynamique, on remarque tout de suite que les déformations les plus fortes sont enregistrées en Equateur, au front de la fosse où subducte la ride asismique de Carnegie.



Figure 118: Répartition des terrasses marines liées au S.I. 5.

Chapitre4 : vitesses de surrections et Interprétations

Les terrasses marines de l'Arc de Talara ont été décrites au chapitre précédent. Les datations obtenues (18 par la méthode IRSL, 10 par la méthode U/Th et 2 par la méthode ¹⁴C) ont permis de corréler 24 de ces terrasses avec des stades isotopiques impairs de l'oxygène représentatifs de phases interglaciaires quaternaires.

Dans ce chapitre, les résultats des calculs des taux de surrection des côtes de l'Arc de Talara seront présentés. Ces valeurs seront ensuite extrapolées afin d'estimer l'âge des terrasses marines non datées, qui correspondent généralement aux terrasses les plus hautes. L'ensemble des résultats sera ensuite discuté en fonction des données sur les formations pliocènes ou plioquaternaires. Enfin, les implications géodynamiques et tectoniques de ces taux de surrection sont analysées, afin de discriminer les différents paramètres susceptibles de rendre compte du soulèvement.

I. SOULEVEMENT QUATERNAIRE DE L'ARC DE TALARA

On a vu dans le chapitre précédent que les altitudes des terrasses marines liées au maximum de la dernière phase interglaciaire (S.S.I. 5e) se trouvent à des altitudes variables mais le plus souvent inférieures à 50 m. Ceci implique que les taux de surrection sont variables d'un secteur à l'autre (Figure 119). D'un manière générale, ces taux de surrection sont moyens (<0.5 mm/an) voire faibles (<0,2 mm/an) et sont notamment plus faibles que les taux observés sur d'autres marges actives et sur les arcs insulaires. On suivra dans cette présentation la division géographique entre Equateur et Nord Pérou qui correspond aussi à des secteurs de comportement différent quant aux déformations pléistocènes.



Figure 119 : Taux de surrection déduits à partir des terrasses marines datées de l'Arc de Talara. Les marges d'erreurs des taux présentés sont la plupart inférieures à 5%. Les flèches rouges montrent les soulèvement modérés à forts (compris entre 0,40 et 0,51 mm/an), les flèches beiges représentent les soulèvements modérés compris entre 0,29 et 0,39 mm/an) et les flèches grises représentent les soulèvements faibles (entre 0,1 et 0,28 mm/an).

I.1.1 La côte Nord

I.1.1.a <u>Río Verde</u>

Taux de surrection

La série de terrasses marines la plus septentrionale et le plus orientale de l'Arc de Talara se trouve à Río Verde. Les datations obtenues ont amené à proposer deux hypothèses de corrélation possibles pour T1 et ont été présentées au chapitre précédent. Ces deux hypothèses entraînent, bien sûr, des taux de surrection différents.

$$1^{i \text{tere}}$$
 Hypothèse : T1 = S.I.3

Cette hypothèse correspond à l'attribution de T1 à un niveau marin du S.I. 3. Le S.I. 3 est un interstade complexe. Dans cette étude, nous considérons que les niveaux eustatiques de cette époque étaient situés entre – 60 m (Chappell et al., 1996) et – 40 m (Cabioch and Ayliffe, 2001) par rapport au niveau actuel et que ce S.I. a débuté aux alentours de 60 ka. Les taux de soulèvement calculés sont présentés numériquement dans le Tableau 22 et graphiquement sur la Figure 119.

	Altitude pied de	Age S.I.	Niveau	Déplacement	Taux de surrection
	falaise	isotopique	eustatique du	(D) en m	(mm/an)
		considéré	haut niveau		
		(ka)	marin		
			(m)		
T1 (Est)	31 +/- 2	60	- 50 +/- 10	81 +/- 12	1,15 <v 1,55<="" <="" td=""></v>
					1,35 +/- 0,2
T1 (Ouest)	41 +/- 2	60	- 50 +/- 10	91 +/- 12	1,31 <v< 1,71<="" td=""></v<>
					1,51 +/- 0,2

Tableau 22 : Taux de surrection de Río Verde si T1 assignée au S.I. 3.

L'attribution de T1 au S.I. 3 implique un soulèvement rapide (> 1mm) compris entre 1,15 et 1,71 mm/an qui serait de très loin le plus fort de l'Arc de Talara. Cette hypothèse est supportée par la morphologie générale de la côte entre Camararones et Las Peñas (cf.chapitre 3) et en particulier par la segmentation tectonique observée. Les images satellites, Landsat et Radars ERS 1 montrent des failles de direction principale NO-SE et ENE-OSO (failles de Río Verde, Las Peñas, Río Cayapas) qui délimitent des blocs probablement basculés comme le suggère la présence de marécages aux pieds des escarpement de failles. Le schéma est répétitif, et se reproduit en s'amplifiant vers le NE en direction de l'estuaire du Rio Cayapas. Cet estuaire est caractérisé par la présence de déformations holocènes impliquant au moins une ligne de faille de direction NNE-SSO et des mouvements verticaux associés en subsidence, et en soulèvements (Dumont et al., 2003). Cette activité récente, d'âge Holocène ou fini-Pleistocène s'étend au sud, jusqu'au secteur de las Peñas.

La zone de Río Verde se trouve donc à la transition entre un domaine globalement en soulèvement (l'Arc de Talara) et un domaine globalement subsident : le bassin de Borbon et la côte Sud colombienne. Du point de vue morphostructural, la faille de las Peñas marque la bordure septentrionale de l'Arc de Talara.

Au XX^{ième} siècle, 4 séismes majeurs (Mw>7) ont affectés la partie Nord de la côte équatorienne entre Bahia de Caraquez, Equateur et Tumaco, Colombie (chapitre 1). Cette activité sismique ainsi que les déformations holocènes observées dans la zone d'estuaire laissent à penser que les failles du secteur de Río Verde-Las Peñas ont pu participer aux déformations récentes liées à l'activité sismique de la région. Dans le cas d'un assignation de T1 au S.I. 3, nous proposons que le mécanisme principal du soulèvement soit de type co-sismique. Un tel soulèvement implique une vitesse extrêmement variable : évènement brusque (soulèvement ou subsidence ?) puis quiescence (et ré-ajustement éventuel). Sur les marges actives, les déformations co-sismique (subsidence ou surrection) impliquent des mouvements qui peuvent atteindre le mètre comme cela a été observé par exemple en 1995 au Chili (Ortlieb et al, 1996). Un soulèvement moyen de 1,2 mm/an correspond à un déplacement de 1,2 m par 1000 ans. Ceci reviendrait à considérer que le soulèvement co-sismique moyen serait d' environ 1 m par millénaire. Ce mouvement vertical positif moyen est parfaitement envisageable sur la période de temps considéré et correspondrait à 1 ou 2 séismes accompagnés de déformations verticales positives par millénaire.

2^{ième} Hypothèse

A Río Verde, la deuxième hypothèse revient à corréler T1 avec le S.S.I. 5e à la terrasse marine la plus basse. La fourchette d'erreur de la datation fait qu'il est difficile d'assigner cette terrasse à un interstade précis (5a, c ou e) de la dernière phase interglaciaire. On considérera le haut niveau marin le plus récent (5a) et le plus ancien (5e) de la dernière phase interglaciaire afin de déterminer une fourchette de valeur de taux de surrection.

	Altitude pied de	Age S.I.	Niveau	Déplacement	Taux de surrection
	falaise	isotopique	eustatique du	(D) en m	(mm/an)
		considéré	haut niveau		
		(ka)	marin		
			(m)		
T1 (Est)	31 +/- 2	5a (85)	De -10 à - 20 m	32 +/- 3	0,34 < V < 0,41
			(-15 +/-5)		0,38 +/- 0,04
T1 (Ouest)	41 +/- 2	5a (85)	De -10 à - 20 m	42 +/- 3	0, 45 < V < 0,52
			(-15 +/-5)		0,49 +/- 0,04
T1 (Est)	31 +/- 2	5e (130)	De 0 à + 6m	28 +/- 5	0,17 < V < 0,25
			(3+/- 3)		0,21 +/- 0,04
T1 (Ouest)	41 +/- 2	5e (130)	De 0 à + 6m	38 +/- 5	0,25 < V < 0,33
			(3+/- 3)		0,29 +/- 0,04

Tableau 23 : Taux de surrection de Río Verde si T1 est assigné au S.I. 5.

Par comparaison avec d'autres régions de l'Arc de Talara, mais aussi au regard des exemples publiés dans la littérature (chapitre 1), il est probable que le maximum du dernier interglaciaire (S.S.I. 5e) soit responsable de la formation de T1. Cette corrélation conduit à la détermination d'une vitesse de surrection maximale de 0,29 +/- 0,04 mm/an. C'est cette vitesse qui sera extrapolée pour estimer l'âge de la terrasse T2 de Río Verde. La vitesse de surrection plus faible à l'Est tient au fait que la faille de Cumilinche décale cette terrasse, il s'agit donc d'un effet tectonique local.

En conclusion, ces deux hypothèses entraînent des interprétations très différentes. La première hypothèse fait de Río Verde un cas à part sur l'Arc de Talara. Dans ce cas, cette zone

marquerait surtout un style très différent dans le soulèvement et une transition entre le domaine en subsidence tectonique de San Lorenzo et le secteur de l'Arc de Talara en soulèvement. L'autre hypothèse conduit à considérer le soulèvement de Río Verde comme homogène avec le reste du secteur Nord de l'Arc de Talara et en particulier avec le soulèvement de Punta Galera, la péninsule de Manta et l'île de la Plata, sur la côte équatorienne.

I.1.1.b <u>Extrapolation du taux de surrection</u>

La première hypothèse (T1 = S.I.3) conduit à déterminer une vitesse très rapide de surrection et à supposé un soulèvement d'origine co-sismique. En conséquence de quoi la vitesse de surrection est impossible à extrapoler car non constante.

La deuxième hypothèse (T1=S.I.5e) conduit à une vitesse de 0,29 +/- 0,04 mm/an (Figure 119) permettant de proposer pour T2 (100 +/- 10 m) un âge compris entre 272 et 440 ka en tenant compte des barres d'erreur du taux de surrection et entre 310 et 380 ka environ en ne tenant compte que de la marge d'erreur sur l'altitude de T2. Cette tranche d'âge correspondrait à une attribution à l'interglaciaire associé au S.I. 9 (330 ka). Dans ce cas là, il est nécessaire de s'interroger sur l'absence de terrasses marines reliées au S.I. 7, c'est à dire de terrasses marines relatives à l'avant-dernier interglaciaire. Sur le terrain, on ne voit pas de plate-forme d'altitude intermédiaire entre T1 et T2. Les séries de coupes sur les MNT ne révèlent pas non plus la présence d'une telle plate-forme qui aurait pu être « manquée » sur le terrain. Mais on remarquera que sur l'Arc de Talara, les terrasses relatives au S.I. 7 lorsqu'elles sont observables, sont moins bien marquées que celles relatives au S.I.5, comme c'est le cas à Punta Galera, à Manta et à Paita. Cette remarque sur le faible développement des terrasses marines relatives au S.I.7 par rapport à celles corrélées au S.S.I. 5 et S.I. 9 est en accord avec les données mondiales (Bull, 1985 ; Trenhaile, 2002). Cependant pour des taux de surrection similaires (Manta Nord), les terrasses marines liés au S.I.7 ont été clairement observées sur le terrain.

I.1.1.c <u>Synthèse</u>

Le secteur de Río Verde est un secteur en transition à l'extrémité septentrionale de l'Arc de Talara. Ceci est parfaitement établi au niveau morphologique par exemple ou on ne retrouve pas les terrasses marines sur des caps ou des pointes (comme c'est le cas dans tout l'Arc de Talara). Au niveau de l'âge des terrasses marines, même si un doute subsiste, l'âge IRSL peut être considéré comme fiable par comparaison avec les autres résultats IRSL sur le reste de l'Arc de Talara en conséquence de quoi cette zone à probablement connu le plus fort soulèvement relatif de l'Arc de Talara. Ainsi l'hypothèse d'un soulèvement rapide mais atypique de ce secteur est une hypothèse fortement probable.

I.1.2 Punta Galera

I.1.2.a <u>Taux de surrection</u>

Sur la pointe de Galera, les deux terrasses les plus basses ont été respectivement corrélées aux S.I. 5e et 7, sur la base des datations IRSL C25 et C26 (chapitre 3). Les taux des surrections calculés à partir de ces terrasses marines sont présentés dans le Tableau 24. A l'Est T1 et T2 sont abaissées, par le jeu de la faille de Cumilinche (Figure 90). Il s'agit donc d'un effet tectonique local qui réduit sensiblement la vitesse de surrection.

	Altitude pied	Age S.I. isotopique	Niveau eustatique du	Déplacement	Taux de surrection
	de falaise	considéré	haut niveau marin	(D) en m	(mm/an)
		(ka)	(m)		
T1 (Est)	20 +/- 1	5e (130)	De 0 à + 6 m	17 +/- 4	0,10 < V < 0,16
			(3+/- 3)		0,13 +/- 0,03
T2 (Est)	53 +/- 3	7 (220)	De 0 à – 2 m	54 +/- 4	0,22 < V < 0,26
			(-1 +/- 1)		0,24 +/- 0,02
T1 (Ouest)	46 +/- 2	5e (130)	De 0 à + 6 m	43 +/- 5	0,29 < V < 0,36
			(3+/- 3)		0,33 +/- 0,04
T2 (Ouest)	65 +/- 3	7 (220)	De 0 à – 2 m	66 +/- 4	0,28 < V < 0,31
			(-1 +/- 1)		0,30 +/- 0,02
T1	43 +/- 4	5e (130)	De 0 à + 6 m	40 +/- 7	0,25 < V <0,36
(Galerita)			(3+/- 3)		0,30 +/- 0,06
T2	61 +/- 3	220 (7)	De O $\dot{a} - 2$ m	62 +/- 4	0,26 <v 0,30<="" <="" td=""></v>
(Galerita)			(-1 +/- 1)		0,38 +/- 0,02

Tableau 24 : Taux de surrection de Punta Galera.

I.1.2.b <u>Extrapolation du taux de surrection</u>

Nous considérons donc les taux de surrection de la partie Ouest, à partir des altitudes les mieux contraintes (Punta Galera), ce qui revient à considérer un soulèvement moyen pour la période de temps couvrant les deux derniers interglaciaires, de 0,30 mm/an (Tableau 24). Si l'on considère ce taux de surrection constant, il a fallu entre un minimum de 320 ka et un maximum de 350 ka pour pouvoir soulever le pied de falaise de T3 jusqu'à 101 +/- 5 m. Cette extrapolation permet de proposer que T3 soit corrélable à un haut niveau marin de l'interglaciaire associé au S.I. 9 (330 ka).

I.1.2.c <u>Synthèse</u>

Les interprétations des datations des terrasses marines de Punta Galera ne posent guère de problème. Punta Galera se trouve légèrement au Nord de la bordure Nord de la ride de Carnegie qui présente un haut topographique à cet endroit (ligne bathymètrique 1000 m sur la Figure 122). Le soulèvement de la zone de Punta Galera est très probablement constant pour

les trois dernières phases interglaciaires, et présente une moyenne de 0, 30 +/- 0,05 mm/an ce qui constitue un taux de soulèvement relativement faible. Par ailleurs, les datations des dépôts relativement profonds (semi-bathyal ?) de la formation Onzole superieur lui confèrent un âge Pliocène supérieur (N21, Tsuchi,1997). Ceci implique un soulèvement entre le dépôt de cette formation et la période actuel. Au regard des données de Evans et Whittaker (1988) (cf.plus loin) et de cette étude, le taux de surrection moyen de 0,3 mm/an du Pléistocène est probablement extrapolable sur une période de temps plus grande que celle couverte par les trois dernières phases interglaciaires.

I.2. La côte Centrale de l'Equateur

Pour cette partie, il faut se référer à l'article consacré à la péninsule de Manta et à l'île de la Plata. Une synthèse des résultats est néanmoins présentée ici. Dans cette partie, 8 datations ont permis de dater 6 terrasses marines sur les 12 reconnues. Les terrasses marines de la péninsule de Manta sont les plus élevées de l'Arc de Talara, et sur une série de 5 terrasses marines, 3 ont été datées.

I.2.1 Taux de surrection

La série la mieux contrainte en âge et en altitude est le paléo-golfe de San Mateo dans le Nord de la péninsule de Manta. Dans ce secteur, nous avons déterminé un taux de surrection moyen de 0,30 mm/an (Figure 119) pour les 3 dernières phases interglaciaires (S.I 5e, 7, 9).

Les plus hauts taux de surrection (jusqu'à 0,5 mm/an) de la côte équatorienne sont enregistrés dans la partie Sud de la péninsule de Manta (paléo-golfe de Pile). Cependant dans cette région de la péninsule de Manta, les altitudes des pieds de falaises de T2 et T3 ont été déterminé à dix mètres près, ce qui implique une importante marge d'erreur sur les taux de surrection.

Sur l'île de la Plata, la première terrasse (T1, Machete), corrélée au maximum du dernier interglaciaire (S.I.5e) a permis de calculer un taux de surrection de 0,30 +/- 0,01 mm/an.

I.2.2 Extrapolation du taux de surrection

L'extrapolation des taux de surrection relatifs au Pléistocène supérieur permet de proposer que les terrasses les plus hautes de la péninsule de Manta, T4 (203 +/- 10 m) et T5 (300 +/- 10 m) soient corrélées au S.I. 15 et/ou 17 pour T4 et S.I. 31, 35 et/ou 37 pour T5. L'âge de T4 serait donc compris entre 650 ka et 710 ka et celui de T5 se situerait aux alentours de 1 Ma. Ce sont avec le tablazo Mancora et T7 à Illescas (Nord Pérou) les terrasses marines les plus anciennes que l'on connaisse sur l'Arc de Talara. A cette époque la périodicité des glaciations était de 41 ka (période de l'obliquité de l'axe de rotation de l'axe de la Terre) (par exemple Muller et McDonald, 1995 ; Rial, 1999 ; Rutherford et D'Hondt, 2000).

Les terrasses marines les plus hautes de la péninsule de Manta, T4 et T5 reposent en apparente conformité sur des dépôts littoraux (formation Canoa) présentant des faunes (microfaune et macrofaune) d'affinité panaméenne, c'est à dire des faunes qui se sont mises en place après la fermeture de l'Isthme de Panama (entre 2,9 et 3,7 Ma) (Ibaraki, 1997). Cette formation est composée de cyclothemes de dépôts marins peu profonds et de plaine côtière. Di Celma et al. (2002) ont montré l'existence d'un soulèvement syn-sédimentaire dans la partie basale de la formation Canoa. L'estimation faite de l'âge et de l'altitude de ces dépôts permettent de proposer un taux de surrection moyen de 0,23 +/- 0,15 mm/an sur la totalité du Quaternaire et la fin du Pliocène (i.e. depuis la fermeture de l'isthme de Panama).

Sur l'île de la Plata, seul T1 a été daté et associé à un stade isotopique (S.S.I.5e). L'extrapolation du taux de surrection déterminé à partir de cette corrélation permet de proposer que la terrasse marine la plus haute de cette île soit à corréler avec un haut niveau marin du S.I. 9 (330ka). Cela signifie que cette île avait déjà commencé à émerger à cette époque.

I.2.3 Synthèse

La péninsule de Manta montre un soulèvement relativement constant dans le temps et ayant commencé au Pléistocène inférieur ou à la fin du Pliocène. Les différences des taux observés (entre 0,2 et 0,5 mm/an) correspondent à des effets locaux (faille de El Aromo par exemple). L'origine du soulèvement dans cette zone est clairement identifiée comme étant relative à la

subduction de la ride océanique de Carnegie (Gutscher et al., 1999 ; cette étude). Cependant, au regard d'exemples similaire (cf. plus loin) on aurait pu s'attendre à un soulèvement relativement plus fort (> 0,5 mm/an).

I.3. Le Nord du Golfe de Guayaquil et l'île de Punà

Dans cette zone, 6 datations ont été réalisées sur les terrasses les plus basses (T1) de deux séries comportant chacune 3 trois terrasses. La terrasse T1 a été datée à Punà et sur la péninsule de Santa Elena. Pour cette partie, il faut se référer à l'article consacré à la néotectonique du Golfe de Guayaquil (en Annexe). Une brève synthèse est néanmoins présentée ici.

I.3.1 Taux de surrection

Sur la bordure Nord du Golfe de Guayaquil (île de Punà et bloc de Santa Elena), T1 a été corrélée au S.I. 5. Sur l'île de Punà, ceci implique un soulèvement compris entre 0,15 +/- 0,08 mm/an et 0,23 +/- 0,05 mm/an selon que l'on considère les hauts niveaux marins relatifs au S.S.I.5e ou 5a. Sur la péninsule, en considérant la série la mieux contrainte en altitude (série de la Puntilla), les vitesses de surrection à partir de T1 sont comprises entre 0,13 +/- 0,01 et 0,21 +/- 0,01 mm/an selon le haut niveau marin considéré (5e ou 5a). Les évidences de terrain, en particulier le fort développement mais aussi la complexité dans le détail de T1 sur l'île de Punà permettent de penser que c'est le maximum de la dernière phase interglaciaire (5e) qui a formé le pied de falaise de cette terrasse. Ainsi, un taux de surrection compris entre 0,15 et 0,20 mm/an sera extrapolé pour proposer un âge pour les terrasses marines les plus hautes de cette zone (~100 m).

I.3.2 Extrapolation du taux de surrection

Sur l'île de Punà le taux de soulèvement de T1 (entre 0,15 et 0,2 mm/an) permet de proposer que T2 ait un âge compris entre 173 ka et 266 ka et que T3 a un âge compris entre 391 et 600 ka. Sur la péninsule de Santa Elena, les séries de la Puntilla et de Ballenita montrent la même répartition des terrasses marines : T1 est moins complexe et moins étendue que T2 et T3 et ce même dans l'encaissant dur constitué par les *cherts* de la Puntilla.

Au regard de ces intervalles d'âge, assez étendus à cause des grandes marges d'erreur sur les altitudes des pieds de falaises, deux hypothèses sont proposées pour l'assignation des stades isotopiques aux terrasses marines de la péninsule de Santa Elena et de l'île de Punà.

La première hypothèse consiste à corréler T2 et T3 respectivement avec les S.I. 7 (220 ka) et S.I. 9 (330 ka). Cette hypothèse est apparemment la plus simple mais se trouve en contradiction avec l'observation mondiale que les terrasses marines créées lors du haut niveau marin corrélé au S.I. 7 sont de taille plus réduite que celles créées lors des hauts niveaux marins des S.I. 5 et 9. (Bull, 1985 ; Hearty et Kindler, 1995 ; Trenhaile, 2001). On observe en effet ici que T2 est bien développé et complexe.

Ainsi, une deuxième hypothèse est proposée. Elle suppose la ré-occupation de certaines plates-formes lors des hauts niveaux marins successifs, à cause d'un taux de soulèvement relativement faible (Kelsey et Bockheim, 1994; Trenhaile, 2001, 2002). Selon cette hypothèse, la transgression associée au S.I. 7 serait combiné avec la transgression associée au S.I 9 dans la terrasse T2 qui est complexe. En conséquence de quoi, le pied de falaise de T2 marquerait un maximum transgressif du S.I. 9 plus fort que celui du S.I.7. Selon cette hypothèse, le paléo-rivage de T3 pourrait être attribué au maximum de la transgression du S.I. 11 (440 ka).

I.3.3 Synthèse

Les terrasses marines de la péninsule de Santa Elena et de l'île de Punà font partie du bloc soulevé de la marge Nord du Golfe de Guayaquil (bloc Santa Elena). Elles montrent des soulèvement faibles (0,2 mm/an). Selon les estimations, le soulèvement a commencé d'être enregistré au S.I. 11 ou 9 (440 ou 330 ka). Malgré la distance entre Salinas et l'île de Punà (100 km), il n'y a pas de différence majeures entre la partie occidentale du bloc de Santa Elena (la Puntilla) et l'extrémité orientale de ce même bloc (île de Puna). Ceci est en accord avec la continuité des structures et des morphologie entre ces deux secteurs.

I.4. Le Nord Pérou

I.4.1 Cancas, Los Organos, Lobitos et le tablazo Mancora

Dans cette zone, les terrasses marines relatives aux S.S.I 5e et 7 ont été mises en évidences. Comme sur le reste de l'Arc de Talara, la terrasse marine relative au S.S.I. 5e est mieux conservée que celle relative au S.S.I. 7. Au dessus de ces deux terrasses se trouve le tablazo Mancora.

I.4.1.a <u>Taux de surrection</u>

Cancas

Dans cette zone, T1 a été attribuée au S.S.I. 5e et T2 au S.S.I. 7. Les vitesses de surrections sont présentées dans le Tableau 25.

	Altitude pied de	Age S.I.	Niveau	Déplacement	Taux de surrection
	falaise	isotopique	eustatique du	(D) en m	Et vitesse moyenne
		considéré	haut niveau		(en gras) (mm/an)
		(ka)	marin		
			(m)		
T1	52 +/- 5	5e (130)	De 0 à + 6 m	49 +/- 8	0,31< V < 0,43
			(3+/- 3)		0,37 +/- 0,05
Т2	92 +/- 5	5e (220)	De O à – 2m	93 +/- 6	0, 39 < V < 0,45
			(-1 +/- 1)		0,42 +/- 0,03

Tableau 25: Taux de surrection de Cancas.

Les taux de surrection à Cancas (0,37 +/- 0,05 et 0,42 +/- 0,03 mm/an) apparaissent constant pour les derniers 220 ka et correspondent à des taux moyens (<0,5 mm/an). Ces terrasses marquent la partie la plus septentrionale de déformations verticales pléistocènes du Nord Pérou. Il n'y a aucune terrasse au-dessus de T1 et T2 et contrairement à ce qui se passe plus au Sud ces terrasses ne reposent pas sur la formation Plio-Quaternaire Taime. Ceci laisse à penser que le soulèvement de cette zone est un phénomène récent, enregistré depuis le début de l'avant dernière phase interglaciaire (S.I.7).

Los Organos

A Los Organos, sur une comportant deux terrasses marines, seule la terrasse T1 a pu être datée (mauvaise conservation de T2). T1 a été corrélé au S.I. 5e. Par comparaison avec la zone de Cancas, qui se trouve plus au Nord, nous avons ici corrélé T2 avec le S.I. 7. En conséquence de quoi, la vitesse de surrection impliquée par l'altitude de T2 est déterminée (Tableau 26).

	Altitude pied de falaise	Age S.I. isotopique considéré (ka)	Niveau eustatique du haut niveau marin (m)	Déplacement (D) en m	Taux de surrection Et vitesse moyenne (en gras) (mm/an)
			(m)		
T1	31 +/- 1	5e(130)	De 0 à + 6 m	28 +/-4	0,18 < V < 0,24
			(3+/- 3)		0,21 +/- 0,03
T2	60 +/- 10	7 (220)	De O a - 2m	61 +/- 11	0, 22 < V < 0,32
			(-1 +/- 1)		0,27+/- 0,05

Tableau 26 : Taux de surrection de Los Organos

Ces taux de surrection (0,24 mm/an en moyenne) sont plus faibles qu'au Nord, à Cancas. A los Organos comme à Lobitos, les terrasses basses sont surplombées par le tablazo Mancora.

Lobitos

A Lobitos, deux terrasses marines T1 et T2 ont aussi été mises en évidence. Comme à Los Organos, seul T1 a pu être datée (mauvaise conservation de T2) et elle a été corrélée au S.I. 5e. Par comparaison avec les zones de Cancas, et de Los Organos, T2 a été corrélée avec le S.I. 7 (Tableau 27).

Altitude pied de	Age S.I.	Niveau	Déplacement	Taux de surrection
falaise	isotopique	eustatique du	(D) en m	Et vitesse moyenne
	considéré	haut niveau		(en gras) (mm/an)
	(ka)	marin		
		(m)		

T1	26 +/- 2	5e (130)	De 0 à + 6 m	23 +/-5	0,13 < V < 0,21
			(3+/- 3)		0,17 +/- 0,04
T2	60 +/- 10	7 (220)	De O à – 2m	61 +/- 11	0, 22 < V < 0,32
			(-1 +/- 1)		0,27+/- 0,05

Tableau 27 : Taux de surrection de Lobitos

I.4.1.b Extrapolation des taux de surrection : âge du tablazo Mancora

Dans cette zone nous avons mis en évidence deux terrasses d'altitudes basses surplombées d'un niveau de tablazo (tablazo Mancora) culminant à 305 +/- 10 m et pour lequel a été observé un pied de falaise intermédiaire à 250 +/- 2 m.



Figure 120: Détermination chrono-stratigraphique de l'âge possible des terrasses marines de la zone de los Organos. Deux taux de soulèvement sont utilisés afin de définir un intervalle d'âge tenant compte de la variation probable du taux de surrection

Pour estimer l'âge du Tablazo Mancora dans cette zone, nous extrapolons deux taux de surrection afin de prendre en compte les variations du soulèvement observées. En effet au Nord du tablazo Mancora, les terrasses marines de Cancas montrent un soulèvement relativement fort (~ 0,4 mm/an) tandis que plus au Sud, à Los Organos et à Lobitos, les soulèvements sont plus faibles (0,2 mm/an). L'extrapolation de ces taux de surrection permet de montrer que l'âge du pied de falaise sommitale du tablazo Mancora est compris entre 900 ka et ~ 1,4 Ma (limites supérieures des tablazo Mancora « jeune » et « vieux » sur la Figure 120).

I.4.1.c <u>Synthèse</u>

Dans cette zone du Nord Pérou, les taux de surrection ne sont bien définis que pour T1 et ce que ce soit à Lobitos, à Los Organos ou à Cancas mais le taux de surrection depuis le dernier maximum interglaciaire est calculé à partir de l'altitude d'une terrasse excellemment préservée. Au-dessus de ces terrasses basses on passe directement à un tablazo dont le pied de falaise sommital à 305 ± 10 m aurait été, dans le cas d'un soulèvement continu formé il y a entre ~ 700 ka ~ et 1 400 ka (1,4 Ma). Cet intervalle de temps correspond donc à l'émersion du bord du massif de Amotape. Sur l'Arc de Talara, l'émersion de cette bordure du massif de Amotape semble être un peu plus ancienne, voir contemporaine de l'émersion de l'île de El Aromo (actuellement péninsule de Manta) et de l'émersion de la paléo-île Illescas (massif de Illescas).

I.4.2 Massif de Paita

I.4.2.a <u>Taux de surrection</u>

Dans cette zone, une terrasse basse (altitude ~20 m) a été décrite dans les études précédentes. En comparaison avec ce qui se passe plus au Nord, cette terrasse a été corrélée au S.I.5e, c'est à dire au maximum du dernier interglaciaire. Sur le flanc exposé du massif de Paita (série 6) T1 a été corrélé au S.I. 9. En raison de la formation d'un tablazo, il est probable que le pied de falaise intermédiaire T1 de la série 5, soit corrélé à avec un haut niveau marin de S.I. 7. Les taux de surrection impliqués par ces corrélations sont présentés dans le Tableau 28.

	Altitude pied de falaise	Age S.I. isotopique considéré (ka)	Niveau eustatique du haut niveau marin (m)	Déplacement (D) en m	Taux de surrection et vitesse moyenne (en gras) (mm/an)
T1	89 +/- 2	9 (330)	De 0 à $-2m$ (-1 +/- 1)	90 +/-3	0,26 < V < 0,28 0,27 +/- 0,01
T2	115 +/- 3	11 (440)	De 0 à – 2m	116+/- 4	0, 25< V < 0,27
----	-----------	----------	-------------	----------	-----------------
			(-1 +/- 1)		0,26 +/- 0,01

Tableau 28 : Taux de surrection du massif de Paita.

Les taux de surrection déterminés à partir des altitudes de T1 et T2 de la série 5 apparaissent faibles mais constant dans le temps. Sur le flanc protégé (série 5), la terrasse la plus élevé de la zone se trouve à 145 +/- 2 m, en considérant un taux constant de surrection, il a fallu environ ~ 550 ka (S.I. 13 ?) pour de soulever cette terrasse à une telle altitude. Ce fait suggère que l'émersion du massif de Paita soit un phénomène initié à cette époque.

I.4.3 Massif de Illescas

I.4.3.a <u>Taux de surrection</u>

Sur une série de 7 terrasses marines, les 3 terrasses les plus basses (T1, T2 et T3) ont été échantillonnées afin de réaliser des datations par 2 méthodes différentes (^{14}C et IRSL). Le spectre de terrasse présente la particularité d'avoir une terrasse basse (T1, 3+/- 1m) présentant un âge ^{14}C à la limite de la méthode (échantillons Sechura A et C) ce qui suggère une corrélation avec le S.S.I.5e. La datation IRSL de T2 donne un âge assimilable au S.S.I.5e. On se base donc sur T2 et T3 pour déterminer le taux de surrection des terrasses marines les plus hautes (Tableau 29).

	Altitude pied de	Age S.I.	Niveau	Déplacement	Taux de surrection
	falaise	isotopique	eustatique du	(D) en m	et vitesse moyenne
		considéré	haut niveau		(en gras) (mm/an)
		(ka)	marin		
			(m)		
T2	18 +/- 3	5e (130 ka)	De 0 à + 6 m	15 +/- 6	0,007 < V < 0,16
			(3+/- 3)		0,12 +/- 0,05
Т3	33 +/- 1	7 (220)	De 0 à – 2m	34 +/- 2	0, 14 < V < 0,16
			(-1 +/- 1)		0,15 +/- 0,01

Tableau 29 : taux de surrection du massif d'Illescas.

I.4.3.b <u>Extrapolation</u>

Cette extrapolation est faite sur une base d'une vitesse moyenne de 0,13 mm/an déterminée à partir des corrélations des terrasses marines T2 et T3 (corrélés au S.I. 5e et 7 respectivement). Selon cette extrapolation la terrasses T4 pourrait être corrélé avec une relative confiance au S.I. 9, la terrasse T5 au S.I.11, et la terrasse T6 au S.I. 15. Dans cette hypothèse, on noterait l'absence de terrasse marine relative au S.I. 13. Les terrasses marines T1 à T6 marquerait donc le changement dans l'amplitude (augmentation) et la fréquence (réduction) des fluctuations glacio-eustatiques du Pléistocène moyen (cf. chapitre 1).



Figure 121 : Détermination chrono-stratigraphique de l'âge des terrasses marines de la bordure orientale du massif de Illescas dans le cas d'un soulèvement constant sur la période de temps considérée.

Il reste maintenant à s'interroger sur l'âge de T7 qui constitue un véritable tablazo. Cette terrasse marine marque l'émersion quaternaire du massif de Illescas. L'émersion de ce massif, est un peu plus ancienne que celle du massif de Paita et contemporaine de celle de la bordure du massif de Amotape. L'extrapolation du taux de surrection permettrait, tout comme pour le tablazo Mancora plus au Nord de corréler T7 avec des hauts niveaux marins relatifs du Pléistocène inférieur. Il y a un certain synchronisme entre le soulèvement des massifs de Amotape et de Illescas et de El Aromo (Manta) car les tablazos sommitaux (tablazo Mancora) ont commencé de se former entre 1,5 et 1,2 Ma.

Synthèse

I.4.3.c

Le massif de Illescas correspond à une zone présentant un soulèvement relativement faible. Cependant, le nombre de terrasses (7) ainsi que leurs altitudes (T7 à 200 m) indiquent *a priori* un soulèvement plus ancien que celui enregistré par les terrasses marines du pourtour du massif de Paita. La morphologie locale, baie peu profonde et de pente très faible, ont probablement permit malgré le faible taux de surrection la formation et la conservation de deux terrasses marines relatives au dernier interglaciaire (S.I. 5a et e).

I.4.4 Conclusions sur le Nord Pérou

Les terrasses marines du Nord Pérou constituent un ensemble continu exceptionnel dans ses dimensions. Cependant, de nombreux facteurs rendent difficile l'appréhension des ces superficies dans leur détail et expliquent le peu d'études récentes. Ces facteurs sont : 1) la nature du substratum (dépôts plio-quaternaire littoraux ou de plate-forme peu profonde) qui conditionne la formation de tablazos, 2) la présence de dépôts éoliens ou de cône alluviaux, localement puissant qui masquent les morphologies, 3) l'existence d'une tectonique extensive d'orientation variable (directions principales NE-SO et NO-SE) qui même d'intensité faible, structure la totalité de la zone. Cette structuration impose son empreinte sur la morphologie actuelle des côtes. En effet, de longs segments rectilignes comme celui entre Negritos et l'embouchure du Río Chira correspondent très probablement à l'expression morphologique de faille. Ainsi, au niveau morphologique sur le terrain, il est parfois difficile de faire la différence entre faille, pied de falaise et pied de falaise contrôlé par une faille.

Le soulèvement du Nord Pérou apparaît comme un phénomène d'ampleur régional (plus de 250 km de long, jusqu'à 70 km de large), complexe dans l'espace (formation de Tablazo), et dans le temps (émersion tardive de Cancas par exemple). Le soulèvement a probablement commencé durant le dépôts des formations plio-quaternaires de Taime et Tric-Trac (ou Bayovar, cf.chapitre 1). La formation de terrasse marines a commencé entre 1400 et 600 ka. Ceci s'observe par exemple pour le tablazo Mancora, sur les flancs du massif de Amotape. Durant la fin du Pliocène et la majeure partie de Pléistocène (jusqu'au S.I.7 ou 9), au niveau paléo-géographique cette zone était composée d'un promontoire en doigt (bordure occidentale des massifs de Amotape) limité au Nord par le golfe de Guayaquil et au Sud par une vaste baie (comprenant la paléo-baie de Bayovar cf.chapitre 3, dépôts quaternaires blancs sur la

figure 19). Dans cette baie Sud existait une île de dimensions non négligeables (>500 km²), la paléo-île de Illescas. La morphologie actuelle de la côte du Nord Pérou est hérité de cette évolution récente. Phase interglaciaire après phase interglaciaire, les superficies gagnées sur la mer au Quaternaire représentent un total près de 20 000 km². Cette extension se poursuit actuellement par émersion de la partie sommitale du plateau continental.

Le Nord Pérou peut être, à l'échelle du Pléistocène considéré comme un plateau continental émergeant. L'émergence de ce plateau continental est d'abord enregistrés sur les massifs constituant l'*Outer Shelf Ridge* (chapitre 1) qui au niveau morphologique ont d'abord été des îles (comparer avec l'île Lobos de Tierra). Puis la totalité des zones basses entre les massifs (paléo-baie de Bayovar par exemple) émergent à leur tour, transformant les îles en cap. Cette intégration des îles (Paita et Illescas) n'est pas synchrone, elle est plus récente à Illescas (S.I. 7) qu'à Paita (S.I. 9, 11 ?). Ce même phénomène est observé sur la péninsule de Manta en Equateur mais il semble qu'il soit au Nord Pérou privilégié par l'abondance de roches dures et la proximité de la cordillère Andine.

I.5. Conclusions

Les taux de surrection observés sur l'Arc de Talara sont compris entre $0,18 \pm - mm/an$ (Puna, La Puntilla) et $0,47 \pm - 0,05 mm/an$ à Manta si l'on considère l'hypothèse 2 à Río verde (T1 = S.S.I.5e). La moyenne des taux de surrection sur le S.I. 5e est de 0,27 mm/an sur la totalité de l'Arc de Talara.

Sur l'Arc de Talara, où 90 % des terrasses marines se trouvent à l'Ouest de 79°O ce qui revient en définitive à montrer le caractère particulier de la zone de Río Verde qui se trouve plus à l'Est. La différence régionale dans le soulèvement se fait principalement sentir de part et d'autre du golfe de Guayaquil, à la latitude de la zone de fracture de Grijalva. Au Sud du golfe de Guayauil les taux de surrection sont globalement plus faibles qu'au Nord. Au niveau géographiques, dépôts et morphologies littorales quaternaires les se trouvent préférentiellement au Nord Pérou (où l'on note leur caractère continu). Ces taux de surrections sont en accord avec l'a priori interprétatif d'un tel contexte en ce sens que les plus hauts taux de surrection pléistocènes côtiers se trouvent localisés dans le prolongement du relief bathymétrique constitué par la ride de Carnegie. Rappelons tout de même que la

réaction de la côte équatorienne à la subduction de ce relief est relativement faible, c'est à dire 2 à 3 fois moindre que les soulèvement observés dans des contextes similaires.

Au niveau régional, on note que sur un même domaine, les différences entre deux secteurs peuvent être importantes. En Equateur, le soulèvement du Nord du Golfe de Guayaquil est deux fois plus faible que celui du Sud de la Péninsule de Manta. Dans le golfe de Guayaquil, il y a une superposition de soulèvement sur une subsidence générale (épaulement de graben). Au Nord Pérou, les terrasses marines des Cancas montrent un soulèvement deux fois plus rapide que celles du massif de Illescas. Enfin à un niveau local, l'activité verticale pléistocène de failles (faille de Río Verde, Galera, Montecristi, Río Salado par exemple) ont été mise en évidence et quantifiées. Ces différences seront analysées en fonction de la longueur d'onde des variations des taux de surrections.

II. LONGUEUR D'ONDE DES DEFORMATIONS VERTICALES

Les taux de soulèvement depuis le maximum de la dernière phase interglaciaire (S.S.I.5e) sont présentés sur la Figure 122 en relation avec le contexte géodynamique et géologique. Les variations des taux de soulèvement mettent en évidence trois longueurs d'ondes de déformation (Figure 122):

- une longueur d'onde locale (40-50 km)
- une longueur d'onde régionale soulignant les « apex » équatorien et Nord péruvien (400-500 km).
- une longueur d'onde continentale qui, si on ne tient pas compte de la discontinuité introduite par le Golfe de Guayaquil, couvre l'ensemble de l'Arc de Talara (800-1000 km).

Dans un site donné de terrasses marines, ces différentes longueurs d'ondes, se superposent et définissent une amplitude de déformation verticale propre à ce site.

II.1. La longueur d'onde locale

Cette longueur d'onde correspond à des variations de soulèvement sur des distances de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres. Cette variation de soulèvement est exprimée morphologiquement dans le fait que les terrasses marines se trouvent principalement sur des caps et des péninsules. Les observations de terrain comme la comparaison avec les cartes géologiques montrent que les segments présentant des différences de taux de soulèvement sont limités par des failles, locales ou plus régionales : failles de Camarones et Las Peñas à Rio Verde, Galera. A une échelle morpho-structurale moindre cette longueur d'onde s'exprime aussi dans le fait que ces caps et ces péninsules présentent parfois des évidences de soulèvement différentiel sur de courtes distances. L'exemple le plus démonstratif est celui de la péninsule de Manta (30 x 30 km). Le domaine en soulèvement (totalité de la péninsule) est limité vers l'intérieur des terres par la faille de Portoviejo et divisé transversalement en 2 par la faille de Montecristi. Au niveau local, les dépôts de T2 dans le paléo-golfe du Nord de la péninsule de Manta montrent des évidences de déplacement d'échelle centimétrique (cf. Article). Ces soulèvements différentiels locaux sont probablement l'effet de structures locales en relation avec la nature et la profondeur du soubassement.



Figure 122 : Vitesse de surrection déterminée à partir de l'altitude des terrasses marines corrélées au S.I.5e en relation avec le contexte géodynamique de l'Arc de Talara.

II.2. La longueur d'onde régionale

Cette longueur d'onde implique des déformations sur des distances de l'ordre de la centaine de kilomètres. Cette longueur d'onde est exprimée par l'enveloppe des déformations locales, en 2 parties distinctes, couvrant le Nord Pérou et l'Equateur (Figure 122) séparé par une zone sans terrasses marines correspondant au Golfe de Guayaquil. Le secteur Nord Péruvien enregistre un soulèvement moins rapide que le secteur équatorien. La longueur d'onde

régionale marque des différences à l'intérieur même de l'ensemble de l'Arc de Talara (cf. plus loin). Les différences régionales de soulèvement soulignent les morpho-structures de la bordure de la marge convergente. L'ile Puna (Equateur) et le secteur de Mancora (Nord Pérou) constituent deux zones positives séparées par la zone négative du Golfe de Guayaquil. La longueur d'onde régional nous a, dès le début de cette étude, amenés à définir deux régions (Equateur, Nord Pérou), le long de l'Arc de Talara (Figure 122).

Le domaine régional équatorien montre un soulèvement assez faible pour ce type de contexte géodynamique (<0,5 mm/an) et dont l'enveloppe est dissymétrique. Le bord Nord (Galera et Río Verde) et le centre de ce domaine présentent des déformations d'intensité similaire (entre 0,3 et 0,5 mm/an) tandis que l'on note la présence, au Sud, sur le bord Nord du golfe de Guayaquil, d'un bloc plus faiblement soulevé (bloc Santa Elena et île de Punà) (0,15 à 0,20 mm/an). Cette enveloppe équatorienne s'étend sur 2,5° de latitude. Cet ensemble fait front à la ride de Carnegie.

Le domaine régional péruvien montre un soulèvement plus faible (~ 0,2 mm/an) et dont l'enveloppe est aussi dissymétrique. Tout comme pour le domaine régional équatorien, la longueur d'onde régionale au Nord Pérou s'amortit vers le Sud. Le segment du Nord Pérou est cependant plus court (extension sur $1,5^{\circ}$ de latitude) que le segment équatorien et les terrasses marines sont continues. A priori aucun élément ne permet d'expliquer le soulèvement de la côte du Nord Pérou (absence de ride, croûte relativement plus ancienne).

Entre ces deux secteurs le Golfe de Guayaquil correspond à une absence de terrasses marines ou à un faible soulèvement si on y inclut le bloc Santa Elena sur la bordure Nord du Golfe. Par la discontinuité qu'il entraîne et sa structure géologique particulière, le golfe de Guayaquil paraît marquer une discontinuité dans un système en soulèvement à une plus grande échelle c'est à dire l'ensemble de l'Apex de Talara et les terrasses qui le caractérisent.

En conclusion, la longueur d'onde régionale révélée par les variations d'intensité du soulèvement permet de définir deux enveloppes dans les soulèvements quaternaires littoraux de l'Equateur et du Nord Pérou. Ces deux enveloppes sont dissymétriques et montrent une forme générale similaire. Au Sud de l'Equateur comme au Sud du Nord Pérou (Sud de la faille Piura, Figure 122), le bord Sud de ces enveloppes s'amortit et se réduit d'un facteur 2 en Equateur comme au Nord Pérou. L'origine de cette longueur d'onde régionale peut être

corrélée aux différences crustales observées sur la plaque chevauchante et la plaque subduite et dont il sera question plus loin mais il s'agit le plus probablement de la fuite vers le Nord-Est du bloc Nord-Andin. Ce mouvement relatif d'une microplaque en face de la ride de Carnegie permet la minoration du soulèvement, il y a un effet de poussoir plus que de collision.

II.3. La longueur d'onde continentale

Cette longueur d'onde correspond à l'extension totale des terrasses sur l'Arc de Talara. L'enveloppe de cette déformation, lissée au-dessus du golfe de Guayaquil, montre une forme dissymétrique (Figure 122). L'intensité moyenne du soulèvement décroît vers le Sud depuis l'Equateur jusqu'au Nord Pérou (Figure 122). A l'intérieur de ce domaine, les soulèvements sont distribué entre 0,1 et 0,5 mm/an ce qui correspond un soulèvement faible à moyen. L'enveloppe de cette déformation s'interrompt brusquement au Nord (1,5°N) et au Sud (6,5°S). Au delà de l'Arc de Talara, les terrasses marines ne sont pas connus avant le Panama au Nord et le secteur faisant front à la ride de Nazca au Sud. Il y a donc une excellente corrélation entre la morphologie de l'Arc de Talara et le soulèvement côtier (terrasse marine).

Une question s'impose : la forme de l'Arc de Talara est-elle la cause ou la conséquence du soulèvement généralisé observé ?

III. RELATIONS ENTRE SOULEVEMENT ET SCHEMA STRUCTURAL

D'une certaine manière, les terrasses marines équatoriennes et Nord péruviennes mettent en évidence des variations dans la surrection qui soulignent les grandes lignes du schéma structural de l'Arc de Talara. L'Arc de Talara correspond à un domaine continental mettant en évidence deux régions distinctes séparées par le Golfe de Guayaquil. Les deux secteurs régionaux de terrasses marines (Equateur et Nord Pérou) recouvrent aussi deux secteurs avec des domaines continentaux et des plaques subductées de nature différente.

L'arc de Talara peut être considéré comme un double apex continental dont la partie axiale est « déchirée » par le golfe de Guayaquil (Figure 123). Cette déchirure ou ouverture donne l'aspect d'un double apex emboîté. Sur la Figure 123, cet apex continental est représenté pour la période interglaciaire actuelle (encadré A). L'encadré B correspond à une vision beaucoup plus schématique de cet apex. On prend en compte la partie supérieure du plateau continental, ce qui revient à considérer l'apex en période glaciaire. En définitive quel que soit le niveau eustatique considéré (phase glaciaire ou interglaciaire) les côtes de l'Arc de Talara dessinent toujours une sorte de W dont le bas serait orienté à l'Ouest et dont le centre correspondrait au Golfe de Guayaquil. Les limites de cet ensemble sont extrêmement bien marquées. Au Nord, l'Arc de Talara se termine à la frontière équatoriano-colombienne (1,5°N) par une transition avec une zone subsidente (bassin de Borbon) où sont observées des évidences de déformations verticale récentes (cordons littoraux soulevés du Río Cayapas cf. chapitre 3). La transition entre l'Arc de Talara et cette zone est complexe (présence de déformations holocène, déformations très rapide ? cf. chapitre 3). A 7°S, l'Arc de Talara se termine de manière marquée, sur un changement d'orientation de la côte qui, de NO-SE devient NNO-SSE. Au Sud de 7°S, les terrasses marines ne sont pas présentes jusqu'au secteur qui fait front à la ride de Nazca.

Les directions structurales majeurs (faille de Jama, Portoviejo, bassin de Progresso, faille La Cruz, faille Mancora, Chira, Piura, cf. Figure 123) encadrent en gros les directions de la côte et soulignent la forme structurale en W de l'Arc de Talara. Les deux apex ou « V » de dimensions plus réduites correspondent aux structures des terrasses de l 'apex équatorien et de l'apex Nord Péruvien (A.E. et A.P. sur l'encadré A de la Figure 123).

Le V le plus septentrional est aussi le moins avancé. Il comprend les côtes équatoriennes des provinces du Guayas, de Manabi et d'Esmeraldas. La partie axiale de cet apex (pointe du V) est centrée sur la péninsule de Manta. La branche Nord de ce V est d'orientation SO-NE et marqué par la faille de Jama (Figure 123) dont les mécanismes ont le plus souvent une composante dextre. La branche Sud de V équatorien est d'orientation NO-SE et est soulignée par les failles de la Cruz (Figure 123) et Carrizal. Ces failles ont le plus souvent des composantes sénestres. Au niveau géologique ces deux directions sont aussi marquées par l'orientation de la cordillère côtière et en particulier par son inflexion au Sud de Manta (Figure 123).

Les différences géologiques majeures entre les apex équatorien et péruvien sont :

- La nature et le développement du soubassement. En Equateur, ce soubassement est d'origine océanique : plancher basaltique et basaltes du type N-MORB (Jaillard et al., 1995) tandis qu'au Nord Pérou, ce soubassement est d'origine continentale et beaucoup plus étendu : *outer shelf ridge* et/ou bloc Amotape Tahuin (Mourier et al., 1988). Ainsi, il y a pu, peut-être y avoir des réactions rhéologiques différentes entre ces deux domaines.
- 2) La présence ou non de la cordillère côtière. En Equateur, la cordillère côtière est bien développée et s'interpose structurellement entre la côte et la chaîne Nord Andine. La présence de cette cordillère a limité les incursions marines à une marge côtière limitée, sans jamais atteindre le pied des Andes après le Pliocène. Au Nord Pérou, il n'existe pas à proprement parler de chaîne côtière, il n'y a donc pas de limite aux incursions marines qui peuvent alors atteindre le pieds des Andes et former de vastes baies protégées en arrière de l'*Outer Shelf Ridge* (cf.chapitre 1). Ceci a été remarqué par DeVries (1986) qui explique ainsi la répartition des dépôts marins en décrivant une mer intérieure dès le Miocène. De plus au Nord Pérou, la transition entre la côte et le domaine Andin se fait de manière brutale et les piedmonts de la cordillère Andine sont beaucoup plus proche de la côte au Nord Pérou qu'en Equateur à cause de la déflexion du Huancabamba (Shepperd et Moberly, 1981).
- 3) L'extension des bassins néogènes. Ici aussi une différence majeure est observée. En Equateur, les bassins sont nombreux, (bassins de Jambelli, de Progresso, de Manabi, de Borbon, de Valdivia) et de tailles réduites (quelques milliers de km² tout au plus). Au Nord Pérou, la zone de terrasse marine correspond à la partie Nord de 2 bassins nommés Sechura et Talara et considéré comme faisant partie d'un même ensemble (bassin d'avant arc interne et externe). En conséquence de quoi, les bassins Nord Péruviens sont beaucoup plus étendus que les bassins équatoriens, ce qui contribue à la grande extension des terrasses marines et tablazos Nord-Péruviens.



Figure 123 : Schéma structural de l'Arc de Talara. (A) Apex en période interglaciaire, (B) Forme générale de l'Apex. La plupart des failles sont issues de la littérature (Benitez, 1995; Coltorti et Ollier, 1999; 2000; Deniaud, 2000; DeVries, 1984, 1986, 1988, Shepherd, 1979; Shepherd et Moberly, 1981).

III.1. Déformations pléistocènes de l'apex équatorien

En Equateur, les zones de terrasses marines sont discontinues et se trouvent sur des blocs limités par des failles régionales (failles Galera, Portoviejo, et La Cruz par exemple, Figure 123). La superficie des zones couvertes par les terrasses marines augmente du Nord vers le Sud. Elle est de moins de 100 km² au Nord (Rio Verde et Punta Galera) tandis qu'elle est de 900 km² sur la péninsule de Manta et de 1000 km² sur le bloc Santa Elena.

La présence, la distribution et le taux de surrection des terrasses marines pléistocènes soulignent deux secteurs. La branche Nord de direction structurale générale NE-SO où les taux de soulèvement sont relativement forts (entre 0,3 et 0,5 mm/an à Manta, Galera et Rio Verde) et la branche Sud de direction nettement NO-SE où les taux de soulèvement sont plus faibles (maximum de 0,2 mm/an sur le bloc de Santa Elena et l'île Punà).

Les déformations pléistocènes enregistrées sur les côtes équatoriennes expriment très clairement les directions structurales de l'apex régional équatorien. Les taux de surrection sont près de deux fois plus forts sur les blocs situés sur la branche Nord (direction NE-SO) (Manta, Galera, Río Verde quelque que soit l'hypothèse) que sur les blocs situés sur la branche Sud direction NO-SE (péninsule de Santa Elena, île de Puna). Nous distinguerons donc maintenant la région de Manabi-Esmeraldas (zone de terrasses de Río Verde, Punta Galera, Manta Nord, Manta Sud et île de la Plata) du Nord du Golfe de Guayaquil (terrasses du bloc Santa Elena et de l'île de Puna).

III.1.1 Manabi-Esmeraldas

Le soulèvement pléistocène de cette région est homogène et se trouve compris entre 0,3 (Punta Galera, Manta Nord et Río Verde hypothèse 2) et 0,5 mm/an (Manta Sud).

Sur le Nord de la péninsule de Manta, le soulèvement est de 0,3 mm/an pour les trois dernières phases interglaciaires. Il a été étendu sur une période de temps remontant jusqu'à la fin du Pliocène en raison de la continuité de déposition entre la formation plio-quaternaire Canoa et les terrasses marines les plus vieilles (T4 et T5, 200 et 360 m, probablement formées entre 0,6 et 1 Ma). En effet, les dépôts Pliocène de la Formation Canoa sont des dépôts

littoraux soulevés (Figure 123) dont les faunes sont d'affinité dite panaméenne (cf. Chapitre 1), ce qui veut dire que l'isthme de Panama était déjà fermé lors du dépôt de la formation Canoa.

Dans le domaine de Manabi-Esmeraldas, la cause principale du soulèvement semble être la subduction de la ride de Carnegie (cf. Article 1 et chapitre 3) et plus particulièrement la réponse de la marge chevauchante à l'initiation de la subduction de la ride de Carnegie. Cette initiation de la subduction de la ride de Carnegie a été enregistrée par le soulèvement des dépôts littoraux Plio-Quaternaire à Jama (formation Jama) et à Manta (formation Canoa) et plus profonds (membre supérieur de la formation Onzole) sur la côte Nord de l'Equateur. Ainsi, il est possible de proposer que l'initiation de la subduction de la ride de Carnegie a eu lieu après la fermeture de l'Isthme de Panama (2,9 à 3,5 Ma) et à été marqué par les déformations des dépôts des formation Plio-Quaternaire et plus tard (~ 1,4 Ma) par la formation de terrasses marines. La déformation du bassin de Borbon intervient à cette même période (Evans et Whittaker, 1988) et pourrait être liée à ce même évènement.

III.1.2 La bordure Nord du golfe de Guayaquil

Sur la bordure Nord du golfe de Guayaquil les terrasses marines traduisent un soulèvement faible (< O,2 mm/an) et probablement constant depuis les 4 dernières phases interglaciaires (S.I.11, 440 ka). Dans ce golfe, les terrasses marines sont uniquement présentes sur la bordure Nord, il n'y a pas de terrasses marines à l'Est ou au Sud de golfe. En fait, seule la partie Nord du Golfe est en surrection et la partie Sud subside. La bordure Nord de ce golfe est en système listrique. La totalité du Golfe de Guayaquil peut être considéré comme une sorte de $\frac{1}{2}$ graben régional.

Les terrasses marines les plus récentes de cette zone montrent que le bloc Santa Elena s'est soulevé de manière homogène car il n'y a pas de grande différence entre le soulèvement observé à Santa Elena et celui observé à l'île de Puna. La continuité du soulèvement du bloc Santa Elena traduit son homogénéité structurale, en relation avec son fonctionnement en horst entre le bassin de Progresso (N) et le Golfe de Guayaquil (S).

III.2. Déformation pléistocènes de l'apex péruvien

L'apex, ou V, le plus méridional est aussi le plus occidental et il correspond aux côtes Nord Péruviennes jusqu'à 7°S environ et à la côte équatorienne de la province d'El Oro. La pointe de cet apex est centrée sur la zone de Talara au Nord Pérou. La branche Nord est orientée S0-NE tandis que la branche Sud est orientée NO-SE. Ces directions structurales se retrouvent dans la disposition en arc des massifs de l'Amotape, Paita, Illescas et de l'île Lobos de Tierra qui constituent le *Outer Shelf Ridge* (Figure 19 et Figure 123) et dans l'orientation des failles régionales.

Le Nord Pérou peut être considéré comme un vaste plateau continental soulevé. Ce plateau continental constitue le sommet d'un bassin sédimentaire à remplissage Néogene (jusqu'au Plio-Quaternaire formation Tric-Trac). Des môles résistants ont émergé progressivement et de manière diachrone (émersion plus tardive du massif de Paita). On observe d'abord le soulèvement de la partie Nord (entre Mancora et Talara) et de la partie Sud (Massif de Illescas). Cette « péninsule de Mancora » est bordée au Sud par une portion de côtes NO- SE. L'émersion de l'île de Illescas est suivi dans le temps par l'émersion du massif de Paita (S.I.7). Ensuite ces îles s'unissent au continent pour former des caps et péninsules bordés par des larges baies. Plus récemment (S.I.7), à Cancas, un petit bloc limité par la faille de Mancora et situé au Nord des contreforts des massifs de l'Amotape a commencé à enregistrer un soulèvement relativement plus fort (0,4 mm/an). Les massifs résistants constitués de roches ignées sont donc un facteur déterminant sur l'enregistrement du soulèvement.

III.3. Héritage pliocène de l'Apex de Talara

L'histoire tectonique de ce double apex (Nord Pérou, Equateur) est enregistrée dans les sédiments d'âges plio-quaternaire des différents bassins Néogènes présents le long de l'Arc de Talara. En résumant, on peut dire qu'il existe deux grands types de dépôts pliocènes dans cette zone : 1) des dépôts peu profonds, littoraux ou de plate-forme interne comme par exemple ceux des formations Jama, Canoa, Punà, et Taime et 2) des dépôts plus profonds, de la plate-forme externe à semi-bathyal comme par exemple ceux de la formation Onzole supérieur à l'extremité de la branche Nord de l'Arc de Talara. Rappelons que certains dépôts ne sont pas décrits correctement du point de vue sédimentologique mais seulement datés, il

s'agit en particulier des dépôts de la formation Tric-Trac (ou Bayovar cf.chapitre 1 pour les problèmes de toponymie).

Les études récentes sur les dépôts peu profonds des formations Canoa à Manta (Di Celma, 2002) et Punà sur l'île de Puna (Dumont et al., 2002) et ceux, moins bien connus, de la formation Tric-Trac ou Bayovar sur les contreforts orientaux du massif de Illescas (Ibaraki, 1997 ; Tsuchi, 1997) montrent que ces formations sont d'âge plio-quaternaire et qu'il y a, sur le terrain, une continuité de sédimentation entre ces deux périodes. Une parenthèse ici pour remarquer que cette limite qui a été définie à partir d'événements ayant eu lieu dans l'hémisphère Nord ne semble pas avoir de réalité dans l'hémisphère Sud, comme observé en Nouvelle Zélande par Naish et al. (1997, 1998).

Ceci montre un soulèvement constant sur une période de temps plus grande que celle qui est enregistrée par les terrasses marines. Ce soulèvement est enregistré dans des dépôts littoraux qui vont de Jama (environ 0°) jusqu'à Bayovar (6°) sur le massif de Illescas. La zone d'Esmeraldas semble correspondre à une zone de bordure de plate-forme, et les dépôts pliocènes supérieurs n'y sont pas représenté par des dépôts littoraux (Figure 123). Par contre cette zone aurait subit un fort soulèvement à l'extrême fin du Pliocène, Evans et Whittaker, (1982) suggèrent 1 500 m de soulèvement après 2,9 Ma. Cette zone a donc été soulevé plus tardivement que la partie centrale de l'apex Equatorien et la terrasse T3 de Punta Galera ayant été datée de manière chrono-stratigraphique comme étant liée au S.I. 9 (330 ka). Cette zone a donc émergé plus tardivement que la péninsule de Manta.

IV. FACTEURS POUVANT INFLUENCER LE SOULEVEMENT

Dans cette partie, trois éléments intervenant sur le soulèvement vont être analysés en fonction des taux de soulèvement. Ces éléments sont 1) la présence d'aspérité topographique sur la plaque inférieure (subduite) qui est fréquemment évoquée pour rendre compte de soulèvement côtier (cf. Discussion article 1 pour la bibliographie), 2) la variabilité crustale et enfin 3) la distance à la fosse.

IV.1. Présence d'aspérité : la Ride de Carnegie

En face de l'Arc de Talara , la plaque Nazca porte la ride de Carnegie entre 1°N et 2°S. Cette extension ne représente que 40 % de l'Arc. Autrement dit 60% de l'Arc de Talara présente de nettes évidences de soulèvement mais se trouve face à une fosse où à lieu la subduction d'une plaque ne supportant pas d'aspérités majeures, il s'agit en particulier des terrasses marines du Nord Pérou.

La position géographique (en face de la partie axiale de la ride de Carnegie), les dépôts plioquaternaires (formation Canoa) et les terrasses marines de la péninsule de Manta permettent de déduire que le soulèvement est lié à la subduction de la ride. Les faunes mettent en évidence un soulèvement se produisant après la fermeture de l'Isthme de Panama (Ibaraki, 1997 ; Tsuchi, 1997; Landini et al., 2002). Par comparaison avec les données de Londsale (1981) et une étude cinématique récente (Sallares, 2002) ceci est interprété comme l'initiation de la subduction de la ride de Carnegie. Le segment déjà subducté est donc court (sa longueur est à comparer avec celle de la ride de Malpelo qui serait l'image sur Cocos de l'extrémité de Carnegie). Si on compare avec Malpelo, le segment déjà subducté de Carnegie mesurerait environ 200 km. Au taux de convergence actuel (78 mm/an, Nuvel 1 ; DeMets et al., 1989), il faut environ 3 millions d'années pour subducter un tel segment.

Sur la marge Ouest Américaine, deux zones se trouvent dans le même contexte que la côte centrale de l'Equateur, c'est à dire face à une fosse où subducte une importante anomalie bathymètrique. Il s'agit des 1) des côtes du Panama et du Costa Rica face à la fosse où subducte la ride de Cocos, et 2) des côtes du Sud Pérou, face à une fosse où subducte la ride de Nazca. Malgré une certaine ressemblance dans le contexte géodynamiques, la péninsule de Manta et l'île de la Plata montrent des taux de soulèvements qui sont au minimum deux à trois fois moindres que ceux observés en face de la ride de Cocos (Tableau 30) (Corrigan et al., 1990 ; Gardner et al., 1992) et de la ride de Nazca (Hsu, 1988 ; Macharé et Ortlieb, 1992).

	Cocos (OP, BP)	Carnegie (MP, PI)	Nazca (SJM)
Taux de convergence	93	50 à 78	75
(mm/an)	(Minster & Jordan, 1978)	(DeMets et al., 1989;	(ref)

		Kellogg et Vega, 1995 ;	
		Mora et al., 1995)	
Obliquité et balayage	Balayage vers le SE	Obliquité variable de 0° à	Balayage vers le Sud
	(Gardner et al., 1992)	50° (Ego, 1996)	Ouest de 63.5 +/- 3.5
		Balayage vers le Sud	km/yr
		(Gutscher et al., 1999b)	
		Balayage faible (<28	
		mm/an) cette étude	
Fosse	Soulèvement de 2500 m et	Soulèvement de 2500 m et	Soulèvement de 1500 m et
	érosion (von Huene et al.,	érosion (Villamar, 2001)	présence d'un petit prisme
	2000)		d'accrétion en érosion (Li
			& Clark, 1994)
Angle de subduction	30° puis plat (Grafe et al,	Pas très bien défini.	
	2002)	Subduction plate	
		(Gutscher et al., 1999b)	
		Subduction de 20°	
		(Guiller et al., 2001)	
Taille de la ride	200 à 300 km de large	200 à 300 km de large	200 à 300 km de large
Elevation maximal de la	2500 m en face de OP	2500 m en face de CP	1500 m entre CP and SJM
ride à proximité de la	(von Huene, 2000)		
fosse			
Epaississement crustal	19 (Grafe et al., 2002)	19 (Sallares, 2002)	11 (Couch & Whittset,
(km)			1981)
Distance entre la zone	25 à 40	15 à 30	Près de 100
soulevée et la fosse (km)			
Temps et durée du	Subsidence Pliocène	Soulèvement modéré	Soulèvement quaternaire
soulèvement	rapide (remplissage de	depuis la fin du pliocène.	général de 0,4 mm/an.
	bassin) suivi d'un	La cordillère côtière	Les terrasses marines sont
	soulèvement quaternaire et	atteint 700m d'altitude (à	présente jusqu'à des
	des déformations côtières.	80 km au Nord de Manta).	altitudes de 800 m dans
	La cordillère côtière		une cordillère côtière
	atteint une altitude de		atteignant 1000 m
	1500 m.		d'altitude (Hsu, 1988)
Taux de soulèvement	Soulèvement de 1 mm/an	Soulèvement moyen de	Soulèvement de 0,47
(mm/yr)	depuis 1 Ma (Corrigan et	0,3 pour les S.I. 5 e à 9.	depuis le S.S.I. 5 e
	al. 1990). Entre 2,5 et 6	Soulèvement similaire	déterminé par
	pour le quaternaire	enregistré depuis la fin du	racémisation des acides
	supérieur à la péninsule de	Pliocène	aminés. (Hsu, 1988)

	Osa (Gardner et al., 1992)		Soulèvement de 0,7 depuis
			le S.S.I. 5e (Macharé &
			Ortlieb, 1992) déduit de la
			morphologie.
Patron des déformations	Strike slip (Collins et al.,	Strike slip duplex	Plis, flexures et faille
locales	1995)		inverse (Macharé 1987 in
			Macharé & Ortlieb, 1992)
Patron des déformations	Soulèvement côtier sur	Soulèvement côtier sur	Soulèvement côtier sur
régionales	200 km	plus de 7° de latitude.	200 à 300 km

Tableau 30: Comparaison des déformations induites par la subduction des rides de Cocos, Carnegie et Nazca.

Cette faible réaction de la côte équatorienne et en particulier de zone centrale face à la partie centrale de la ride est mise en relation avec 3 paramètres : 1) la fuite vers NE du bloc Nord Andin, 2) la géométrie de la plaque plongeante et 3) le balayage du segment subduit.

Dans les deux autres cas Sud-Américains la plaque chevauchante au front de la ride n'est pas partitionnée comme en Equateur, il n'y a pas de micro-plaque telles que le bloc Nord Andin. Ainsi le mouvement de fuite de ce bloc pourrait avoir comme conséquence la réduction du soulèvement créé par la subduction de la ride. Il y a plus un effet de poussoir que d'emboutissage.

Dans le cas des rides de Cocos et de Nazca, la plaque plongeante est presque horizontale et les deux rides subduites entraînent, du fait de l'obliquité de la convergence, un balayage net sur la marge chevauchante. Sur l'Arc de Talara, la géométrie de la plaque plongeante (Nazca) à la latitude de la ride de Carnegie est encore mal connue, mais probablement avec une pente normale (Guiller et al., 2002).

Le balayage de la ride de Carnegie s'il existe reste très faible. En effet, s'il y a avait un fort balayage de la ride de Carnegie au sens strict (entre 1°N et 2°S), les terrasses marines situé immédiatement au Sud de l'extrémité Sud de Carnegie (bordure Nord du Golfe de Guayaquil) devrait se soulever plus vite que celle situées en face de Carnegie (bloc Manabi-Esmeraldas), hors ce n'est pas le cas. Nous déterminons plus loin, une valeur maximale pour le balayage de la partie Sud de la ride.

IV.2. Différences crustale

La variation dans la structure de la croûte correspond aux différences observées et sur la plaque plongeante (âge, angle) (Figure 124) et sur la plaque chevauchante (Figure 125).



Figure 124: Relation entre les différences crustales et le taux de soulèvement

L'examen des différences crustales en fonction du soulèvement amène à distinguer très nettement deux domaines. En face de la plaque Nazca jeune (<25 Ma) supportant la ride de Carnegie, les taux de surrection sont groupés et varient peu, une fois que l'on fait la différence entre la zone Manabi-Esmeraldas et la bordure Nord du Golfe de Guayaquil (différence régionale).

Les taux de surrection les plus faibles se trouvent tous en face d'une fosse où subducte la plaque Nazca la plus vieille et en subduction plate c'est dire a dire au Sud de Grijalva. Il y a probablement une différence dans les interactions mécanique entre ces deux domaines et la plaque chevauchante.

Dans cet examen de l'influence des différences crustales sur les taux de soulèvement, il faut aussi considérer les différences géologiques régionales observées entre l'Equateur et le Nord Pérou (cf. plus haut) (Figure 125). Cette classification conduit à la même répartition des taux de soulèvement que lorsqu'on examine les différences dans la plaque chevauchante.



Figure 125: Différences géologiques et soulèvement le long de l'Arc de Talara.

En conclusion sur les relations entre variabilité crustale et taux de surrection, il apparaît que ce facteurs semble pouvoir expliquer les différences régionales de surrection (enveloppe rouge sur la Figure 122). Cependant, il apparaît que les variabilités crustales des plaques chevauchantes et subduites coïncident au niveau géographique (la faille Guayaquil-Caracas est plus ou moins dans le prolongement de la zone de fracture de Grijalva) même si en aucun cas on peut en faire des équivalents. Ainsi tout le problème est de savoir si la nature (et l'héritage) de la plaque chevauchante a plus d'influence sur le soulèvement que la nature de la plaque subduite, ou bien si l'on a à faire à une conjonction de 2 paramètres.

IV.3. Distance à la fosse

Sur l'Arc de Talara, la distance à la fosse est un facteur qui peut être clairement analysé en fonction des taux de soulèvement. Le Tableau 31 montre la distance perpendiculaire entre la

Lieux	Distance à la fosse (km)	Vitesse de surrection (mm/an)
Rio Verde (hypothèse 1)	120	1,8
Rio Verde 2 (hypothèse 2)	120	0,29
Galera	60	0,33
Manta Nord	50	0,29
Manta Sud	50	0,4
Ile de la Plata	30	0,3
Santa Elena	60	0,18
Punà	140	0,2
Cancas	110	0,37
Los Organos, Lobitos	70	0,21
Paita	85	0,25
Illescas	85	0,12

fosse et les différents secteurs de terrasses marines. Ces distances varient entre un minimum de 30 km pour l'île de la Plata, sur la côte centrale de l'Equateur et 140 km pour l'île de Punà.

Tableau 31: Relation entre distance à la fosse et intensité du soulèvement

La représentation graphique des taux de surrection en fonction de la distance à la fosse est présenté Figure 126.



Figure 126: Représentation graphique du taux de soulèvement en fonction de la distance à la fosse.

La Figure 126 montre très clairement qu'il n'existe pas de relation directe entre le taux de soulèvement est la distance à la fosse. On voit par exemple que les soulèvements de Galera et de Santa Elena sont différents alors que ces secteurs se trouvent sensiblement à la même distance de la fosse. On voit aussi que les soulvement peuvent être sensiblement égaux (Galera et Cancas) alors que la distance à la fosse varie du simple au double. Cette absence de relation entre distance (perpendiculaire) à la fosse et taux de soulèvement semble indiquer la prépondérance d'un facteur global (c'est à dire d'échelle continentale). Ceci montre que le soulèvement ne s'applique pas uniquement sur la bordure littorale, mais sur une bonne partie de la plaque chevauchante.

IV.4. Essai de reconstitution à 3 Ma

La Figure 127 tente de reconstituer la position de la zone de fracture de Grijalva et de la ride de Carnegie il y a 3 Ma. La ride de Carnegie est supposée avoir commencé de subducter après la fermeture de l'Isthme de Panama (entre 2,9 et 3,5 Ma selon Ibaraki, 1997 ; Tsuchi, 1997). Nous proposons donc un essai de reconstitution des positions de la ride de Carnegie, il a 3 Ma (Figure 127). Dans cet essai, nous considérons les plus grandes vitesses pour la convergence (DeMets et al., 1989) et l'expulsion du bloc Nord Andin (Kellog et Bonini, 1982). Cette reconstitution permet de calculer le balayage de la méga-ride de Carnegie. Pour ce faire, nous calculons le balayage vers le Sud de la zone de fracture de Carnegie pour la période actuelle (bord méridionale de la ride de Carnegie au sens large). Le calcul du déplacement latéral (Vlat) où balayage des structures telles des rides entrant de manière oblique dans une zone de convergence a été récemment définit par Hampel (2002) (voir encadré sur la Figure 127). En appliquant cette équation, il apparaît que la vitesse latérale de la zone de fracture de Grijalva est de 28 mm/an vers le Sud-Est.

La Figure 127 montre que le prolongement NE de la zone de fracture de Grijalva serait déjà entré dans la zone de subduction au niveau de la côte sud de l'Equateur, il y a 3 Ma. Par contre la ride de Carnegie serait alors au front de l'Equateur Central. Les âges actuellement connus pour les soulèvements les plus anciens le long de l'Arc de Talara se situent après 2,9 Ma : 1) sur la côte Nord de l'Equateur (Evans et Whittaker, 1982),) à Manta (Landini et al., 2002), 3) au Nord Pérou (Ibaraki, 1997 ; Tsuchi, 1997).



Figure 127 : Essai de positionnement des éléments structuraux à la période - 3Ma. Les traits en tiretés correspondent aux positions actuelles de structures.

En définitive cet essai de positionnement des éléments structuraux majeurs, il y a 3 Ma conduit implicitement à formuler 2 hypothèses générales :

 Dans le premier cas, le phénomène structural majeur influençant le soulèvement à l'échelle continentale de l'Arc de Talara est la méga-ride de Carnegie. Cette hypothèse revient à minorer l'influence de la géométrie continentale et à ne prendre en compte que la subduction de ce relief topographique pour expliquer les déformations observées. Cette hypothèse va dans le sens de la littérature où les aspérités subduites sont fréquemment évoquées afin d'expliquer certains soulèvements (cf Tableau 30). Le contre-argument majeure à cette hypothèse tient dans le fait que la ride de Carnegie ne subducte que sur 40% de la longueur totale de la fosse faisant face à l'Arc de Talara.

2) Dans le deuxième cas, c'est la forme en apex de l'Arc de Talara qui est considérée comme étant en relation très directe avec le soulèvement. Ceci revient à considérer, l'influence de la géométrie à l'échelle continentale dans les déformations quaternaires de la plaque chevauchante de cette portion de marge active. Cette prise en considération de la géométrie à l'échelle continentale n'est pas une démarche commune. De fait, il existe peu d'endroits comme l'Arc de Talara, où les terrasses marines quaternaires se suivent sur près de 8° de latitude. Un autre argument pourrait expliquer la non-considération de la forme géométrique continentale dans l'origine du soulèvement : le plus généralement les terrasses marines se trouvent dans des contextes géodynamiques simples ou tout au moins pour lesquels, les facteurs géodynamiques considérés comme responsable du soulèvement sont peu nombreux (voir par exemple en face des rides de Cocos et Nazca où l'origine du soulèvement est clairement interprété comme liée à la subduction de la ride. Pour vérifier cette hypothèse, il conviendrait de réaliser des modèles analogiques. Ces modèles permettraient une quantification de l'extension, et donc du soulèvement, provoqué par la subduction légèrement oblique de plaque de nature et d'âge différent sous l'Arc de Talara. Une forme n'est cependant pas un élément dynamique, et il faudrait pouvoir établir qu'elle s'est accentuée, il y a 3 Ma ou qu'un événement est venu activer son effet pour rendre pleinement compte de la relation entre forme en apex et soulèvement.

D'une manière synthétique, on peut concevoir que la présence de terrasses marines sur la totalité de l'Arc de Talara est peut-être le résultat de la superposition de phénomènes, c'est à dire la collision entre un apex pré-existant et la méga-ride de Carnegie limité au Sud par la zone de Fracture de Grijalva.

Conclusions

Ce travail de thèse propose une quantification des taux de soulèvements côtiers quaternaires de la marge Nord Andine au moyen des terrasses marines. Cette quantification donne une image des déformations verticales plio-quaternaires, image qui a été comparée aux paramètres de la subduction.

Les côtes de la marge Nord Andine présentent les évidences d'un soulèvement d'échelle continental, marqué par la présence de terrasses marines émergées dans les limites mêmes de l'Arc de Talara. Sur l'Arc de Talara, entre le Nord de l'Equateur (1,5°N) et le Nord du Pérou (6,5°S) nous avons mis en évidences 48 terrasses marines. Trente et unes datations (IRSL, U/Th, ¹⁴C) ont permis de dater 24 de ces terrasses sur une période de temps couvrant les trois dernières phases interglaciaires. Les taux de surrection côtiers calculés ont ensuite été extrapolés afin de proposer un cadre chrono-stratigraphique de la totalité des terrasses marines sur une période de temps remontant à 1,5 Ma.

Sur l'Arc de Talara, les taux de surrection permettent de différencier deux domaines principaux : le domaine « Equateur » où le soulèvement est modéré (entre 0,2 et 0,4 mm/an) et le domaine « Nord Pérou » où le soulèvement est plus faible (jusqu'à 0,1 à 0,2 mm/an). Entre les deux domaines, le Golfe de Guayaquil, à l'exception de sa bordure Nord incluse dans le domaine équatorien, correspond à une zone d'absence de soulèvement.

En Equateur, on retrouve la marque de la subduction de la ride asismique de Carnegie avec les soulèvements les plus fort dans le prolongement de l'axe de la ride. Cependant la réaction de la côte équatorienne à cette subduction correspond à un soulèvement de grande amplitude sur près de 400 km d'extension. A l'intérieur de ce domaine équatorien, on observe des variations soulignant certaines structures de la marge comme le Golfe de Guayaquil par exemple. Vers le Nord il y a probablement une anomalie correspondant à un fort soulèvement local (Rio Verde) qui pourrait être co-sismique, à la limite structurale entre l'Arc de Talara et le bassin plio-quaternaire de Borbon.

Au Nord Pérou, le soulèvement affecte une zone continue de 250 km d'extension. Le soulèvement se fait à des vitesse constante mais relativement faible (entre 0,1 mm/an à Illescas et 0,2 mm/an à Lobitos et Los Organos) sauf à Cancas, en bordure Nord du secteur du Nord Pérou, où il est légèrement plus fort (0,3 mm/an). Au Sud, le soulèvement décroît notablement (massif de Illescas) et cesse brusquement au Sud de 7°S.

Ces résultats mettent en évidence un double problème. Comparé à des cas similaires (Cocos, Nazca), en Equateur, la subduction de l'aspérité topographique de la ride de Carnegie devrait provoquer un soulèvement plus important que celui mis en évidence. A l'opposé, la marge Nord Péruvienne présente un soulèvement continu alors que la plaque en subduction ne porte pas d'aspérités topographiques conséquentes.

La faible réaction de la côte équatorienne à la subduction de la ride asismique de Carnegie peut-être expliqué comme une conséquence de la fuite vers le NE du bloc Nord Andin qui a donc tendance à soustraire la plaque chevauchante à la collision de la ride et entraîne une minoration du soulèvement. De plus la subduction de cette ride date de moins de 3 Ma, il est possible que les forces exercées par la flottabilité de la ride en subduction n'aient pas encore modifié le système de subduction. La plaque plongeante n'est probablement pas déchirée (i.e. slab-pull) et il n'y a pas de forces isostatiques importantes s'appliquant sur la plaque supérieure comme c'est le cas en face de la ride de Cocos.

Au Nord Pérou, l'existence d'un soulèvement côtier quaternaire continu dans le temps et l'espace et plus difficile à expliquer. Le soulèvement est probablement la résultat de la combinaison 1) de la forme générale de l'Arc de Talara, 2) de la subduction horizontale au Sud de Grijalva et 3) éventuellement un effet lointain de la collision de la ride de Carnegie à 200 km au Nord, bien que la présence du Golfe de Guayaquil rende peu probable cet effet. Rappelons que la subduction plate ne peut pas expliquer à elle seule le soulèvement. En effet, cette configuration horizontale est présente jusqu'à 15°S environ tandis que les soulèvements côtiers ne sont connus que dans la partie Nord (Nord Pérou).

Ainsi, d'une manière générale, on observe un phénomène de soulèvement continental qui coïncide avec les limites de l'Arc de Talara, ce qui pose le problème de l'effet qu'à pu avoir la géométrie générale de cet arc. Cette forme, compte tenu du fait que la convergence est axiale par rapport à cette morphologie pourrait favoriser une tendance au soulèvement de la côte.

Alors qu'on cherche généralement à expliquer le soulèvement par la structure de la plaque subduite, les résultats obtenus sur l'Arc de Talara montrent que la forme générale de la bordure de la plaque supérieure (partitionement du bloc Nord Andin) pourrait avoir une influence sur le soulèvement.

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, 69-85.
- Abe, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data. *Journal* of Geophysical Research **84**, 1561-1568.
- Abreu, V. S., and Anderson, J. B. (1998). Glacial eustasy during the Cenozoic: sequence stratigraphics implications. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **82**, 1385-1400.
- Adamiec, G., and Aitken, M. J. (1998). Dose rate convertion factors: uptade. *Ancient TL* 16, 37-50.
- Adams, J. (1984). Active deformation of the Pacific Northwest continental margin. *Tectonics* **3**, 449-472.
- Aharon, P., and Chappel, J. (1986). Oxygen isotopes sea level changes and the temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 100,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 56, 337-9.
- Aitken, M. J. (1985). "Thermoluminescence dating." Academic Press, London.
- Aitken, M. J. (1994). Optical dating: a non-specialist review. *Quarternary Science Review* 13, 513-516.
- Aitken, M. J. (1998). "An introduction to optical dating." Oxford University Press, Oxford.
- Aldenderfer, M. (1999). The Pleistocene/Holocene transition in Peru and its effects upon human use of the landscape. *Quaternary International* **53**/**54**, 11-19.
- Alvarez, V. (2002). "Estratigrafia de la Formacion Canoa en la localidad tipo en la provincia de Manabi - Ecuador." Unpublished Ingeniera geologa thesis, Escuela Superior Politecnica del Litoral.
- Anderson, J. B., Shipp, S. S., Lowe, A. L., Wellner, J. S., and Mosola, A. B. (2002). The Antarctic ice sheet during the last glacial maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quaternary Science Reviews* **21**, 49-70.
- Anderson, R. S., Densmore, and Ellis. (1999). The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research* **11**, 1999.

- Anderson, R. S., and Menking, K. M. (1994). The Santa Cruz marine terraces: evidence for two coseismic uplift mechanisms. *Geological Society of America Bulletin* 106, 649-664.
- Angelier, J., Cadet, J. P., Delibrias, G., Fourniguet, J., Gigout, M., Guillemin, M., Hogrel, M. T., Lalou, C., and Pierre, G. (1976). Les déformations du Quaternaire marin, indicateurs néotectoniques. Quelques exemples méditerranéens. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* XVIII, 427-448.
- Antonioli, F., Silenzi, S., Vittori, E., and Villani, C. (1999). Sea level changes and tectonic mobility: precise measurements in three coastlines of Italy considered stable during the last 125 ky. *Physical-Chemical Earth* 24, 337-342.
- Aquilina, L., Dia, A. N., Boulègue, J., Bourgeois, J., and Fouillac, A. M. (1997). Massive barite deposits in the convergent margin off Peru: implications for fluid circulation within subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica* **61**, 1233-1245.
- Asbury, A., Sallenger, J., Krabill, W., Brock, J., Swift, R., Manizade, S., and Stockdon, H. (2002). Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1999 El Niño. *Marine Geology* 187, 279-297.
- Auclair, M., Lamothe, M., Bouab, N., Huot, S., Jennane, A., and Pedoja, K. (2002). The measurement and correction of anomalous fading of feldspar IRSL using SAR. *In* "10th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating." pp. 74, Reno, USA.
- Audemard-Mennessier, F. (1996). Late Quaternary marine deposits of the Paraguana Peninsula, state of Falcon, Northwestern Venezuela: preliminary geological observations and neotectonic implications. *Quaternary International* **31**, 5-11.
- Baker, R. G. V., Haworth, R. J., and Flood, P. G. (2001). Inter-tidal fixed indicators of former Holocene sea levels in Australia : a summary of sites and a review of methods and models. *Quaternary International* **83-85**, 257-273.
- Baldock, J. V. (1982). Geología del Ecuador. Dirección General de Geología y Minas, Quito.
- Balescu, S., Dumas, B., Gueremy, P., Lamothe, M., Lhenaff, R., and Raffy, J. (1997a).
 Thermoluminescence dating tests of Pleistocene sediments from uplifted marine shoreline along the southwest coastline of the Calabrian Peninsula (southern Italy).
 Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 130, 25-41.
- Balescu, S., and Lamothe, M. (1992). The blue emission of K-feldspar coarse grains and its potential for overcoming TL age underestimation. *Quaternary Science Reviews* 11, 45-51.
- Balescu, S., Lamothe, M., Auclair, M., and Shilts, W. W. (2001). IRSL dating of Middle Pleistocene interglacial sediments from southern Quebec (Canada) using multiple and single grain aliquots. *Quaternary Science Reviews* **20**, 821-824.

- Balescu, S., Lamothe, M., and Lautridou, J.-P. (1997b). Luminescence evidence for two Middle Pleistocene interglacial events at Tourville, northwestern France. *Boreas* 26, 61-72.
- Baltzer, F., Conchon, O., Freytet, P., Piazat, J. C., and Purser, B. H. (1992). Déformations néotectoniques des terrasses quaternaires -rocheuses, alluviales et marines- de la côte NW de la Mer Rouge (Egypte). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences* 315, 1717-1724.
- Banerjee, P. K. (2000). Holocene and Late Pleistocene relative sea level fluctuations along the East coast of India. *Marine Geology* **167**, 243-260.
- Barnes, P. H. (1995). High-frequency sequences deposited during Quaternary sea-level cycles on a deforming continental shelf, North Canterbury, New Zealand. Sedimentary Geology 97, 131-156.
- Barrows, T. T., Stone, J., Fifield, L., and Cresswell, R. (2002). The timing of the last glacial maximum in Australia. *Quaternary Science Reviews* **21**, 159-173.
- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shakleton, N. J., and Lancelot, Y. (1994). The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters* **126**, 91-108.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., and Eissen, J.-P. (2001). Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 561-570.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Mix, A. C., and Pisias, N. G. (2001). ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene. *Science* **293**, 2440-2444.
- Beck, J. M. E. (1983). On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subdcution. *In* "Tectonophysics." pp. 1-11.
- Beck, S. L., and Ruff, L. J. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model. *Journal of Geophysical Research* **89**, 9281-9291.
- Bender, M. L., Fairbanks, R. G., Taylor, F. W., Matthews, R. K., Goddard, J. G., and Broecker, W. S. (1979). Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. *Geological Society of America Bulletin* **90**, 577-594.
- Benitez, S. (1995). Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Géologie Alpine* **71**, 208p.
- Bentley, M. J. (1999). Volume of Antartic ice at the last glacial maximum, ands its impact on global sea level change. *Quaternary Science Reviews* 18, 1569-1595.
- Berger, A., and Loutre, M. F. (2002). An exceptionally long interglacial ahead? *Science* **297**, 1287-1288.

- Berger, A. L. (1992). Astronomical theory of paleoclimates and the last glacial-interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews* **11**, 571-581.
- Berger, G. W. (1988). Dating Quaternary events by luminescence. *Geological Society of America* Special paper 227, 13-50.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J., and van Couvering, J. A. (1985). Cenozoic geochronology. *Geological Society of American Bulletin* **96**, 1407-1418.
- Bernat, M., Paskoff, R., and Sanlaville, P. (1985). Datation de terrasses marines de la côte est de la Tunisie: méthode Io-U appliquée aux mollusques fossiles, un exemple de la contamination subactuelle. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique* 26, 157-161.
- Bianucci, G., Cantalamessa, G., Landini, G., Ragaini, L., and Valleri, G. (1997).
 Paleontological and sedimentological observations on the Canoa Formation. *Bolletino della Societa Paleontologica Italiana* 36, 85-96.
- Bianucci, G., Cantalamessa, G., Landini, W., Ragaini, L., and Valleri, G. (1993). Fossil assemblages from the Pliocene of Onzole Formation (Esmeraldas, NW Ecuador) and their implications in the Panamic Bioprovince evolution. *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon* 125, 43-58.
- Bird, E. (2000). "Coastal geomorphology: an introduction." Wiley, Chichester.
- Blanchon, P., and Shaw, J. (1995). Reef drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. *Geology* 23, 4-8.
- Blasco, F., Saenger, P., and Janodet, E. (1996). Mangroves as indicators of coastal changes. *Catena* **27**, 167-178.
- Bloom, A. L. (1967). Pleistocene shorelines: a new test of isostasy. *Geological Society of America Bulletin* **78**, 1477-1494.
- Bosworth, T. O. (1922). "Geology of the Tertiary and Quaternary periods in the northwest part of Peru." MacMillan an Company, London.
- Bouab, N. (2001). "Application des méthodes de datation par luminescence optique à l'évolution des environnements désertiques - Sahara occidental (Maroc) et îles Canaries orientales (Espagne)." Unpublished Doctoral thesis, Université du Québec à Montréal, Université du Québec à Chicoutimi.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M. L., and Cotten, J. (2002). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters* in press.
- Bourgeois, J., and Janjou, D. (1981). Subduction océanique, subduction continentale et surrection andine: l'exemple du Pérou septentrional. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **293**, 859-864.

- Bourgois, J., Lagabrielle, Y., De Wever, P., and Suess, E. (1993). Tectonic history of the northern Peru convergent margin during the past 400 ka. *Geology* **21**, 531-534.
- Bourgois, J., Martin, H., Lagabrielle, Y., Le Moigne, J., and Frutos Jara, J. (1996). Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao Peninsula (Chile margin triple junction area). *Geology* 24, 723-726.
- Bourgois, J., Pautot, G., Bandy, W., Boinet, T., Chotin, P., Huchon, P., Mercier de Lépinay,
 B., Monge, F., Monlau, J., Pelletier, B., M., S., and von Huene, I. A. (1988). Seabeam and seismic reflection imaging of the tectonic regime of the Andean continental margin off Peru (4°S to 10°S). *Earth and Planetary Science Letters* 87, 111-126.
- Briggs, D., Smithson, P., Addison, K., and Atkinson, K. (1997). "Fundamentals of the physical environment." Routledge, London.
- Bristow, C. R., and Hoffstetter, R. (1977). Lexique stratigraphique, Amérique Latine. *Ed. CNRS Paris* Fas. 5 à 2, Ecuador., 410.
- Brown, B. (1922). Report on the geology of the Ancon field. AEOL.
- Brown, B. (1938). On a theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancon-Ecuador. *Quarternary Journal Geology Soc. London* **94**, 359-370.
- Bull, W. B. (1985). Correlation of flights of global marine terraces. *In* "15th Annual Geomorphology Symposium." (Morisawa M. & Hack J., Ed.), pp. 129-152. Hemel Hempstead, State University of New York at Binghampton.
- Bull, W. B., and Cooper, A. F. (1986). Uplifted marine terraces along the Alpine Fault: New Zealand. *Science* 234, 1161-1300.
- Burbank, W. D., and Anderson, R. S. (2001). "Tectonic geomorphology." Blackwell Science, Oxford.
- Bushnell, G. H. (1938). A geological reconnaisance of the Puna Island. AEOL.
- Cabioch, G., and Ayliffe, L. K. (2001). Raised corals at Malakula, Vanuatu, Southwest Pacific, indicate high sea level during marine isotope stage 3. *Quaternary Research* **56**, 357-365.
- Cabioch, G., Recy, J., Jouannic, C., and Turpin, L. (1996). Contrôle climatique et tectonique de l'édification récifale en Nouvelle-Calédonie au cours du Quaternaire terminal. *Bulletin de la Société géologique de France* **167**, 729-742.
- Caldas, J. V., Palacios, O., and Pecho, V. (1980a). Mapa geologico de los cuadrangulos de Bayovar y Sechura. Instituto Geografico Militar, Lima.
- Caldas, J. V., Palacios, O., and Pecho, V. (1980b). Mapa geologico de los cuadrangulos de Punta La Negra y Lobos de Tierra. Instituto Geografico militar, Lima.

- Camoin, G. F., Ebren, P., Eisenhauer, A., Bard, E., and Faure, G. (2001). A 300,000 yr coral reef record of sea level changes, Mururoa atoll (Tuamotu Archipelago, French Polynesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **175**, 325-341.
- Campbell, I. D., Campbell, C., Apps, M. J., Rutter, N. W., and Bush, A. B. G. (1998). Late Holocene 1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology* **26**, 471-473.
- Cantalamessa, G., Di Celma, C., Bianucci, G., Carnevale, G., Coltorti, M., Delfino, M., Ficcarelli, M., Moreno Espinosa, M., Naldini, D., Pieruccini, P., Ragaini, L., Rook, L., Rossi, M., Tito, G., Torre, D., Valleri, G., and Landini, W. (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, 331-334.
- Cardenas, J. G., and Greiner, K. M. (1988). "Walking the beaches of Ecuador." Cardenas & Greiner, Quito.
- Carter, R. M., Abbott, S. T., Graham, I. J., Naish, T. R., and Gammon, P. R. (2002). The Middle Pleistocene Merced-2 and -3 sequences from Ocean Beach, San Francisco. *Sedimentary Geology* **153**, 23-41.
- Cashman, S., and Cashman, K. (2000). Cataclasis and deformation-band formation in unconsolidated marine terrace sand, Humboldt County, California. *Geology* **28**, 111-114.
- Causse, C. (1993). Potentiel chronologique (Th/U) de faunes Pléistocènes méditerranéennes: exemple des terrasses marines des régions de Murcia et Alicante (sud-est de l'Espagne). *Geodinamica Acta* **6**, 121-134.
- CERESIS. (1985a). Catalogo de terremotos para America del Sur. Datos de hipocentros e intensidades. Ecuador. **6**.
- CERESIS. (1985b). Mapa neotectonico preliminar de America del Sur.
- Chappel, J., Ota, Y., and Berryman, K. (1996). Late Quaternary coseismic uplift history of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quarternary Science Reviews* 15, 7-22.
- Chappel, J., and Shakleton, N. J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. Nature 324, 137-140.
- Chappell, J. (1974). Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea level changes. *Geological Society of America Bulletin* **85**, 553-570.
- Chappell, J. (1998). Glacial cycles : jive talking. Nature 394, 130-131.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T. M., McCulloch, M. T., Pandolfi, J., Ota, Y., and B., P. (1996). Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters* 141, 227-236.

- Chappell, J., and Veeh, H. H. (1978). Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. *Geological Society of America Bulletin* **89**, 356-368.
- Chavez, F. P., Strutton, P. G., Friedrich, G. E., Feely, R. A., Feldmann, G. C., Foley, D. G., and McPhaden, M. J. (1999). Biological and chemical response of the Equatorial Pacific Ocean to the 1997-98 El Niño. *Science* **286**, 2126-2131.
- Chivas, A. R., Garcia, A., van der Kaars, S., Couapel, M. J. J., Holt, S., Reeves, J. M., Wheeler, D. J., Switzer, A. D., Murray-Wallace, C. V., Banerjee, D., Price, D. M., Wang, S. X., Pearson, G., Edgar, N. T., Beaufort, L., De Deckker, P., Lawson, E., and Blaine Cecil, W. (2001). Sea-level and environmental changes since the last interglacial in the Gulf of Carpentaria, Australia: an overview. *Quaternary International* 83, 19-46.
- Chung, W. Y., and Kanamori, H. (1978). A mechanical model for plate deformation associated with aseismic ridge subduction in the New Hebrides arc. *Tectonophysics* **50**, 29-40.
- Cintra-Buenrostro, C. E., Foster, M. S., and Meldahl, K. H. (2002). Response of nearshore marine assemblages to global change: a comparison of molluscan assemblages in Pleistocene and modern rhodolith beds in the Southwestern gulf of California, México. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **183**, 299-320.
- Cita, M. B., and Rimoldi, B. (1997). Geological and geophysical evidence for a Holocene tsunami deposit in the Eastern Mediterrannean deep-sea record. *Journal of Geodynamics* **24**, 293-304.
- Clark, P. U., and Mix, A. C. (2002). Ice sheets and sea level of the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews* **21**, 1-7.
- Clemens, S. C., and Tiedemann, R. (1997). Eccentricity forcing of Pliocene-Early Pleistocene climate revealed in a marine oxygen-isotope record. *Nature* **385**, 801-804.
- Cloos, M. (1993). Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin* **105**, 715-737.
- Cochran, J. R., Goff, J. A., Malinverno, A., Fornari, D. J., Keeley, C., and Wang, X. (1993). Morphology of a "superfast" mid-ocean ridge crest and flanks: the East Pacific Rise, 7°S-9°S. *Marine Geophysical research* **15**, 63-75.
- Cochran, U., Goff, J., Hannah, M., and Hull, A. (1999). Relative stability on a tectonically active coast: paleoenvironment during the last 7000 years at Lake Kohangapiripiri, Wellington, New Zealand. *Quarternary International* **56**, 53-63.
- Collina-Girard, J. (2002). Underwater mapping of Late Quaternary submerged shorelines in the Western Mediterranean sea and the Caribbean Sea. *Quaternary International* **92**, 63-72.

- Collins, L. S., Coates, A. G., Jackson, J. B. C., and Obando, J. A. (1995). Timing and rates of emergence of the Limon and Boca del Toro basins: Caribbean effects of Cocos Ridge subduction. *In* "Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America." (P. Mann, Ed.), pp. 263-289.
- Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M.-A., and Operto, S. (2002). Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismogenic zone. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* **83**, 185, 189-190.
- Coltorti, M., Ficcarelli, M., Jahren, H., Moreno Espinosa, M., Rook, L., and Torre, D. (1998). The last occurence of Pleistocene megafauna in the Ecuadorian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* **11**, 581-586.
- Coltorti, M., and Ollier, C. D. (1999). The significance of high planation surface in the Andes of Ecuador. *In* "Uplift, erosion and stability: perspectives on long-term landscape development." pp. 239-253. Geological Society, London, special publications.
- Coltorti, M., and Ollier, C. D. (2000). Geomorphic and tectonic evolution of the Ecuadorian Andes. *Geomorphology* **32**, 1-19.
- Coronel, J. (2001). "Analisis de morfoestructuras en images radar, fotos aéreas, redes de drenaje y modelos numéricos de terreno en una zona de deformacion activa: el ejemplo de Manta." Escuela Superior Politecnica del Litoral.
- Corrigan, J., Mann, P., and Ingle, J. C. (1990). Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama - Costa Rica. *Geological Society of America* **102**, 628-652.
- Couch, R., and Whitsett, R. M. (1981). Structure of the Nazca Ridge and the continental shelf and slope off southern Peru. *Geological Society of America Memoire* **154**, 569-586.
- Crowley, T. J. (2002). Cycles, cycles everywhere. Science 295, 1473-1474.
- Crowley, T. J., and Kim, K.-Y. (1994). Milankovitch forcing of the Last Interglacial sea level. *Science* **265**, 1566-1568.
- Cruz, M. e. a. (1980). Lista de la fauna bentonica del Estero Salado inferior, Ecuador. *Acta Oceanografica del Pacifico* 1, 82-96.
- Cruz, M. e. a. (1989). Estudio comparativo de los moluscos bivalvos perforadores de las maderas mas resistentes (laurel, moral, palo de vaca) y la mas atacada (mangle) en la costa ecuatoriana. *Acta Oceanografica del Pacifico* **5**, 49-55.
- Cucci, L., and Cinti, F. R. (1998). Regional uplift and local tectonic deformation recorded by the Quaternary marine terraces on the Ionian coast of northern Calabria (southern Italy). *Tectonophysics* **292**, 67-83.
- Daly, M. C. (1989). Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics* **8**, 769-790.
- De Mets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S. (1989). Current plate motions. *Geophysical Journal* **101**, 425-478.
- De Wever, P., Bourgeois, J., Caulet, J.-P., Fourtanier, E., Barron, J., and Dumitrica, P. (1995). Stratigraphic significance of siliceous microfossils collected during NAUTIPERC dives (off Peru, 5°-6°S). *Marine Micropaleontology* **24**, 287-305.
- Deniaud, Y. (2000). "Enregistrement sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène: étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse." Université Joseph Fourier Grenoble I.
- Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G., and Mascle, G. (1999). Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du golfe de Guayaquil: basin d'avant-arc néogene et quaternaire du sud des Andes équatoriennes. *In* "Tectonique." pp. 181-187.
- Denton, G. H., and Hughes, T. J. (2002). Reconstructing the Antartic ice sheet at the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* **21**, 193-202.
- Departamento de Investigacion Geologica. (1971). Leyenda explicativa de la hoja geologica de Montecristi. Departamento de Investigacion Geologica, Quito.
- DeVries, T. J. (1984). Neotectonica del area de Cabo Blanco, noroeste del Peru. *Boletin de la Sociedad Geologica del Peru* **73**, 1-12.
- DeVries, T. J. (1986). "The geology and paleontology of *Tablazos* in northwest Peru." Unpublished Graduate thesis, Ohio State University.
- DeVries, T. J. (1988). The geology of Late Cenozoic marine terraces (*Tablazos*) in northwestern Peru. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 121-136.
- DeVries, T. J., Ortlieb, L., Diaz, A., Wells, L., and Hillaire-Marcel, C. (1997). Determining the early history of El Niño. *Science* **276**, 965-966.
- Dewey, J. F., and Lamb, S. H. (1992). Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics* **205**, 79-95.
- 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* sous presse.
- Dia, A. N., Aquilina, L., Boulègue, J., Bourgeois, J., Suess, E., and Torres, M. (1993). Origin of fluids and related barite deposits at vent sites along the Peru convergent margin. *Geology* 21, 1099-1102.
- Dickinson, W. R. (2001). Paleoshoreline record of relative Holocene sea levels on Pacific Island. *Earth Science Reviews* **55**, 191-234.
- Dominguez, S., S., L., Malavieille, J., and von Huene, I. A. (1998). Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics* **293**, 207-224.

- Dott, R. H. (1992). Eustasy: the historical ups and downs of a major geological concept. *Geological Society of America* Mémoire 180, 1-16.
- Dumas, B., Gueremy, P., Hearty, P. J., Lhenaff, R., and Raffy, J. (1988). Morphometric analysis and amino-acid geochronology of uplifted shorelines in a tectonic region near Reggio Calabria, South Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 68, 273-289.
- Dumas, B., Gueremy, P., Lhénaff, R., and Raffy, J. (2000). Périodicités de temps long et de temps court, depuis 400 000 ans dans l'étagement des terrasses marines en Calabrie méridionale (Italie). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **1**, 25-44.
- Dumont, J.-F., and Benitez, S. (1996). Neotectonics of the coastal region of Ecuador : a new pluridisciplinary research project. *In* "Third International Symposium of Andean Geodynamic (ISAG)." pp. 175-178. P.R. Cobbold, Saint Malo.
- Dumont, J.-F., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordoñez, M., Cruz, M., Jimenez, N., and Zambrano, I. (2002). Neotectonic of the Santa Clara and Puná islands: implications on the evolution of the Gulf of Guayaquil. *Tectonophysics*, in press.
- Duperret, A., Bourgeois, J., Lagabrielle, Y., and Suess, E. (1995). Slope instabilities at an active continental margin: large-scale polyphase submarine slides along the northern Peruvian margin, between 5°S and 6°S. *Marine Geology* **122**, 303-328.
- Dyer, K. R., and Huntley, D. A. (1999). The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research* **19**, 1285-1330.
- Edwards, R. L., Chen, J. H., and J.G., W. (1987). ²³⁸U ²³⁴U ²³⁰Th ²³²Th systematics and precise measurment of time over the last 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* **81**.
- Ego, F. (1995). "Accomodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordilleraine: les Andes d'Equateur." Paris XI.
- Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, 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.
- Eisenhauer, A., Wasserburg, G. J., Chen, J. H., Bonani, G., Collins, L. B., Zhu, Z. R., and Wyrwoll, K. H. (1993). Holocene sea-level determination relative to the Australian continent: U/Th (TIMS) and ¹⁴C (AMS) dating of coral cores from the Abrolhos Islands. *Earth and Planetary Science Letters* **114**, 529-547.
- Elkibbi, M., and Rial, J. A. (2001). An outsider's review of the astronomical theory of the climate: is the eccentricity-driven insolation the main driver of the ice ages? *Earth Science Reviews* **56**, 161-177.

Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. Journal of Geology 63, 538-578.

- Emiliani, C. (1966). Paleotemperatures analyses of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425, 000 years. *Journal of Geology* **74**, 109-126.
- Emiliani, C. (1978). The cause of the ice ages. *Earth and Planetary Science Letters* **37**, 349-352.
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R. D., and Buland, R. (1998). Global teleseismic earth-quake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation. *Bulletin of the Seismological Society of America* **88**, 722-743.
- Esat, T. M., McCulloch, M. T., Chappell, J., Pillans, B., and Omura, A. (1999). Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. *Science* **283**, 197-201.
- Espinoza, J. (1992). Terremotos tsunamigenicos en el Ecuador. *Acta Oceanografica del Pacifico, INOCAR* 7, 21-28.
- Evans, C. D. R., and Whittaker, J. E. (1982). The geology of the western part of the Borbón Basin, northwest Ecuador: trench forearc geology. *Geol. Soc. London* **10**, 191-200.
- Feininger, T. (1978). Eclogite and related high pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. *Petrology* **21**, 110-140.
- Feininger, T. (1980). La geología histórica del Cretáceo y Paleógeno de la Costa Ecuatoriana. *In* "Politécnica. Monografía de Geología." pp. 745.
- Feininger, T. (1982). The metamorphic basement of Ecuador. *Geol. Soc. of America Bull.* **93**, 87-92.
- Feininger, T. (1987). Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru. *Earth Science* **24**, 266-278.
- Feininger, T., and Bristow, R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *In* "Geol. Rdsch." pp. 849-874.
- Feininger, T., and Seguin, K. M. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *In* "Geology." pp. 4044.
- Feuillet, N., Manighetti, I., and Tapponier, P. (2001). Extension active perpendiculaire à la subduction dans l'arc des Petites Antilles (Guadeloupe, Antilles françaises). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences -Tectonics 333, 583-590.
- Ficcarelli, M., Azzoroli, A., Bertini, A., Coltorti, M., Mazza, P., Mezzabotta, C., Moreno Espinosa, M., Rook, L., and Torre, D. (1997). Hypothesis on the cause of extinction of the South American mastodonts. *Journal of South American Earth Sciences* 10, 29-38.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., and Chappel, J. (1998). Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters* 163, 327-342.

- Forsythe, R. (1985). Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. *Tectonics* **4**, 477-498.
- Franca Barreto, A. M., Rego Bezerra, F. H., Suguio, K., Hatsue Tatumi, S., Yee, M., Paiva, R. P., and Munita, C. S. (2002). Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **179**, 57-69.
- French, P. W. (1997). "Coastal and estuarine management." Routledge, London.
- García, M., and Vilema, W. (1986). Síntesis geológica de la Isla Puná. *In* "IV Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleo." Quito.
- Gardner, T. W., Verdonck, D., Pinter, N., Slingerland, R., Furlong, K. P., Bullard, T. F., and Wells, S. G. (1992). Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica. *Geol. Soc. of America Bull.* **104**, 219-232.
- Gariepy, C., Ghaleb, B., Hillaire Marcel, C., Mucci, A., and Vallieres, S. (1994). Early diagenetic processes in Labrador Sea sediments: uranium-isotope geochemistry. *Canadian Journal of Earth Sciences* **31**, 28-37.
- Garner, H. (1956). Geological report: southern Guayas province.
- Geologica., D. d. I. (1971). Leyenda explicativa de la hoja geologica de Manta. Departamento de Investigacion Geologica, Quito.
- Gibson, I. L., and Jagam, P. (1980). Instrumental neutron activation analysis of rocks and minerals. *In* "Short course in neutron activation analysis in the geosciences." (G. K. Muecke, Ed.), pp. 109-131. Mineralogical Association of Canada, Toronto.
- Giresse, P., J.-P., B., Causse, C., and Diouf, B. (2000). Successions of sea-level changes during the Pleistocene in Mauritania and Senegal distinguished by sedimentary facies study and U/Th dating. *Marine Geology* **170**, 123-139.
- Goff J.R, C.-G. C. (1999). A late Holocene record of environmental changes from coastal wetlands: Abel Tasman National Park, New Zealand. *Quaternary International* **56**, 39-51.
- Goff, J. R. (1997). A chronology of natural and anthropogenic influences on coastal sedimentation, New Zealand. *Marine Geology* **138**, 105-117.
- Goff, J. R., Crozier, M., Sutherland, V., Cochran, U., and Shane, P. (1998). Possible tsunami deposit from the 1855 earthquake, North Island, New Zealand. *Coastal Tectonics* **133**, 353-374.
- Gomez, N. (1989). "Elementos de geografia del Ecuador." Ediguias Cia. Ltda, Quito.

- Goy, J. L., and Zazo, C. (1986). Synthesis of the Quaternary in the Almeria littoral neotectonic activity and its morphologic features, Western Betics, Spain. *Tectonophysics* 130, 259-270.
- Goy, J. L., Zazo, C., Bardaji, T., Somoza, L., Causse, C., and Hillaire Marcel, C. (1993). Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcie, sudest de l'Espagne. *Geodinamica Acta* 6, 103-119.
- Gräfe, K., Frisch, W., Villa, I. M., and Meschede, M. (2002). Geodynamic evolution of southern Costa Rica related to low-angle subduction of the Cocos Ridge: constraints from thermochronology. *Tectonophysics* in press.
- Graindorge, D. (2002). "Structure profonde des zones de subduction des Cascades et de l'Equateur: approche par les méthodes sismiques. Exemples du détroit de Juan de Fuca et de la partie centrale de la marge équatorienne." Unpublished Ph.D thesis, Pierre et Marie Curie Paris VI.
- Guibourg, S., Heinrich, P., and Roche, R. (1997). Numerical modeling of the 1995 Chilean tsunami. Impact on French Polynesia. *Geophysical Research Letters* 24, 775-778.
- Gutscher, M.-A. (2000). Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences* **15**, 3-10.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., S., L., and Collot, J.-Y. (1999a). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* **168**, 255-270.
- Gutscher, M. A., Olivert, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P., and Maury, R. (1999b). The "Lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru. *Earth and Planetary Science Letters* **171**, 335-341.
- Hampel, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters* **6378**, 1-15.
- Hansen, B. C. S. (1995). A review of late glacial pollen records from Ecuador and Peru with reference to the younger Dryas event. *Quaternary Science Reviews* 14, 853-865.
- Hantoro, W. S. (1997). Quaternary sea level variations in the Pacific-Indian Ocean gateways: response and impact. *Quaternary International* **37**, 73-80.
- Haslett, S. K. (2000). "Coastal systems." Routledge, London.
- Hayward, B. W. (2001). Global deep-sea extinctions during the Pleistocene ice ages. *Geology* **29**, 599-602.
- Hearty, P. J. (2002). Revision of the Late Pleistocene stratigraphy of Bermuda. *Sedimentary Geology* in press.
- Hearty, P. J., and Kindler, P. (1995). Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and the Bahamas). *Journal of Coastal Research* **11**, 675-689.

- Hearty, P. J., Miller, G. H., Stearns, C. E., and Szabo, B. J. (1986). Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin. *Geological Society of America Bulletin* **97**, 850-858.
- Hearty, P. J., and Neumann, A. C. (2001). Rapid sea level and climate change at the close of the Last Interglaciation (MIS 5e): evidence from the Bahama Islands. *Quaternary Science Reviews* **20**, 1881-1895.
- Heine, K. (2000). Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial, and fluvial records. *Quaternary International* **72**, 7-21.
- Henderson, G. M., and Slowey, N. C. (2000). Evidence from U-Th dating against Northern Hemisphere forcing of the penultimate deglaciation. *Nature* **404**, 61-66.
- Henderson, L. J., and Gordon, R. G. (1984). Mesozoic aseismic ridges on the Farallon Plate and southward migration of shallow subduction during the Laramide orogeny. *Tectonics* **3**, 121-132.
- Herbert Veeh, H. (1966). Th²³⁰/U²³⁸ and U²³⁴/U²³⁸ ages of Pleistocene high sea level stand. *Journal of Geophysical Research* **71**, 3379-3386.
- Herd, D. G., Leslie, T., Meyer, H., Arango, J. L., Person, W. J., and Mendoza, C. (1981). The great Tumaco, Colombia earthquake of December 12, 1979. *Science* **211**, 441-445.
- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca Spreading Center. *Geological Society* of America Bulletin **88**, 1404-1420.
- Hillaire Marcel, C., Carro, O., Causse, C., J.L., G., and Zazo, C. (1986). Th/U dating of *Strombus bubonius*-bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology* **14**, 613--616.
- Hillaire Marcel, C., Gariepy, C., Ghaleb, B., J.L., G., Zazo, C., and Cuerda Barcelos, J. (1996). U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca further evidence for two last interglacial high sea levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews* 15, 53-62.
- Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., and Gariepy, C. (1995). U-series dating by the TIMS technique of land snails from paleosols in the Canary Islands. *Quaternary Research* 44, 276-282.
- Hoang, C. T., and Hearty, P. J. (1989). A comparison of U-series disequilibrium dates and amino-acid epimerization ratios between corals and marine molluscs of Pleistocene age. *Chemical Geology* 79, 317-323.
- Hoang, C. T., and Taviani, M. (1991). Stratigraphic and tectonic implications of uraniumseries dated coral reefs from uplifted Red Sea islands. *Quaternary Research* 35, 264-273.
- Hoernle, K., Werner, R., Morgan, J. P., Garbe-Schoenberg, D., Bryce, J., and Mrazek, J. (2000). Existence of complex spatial zonation in the Galapagos plume for at least 14 m.y. *Geology* 28, 435-438.

- Hoffstetter, R. (1948). Notas sobre el Cuaternario de la Peninsula de Santa Elena (Ecuador). Boletin de Informaciones Científicas Nacionales II, 19-44.
- Horsfield, W. T. (1975). Quaternary vertical movements in the Greater Antilles. *Geological Society of America Bulletin* **86**, 933-938.
- Hsu, J. T.-J. (1988). "Emerged Quaternary marine terraces in southern Peru: sea-level changes and continental margin tectonics over the subducting Nazca Ridge." Unpublished Ph.D thesis, University of Cornell.
- Hsu, S. K. (2001). Lithospheric structure, buoyancy and coupling across the southernmost Ryukyu subduction zone: an example of decreasing plate coupling. *Earth and Planetary Science Letters* **186**, 471-478.
- Hulton, N. R. J., Purves, R. S., McCulloch, M. T., Sugden, D. E., and Bentley, M. J. (2002). The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Reviews* **21**, 233-241.
- 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, 75-124.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., and Thewalt, M. L. W. (1985). Optical dating of sediments. *Nature* 313, 105-107.
- Huntley, D. J., and Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading, its measurement, and correction for it in optical dating of K-felspars. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 1093-1106.
- Huybrechts, P. (2002). Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antartic ice sheets during the glacial cycles. *Quaternary Science Reviews* **21**, 203-231.
- Hyndman, R. D. (1995). Giant earthquakes of the Pacific Northwest. *Scientific American* **273**, 50-57.
- Ibaraki, M. (1997). Closing of the Central American Seaway and Neogene coastal upwelling along the Pacific coast of South America. *Tectonophysics* **281**, 99-104.
- Ibaraki, M. (2002). Pliocene-Pleistocene planktonik foraminifera from the East Pacific Ocean off Costa Rica and their paleoceanographic implications. *Marine Micropaleontology* **46**, 13-24.
- INOCAR. (1998). Tablas de mareas y datos astronomicos del Sol y la Luna, pp. 140. INOCAR, Guayaquil.
- INOCAR. (1999). Tablas de mareas y datos astronomicos del Sol y la Luna, pp. 140. INOCAR, Guayaquil.

- INOCAR. (2000). Tablas de mareas y datos astronomicos del Sol y la Luna, pp. 140. INOCAR, Guayaquil.
- INOCAR. (2001). Tablas de mareas y datos astronomicos del Sol y la Luna, pp. 140. INOCAR, Guayaquil.

Iriondo, M. (1994). The quaternary of Ecuador. *Quaternary International* 24, 101-112.

- Jaillard, E. (1993). L'évolution tectonique de la marge péruvienne au Sénonien et Paléocène et ses relations avec la géodynamique. *Bull. Soc. Geol. France* **106**, 819-830.
- Jaillard, E., Benitez, S., and Mascle, G. H. (1997). Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bulletin de la Société Géologique de France* **168**, 403-412.
- Jaillard, E., Benitez, S., and Ordoñez. (1992). Actividades y resultados del convenio ORSTOM-Petroecuador entre 1991 y 1993. ORSTOM-Petroecuador.
- Jaillard, E., Ordenez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G., and Zambrano, I. (1995). Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous - Late Eocene times. *In*"Petroleum Basins of South America." (S. S. R. a. W. H. J. Tankard A.J., Ed.), pp. 615-631. American Association of Petroleum Geologists.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., and Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during Early to Middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Geol. Soc. of London* 147, 1009-1022.
- James, N. P., Mountjoy, E. W., and Omura, A. (1971). An early Wisconsin reef terrace at Barbados, West Indies, and its climatic implications. *Geological Society of America Bulletin* **82**, 2011-2018.
- Jarrard, R. D. (1986). Relations among subduction parameters. *Revue de Géophysique* **24**, 217-284.
- Jedoui, Y., Kallel, N., Labeyrie, L. D., Reyss, J.-L., Montacer, M., and Fontugne, M. (2001). Variabilité climatique rapide lors du dernier interglaciaire (stade isotopique marin 5e), enregistrée dans les sédiments littoraux du sud-Est tunisien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **333**, 733-740.

Jiménez, N. (1985). "Corte estratigráfico de la Cuenca Progreso." Universidad Central.

- Johnson, L. L. (1992). Paleoshorelines and prehistory: an investigation of method, pp. 235. CRC Press, London.
- Johnson, M. E., and Ledesma-Vasquez, J. (2001). Pliocene-Pleistocene rocky shorelines trace coastal development of Bahia Concepcion, Gulf Coast of Baja California Sur (Mexico). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **166**, 65-88.

- Johnson, M. E., and Libbey, L. K. (1997). Global review of Upper Pleistocene (substage 5e) rocky shores: tectonic segregation, substrate variation, and biological diversity. *Journal of Coastal Research* **13**, 297-307.
- Johnston, S. T., and Thorkelson, D. J. (1997). Cocos-Nazca slab window beneath Central America. *Earth and Planetary Science Letters* **146**, 465-474.
- Jouannic, C., Hoang, C. T., Hantoro, W. S., and Delinom, R. M. (1988). Uplift rate of coral reef terraces in the area of Kupang, West Timor: preliminary results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **68**, 259-272.
- Kanamori, H., and McNally, K. C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bulletin of the Seismological Society of America* **72**, 1241-1253.
- Karner, D. B., and Muller, R. A. (2000). A causality problem for Milankovitch. *Science* **288**, 2143-2144.
- Kaufman, A., Ghaleb, B., Wehmiller, J. F., and Hillaire Marcel, C. (1996). Uranium concentration and isotope ratio profiles within *Mercenaria* shells : geochronological implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3735-3746.
- Keen, M. (1971). "Sea shells of tropical west America." Stanford University Press, Stanford, California.
- Kelleher, J. A. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research* **81**, 4885-4896.
- Kelleher, J. A., and McCann, W. (1976). Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction. *Journal of Geophysical Research* **10**, 4885-4896.
- Keller, E. A., and Pinter, N. (1996). "Active tectonics earthquakes, uplift, and landscape." Prentice Hall, Upper Saddle River.
- Kellogg, J. N., and Bonini, W. E. (1982). Subduction of the Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate. *Tectonics* **1**, 251-276.
- Kellogg, J. N., and Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System, geodetic studies, and gravity. *Geological Society of America* Special paper 295, 75-90.
- Kelsey, H. M., and Bockheim, J. G. (1994). Coastal landscape evolution as a function of eustasy and surface uplift rate, Southern Cascadia margin, USA. *Geological Society of America Bulletin* **106**, 840-854.
- Keraudren, B., Falguères, C., Bahain, J. J., Sorel, D., and Yokoyama, Y. (1995). Nouvelles datations radiométriques des terrasses marines de Corinthie (Péloponnèse septentrional, Grèce). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 320, 483-489.

- Keraudren, B., and Sorel, D. (1987). The terraces of Corinth (Greece) a detailed record of eustatic sea-level variations during the last 500,000 years. *Marine Geology* **77**, 99-107.
- Khodri, M., Leclainche, Y., Ramstein, G., Braconnot, P., Marti, O., and Cortijo, E. (2001). Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation. *Nature* **410**, 570-574.
- Kim, S.-J., Crowley, T. J., and Stossel, A. (1998). Local orbital forcing of Antartic climate change during the Last Interglacial. *Science* **280**, 728-730.
- Kissel, C., Laj, C., Labeyrie, L. D., Dokken, T., Voelker, A., and Blamart, D. (1999). Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: magnetic analysis of sediments from Nordic seas and the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 489-502.
- Kominz, M. A., Miller, K. G., and Browning, J. V. (1998). Long-term and short-term global Cenozoic sea-level estimates. *Geology* **26**, 311-314.
- Konishi, K., Shlange, S. O., and Omura, A. (1970). Neotectonic rates in the central Ryukyu Islands derived from ²³⁰Th coral ages. *Marine Geology* **9**, 225-240.
- Korotky, A., Grebennikova, T., Razjigaeva, N., Volkov, V., Mokhova, L., Ganzey, L., and Bazarova, V. (1997). Marine terraces of western Sakhalin Island. *Catena* **30**, 61-81.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T. M., and Sachs, J. P. (2002). El Niño-like pattern in ice age Tropical Pacific Sea surface temperature. *Science* **297**, 226-230.
- Kraglievich. (1970). Informe preliminar sobre la fauna fosil de la Formacion Canoa. *Archivo DGGM*.
- Kukla, G. J. (2000). The Last Interglacial. Science 287, 987-988.
- Kulm, L. D., Resig, J. M., Thornburg, T. M., and Schrader, H. J. (1982). Cenozoic structure, stratigraphy, and tectonics of the central Peru forearc: trench-forearc geology. *Geol. Soc. of London* 10, 151-169.
- Labonne, M., and Hillaire-Marcel, C. (2000). Geochemichal gradients within modern and fossil shells of *Concholepas concholepas* from northern Chile: an insight into U-Th systematic and diagenetic/authigenic isotopic imprints in mollusk shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 1523-1534.

Lallemand, S. (1999). "La subduction océanique." Gordon and Breach Science Publishers.

- Lallemand, S., Malavieille, J., and Calassou, S. (1992). Effects of the oceanic ridge subduction on accretionary wedges: experimental modeling and marine observations. *Tectonics* **11**, 1301-1313.
- Lambeck, K., and Bard, E. (2000). Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* **175**, 203-222.

- Lambeck, K., Ezat, T. M., and Potter, E.-K. (2002a). Links between climate and sea levels for the past three millions years. *Nature* **419**, 199-206.
- Lambeck, K., and Nakada, M. (1992). Constraints on the age and derivation of the Last Interglacial Period an on sea-level variation. *Nature* **357**, 477-482.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., and Purcell, T. (2002b). Into and out of the Last Glacial Maximum : sea-level change during oxygen isotope stage 3 and 2. *Quaternary Science Review* **21**, 343-360.
- Lamothe, M. (1995). Using 600-650 nm light for IRSL sample preparation. Ancient TL 13, 1-4.
- Lamothe, M. (1996). Datation par les méthodes de luminescence des feldspaths des milieux sédimentaires: le problème de la remise à zéro. *Géographie physique et quaternaire* **50**, 365-376.
- Lamothe, M., and Auclair, M. (1999). A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals. *Earth and Planetary Science Letters* **171**, 319-323.
- Landini, W., Carnevale, G., and Sorbini, C. (2002). Biogeographical significance of northern extraprovincial fishes in the Pliocene of Ecuador. *Geobios* in Press.
- Landini, W., Ragaini, L., Sorbini, L., Valleri, G., Varola, A., and Vera, R. (1991). Paleontologic and biostratigraphic observations on the Pliocene of Camarones (Esmeraldas, Ecuador). *Rend. Fis. Acc. Lincci.* 2, 353-359.
- Latorre, O. (1988). "Los mapas del Amazonas y el desarrollo de la cartografia ecuatoriana en el siglo XVIII." Museos del Banco Central del Ecuador, Guayaquil.
- Lavenu, A., and Noblet, C. (1988). Análisis sedimentológico y tectónico de la cuenca intramontañosa terciaria de Cuenca (Sur del Ecuador). *In* "V Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleo y CC. Afines." Loja.
- Lavenu, A., and Noblet, C. (1989). Synsedimentary tectonic control of Andean intermontane strike-slip basins of south Ecuador (South America). *In* "Intermontane Basins." Chiang Mai, Thailand.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M. G., Eguez, 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. *South America. Earth Science* 5, 309-320.
- Lawrence Edwards, R., Chen, J. H., and Wasserburg, G. J. (1987). ²³⁸U ²³⁴U ²³⁰Th ²³²Th systematics and the precise measurements of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* **81**, 175-192.
- le Roux, J. P., Tavares Correa, C., and Alayza, F. (2000). Sedimentology of the Rimac-Chillon alluvial fan at Lima, Peru, as related to Plio-Pleistocene sea-level changes, glacial cycles, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* **13**, 499-510.

- Lea, D. W., Martin, P. A., Pak, D. K., and Spero, H. J. (2002). Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews* **21**, 283-293.
- Lebrat, M. (1985). Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'occident équatorien: implications géodynamiques. *In* "Documents et travaux du Centre géologique de Montpellier."
- Lebrat, M., Mégard, F., Dupuy, C., and Dostal, J. (1987). Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geol. Soc. of America Bull.* **99**, 569-578.
- Ledesma-Vasquez, J., and Johnson, M. E. (2001). Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of the Bahia Concepcion region, Baja California Sur (México). *Sedimentary Geology* **144**, 83-96.
- LeFevre, L. V., and McNally, K. C. (1985). Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone. *Journal of Geophysical Research* **90**, 4495-4510.
- Li, C., and Clark, A. L. (1994). Tectonic effects of the subducting Nazca Ridge on the southern Peru continental margin. *Marine and Petroleum Geology* **11**, 575-586.
- Lions, R. (1995). "Evolution géodynamique d'un bassin d'avant-arc néogène en contexte décrochant: l'ouverture du Golfe de Guayaquil." Unpublished DEA thesis, Université Joseph Fourier Institut Dolomieu.
- Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian subduction system. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **62**, 2454-2477.
- Lonsdale, P., and Klitgord, K. D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. of Am. Bull.* **89**, 1-9.
- Lourens, L. J., and Hilgen, F. J. (1997). Long-periodic variations in the Earth's obliquity and their relation to third-order eustatic cycles and late Neogene glaciations. *Quaternary International* **40**, 43-52.
- Ludwig, K. R., Muhs, D. R., Simmons, K. R., Halley, R. B., and Shinn, E. A. (1996). Sealevel records at ~ 80 ka from tectonically stable platforms: Florida and Bermuda. *Geology* 24, 211-214.
- Lyell, C. (1865). "Elements of geology or the ancient changes of the Earth and its inhabitants as illustrated by geological monuments." John Murray, London.
- Macharé, I., Sebrier, M., Huamán, D., and Mercier, J. (19). Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Soc. Geol. de Peru* 7, 45-77.

- Macharé, J. (1987). "La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes Centrales." Unpublished Doctorat thesis, Université de Paris Sud.
- Machare, J., and Ortlieb, L. (1992). Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics* **205**, 97-108.
- Macharé, J., and Ortlieb, L. (1994). Morfoestratigrafia de los Tablazos del Noroeste peruano: neotectonica y fluctuaciones del nivel del mar. *Resumenes Extendidos del VIII Congreso Peruano de Geologia*, 238-241.
- MacKay, M. E., and Moore, G. F. (1990). Variation in deformation of the south Panama accretionary prism: response to oblique subduction and trench sediment variation. *Tectonics* **9**, 683-698.
- Mann, P., Taylor, F. W., Lagoe, M. B., Quarles, A., and Burr, G. (1998). Accelerating late Quaternary uplift of the New Georgia Island Group (Solomon Island arc) in response to subduction of the recently active Woodlark Spreading Center and Coleman Seamount. *Tectonophysics* 295, 259-306.
- Marchant, S. (1961). A photogeological analysis of the structure of the western Guayas Province, Ecuador, with discussion of the stratigraphy and Tablazo Formation derived from surface mapping. *Quat. Geol. Soc. London* **114**, 215-233.
- Marksteiner, R., and Aleman, A. (1990). Coast Ecuador technical agreement. AMOCO-Petroecuador.
- Marocco, R., and Lions, R. (1995). Evolucion tectono-sedimentaria del Golfo de Guayaquil desde el Mioceno hasta el Reciente., pp. 33. Convenio Petroproduccion-ORSTOM, Quito, Ecuador.
- Mauz, B. (1999). Late Pleistocene records of littoral processes at the Tyrrhenian coast (central Italy): depositional environments and luminescence chronology. *Quaternary Science Reviews* **18**, 1173-1184.
- Mauz, B., and Hassler, U. (2000). Luminescence chronology of Late Pleistocene raised beaches in southern Italy: new data of relative sea-level changes. *Marine Geology* 170, 187-203.
- Mayer, L., and Vincent, K. R. (1999). Active tectonics of the Loreto area, Baja California Sur, Mexico. *Geomorphology* **27**, 243-255.
- Mazzini, I., Anadon, P., Barbieri, M., Castorina, F., Ferreli, L., Gliozzi, E., Mola, M., and Vittori, E. (1999). Late Quaternary sea-level changes along the Tyrrhenian coast near Orbetello (Tuscany, central Italy): paleoenvironmental reconstruction using ostracods. *Marine Micropaleontology* 37, 289-311.
- McLaren, S. J., and Rowe, P. J. (1996). The reliability of uranium-series mollusc dates from the western Mediterranean Basin. *Quaternary Science Reviews* **15**, 709-717.

- McPhaden, M. J. (1999). Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science* 283, 950-954.
- Meco, J., Guillou, H., Carrecedo, J. C., Lomoschitz, A., Ramos, A.-J. G., and Rodriguez-Yanez, J.-J. (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185, 197-210.
- Megard, F., and Lebrat, M. (1986). Los terrenos exóticos del occidente ecuatoriano y sus relaciones con Suramérica. *In* "Coloquio "Ecuador 86"." pp. 12, Quito.
- Megard, F., Lebrat, M., and Mourier, T. (1986). Las suturas entre bloques exóticos y continente en el Ecuador y el norte del Perú.
- Megard, F., Roperch, P., Lebrat, M., Laj, C., Mourier, T., and Noblet, C. (1987). L'occident équatorien: un terrain océanique pacifique accolé au continent sud-américain. *Bull. Inst. Fr. Et. Andines* **1-2**, 39-54.
- Meissnar, R. O., Flueh, E. R., Stibane, F., and Berg, E. (1976). Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics* **35**, 115-136.
- Meldahl, K. H. (1995). Pleistocene shoreline ridges from tide-dominated and wave dominated coasts: northern Gulf of California and western Baja California, Mexico. *Marine Geology* 123, 61-72.
- Mendoza, C., and Dewey, J. W. (1984). Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1642, 1958, and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America* **74**, 577-593.
- Militar., I. G. (1993). Rio de Caña hoja topografica 1:50 000. Instituto Geografico Militar, Quito.
- Milne, G. A., Mitrovica, J. X., and Schrag, D. P. (2002). Estimating past continental ice volume from sea-level data. *Quaternary Science Reviews* **21**, 361-376.
- Minoura, K. (2000). Discovery of Minoan tsunami deposits. *Geology* 28, 59--62.
- Minster, I. B., and Jordan, T. H. (1978). Present day plate motions. *Geophys. Res.* 83, 5331-5354.
- Mitterer, R. M. (1974). Pleistocene stratigraphy in Southern Florida based on amino-acid diagenesis in fossil *Mercenaria*. *Geology*.
- Mora, H., Kellogg, J. N., Feymueller, J. T., Dixon, T. H., and Leffler, L. (1995). Tectonics of northwestern South America, CASA GPS measurements. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* **T21A-3**.
- Moreano, H. R., Zambrano, E., de Suescum, R. T., and Paredes, N. (1986). El Niño 82-83: su formacion, su desarrollo y sus manifestaciones en aguas ecuatorianas. *Acta Oceanografica del Pacifico, INOCAR* **3**, 1-23.

- Mourier, T., Mégard, F., Reyes Rivera, L., and Pardo Arguedas, A. (1998). L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-sud Equateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **1**.
- Muhs, D. R., Kelsey, H. M., Miller, G. H., Kennedy, G. L., Whelan, J. F., and McInelly, G. W. (1990). Age estimates and uplift rates for Late Pleistocene marine terraces: southern Oregon portion of the Cascadia forearc. *Journal of Geophysical Research* 95, 6685-6688.
- Muhs, D. R., Rosholt, J. N., and Bush, C. A. (1989). The uranium trend dating method: principles and applications for southern California marine terrace deposits. *Quaternary International* **1**, 19-34.
- Muller, R. A., and McDonald, G. I. (1995). Glacial cycles and orbital inclination. *Nature* **377**, 107-108.
- Muller, R. A., and McDonald, G. I. (1997). Glacial cycles and astronomical forcing. *Science* **277**, 215-218.
- Murray, A. J. R. (1925). A report on the southern property of the AEOL and adjacent territory. AEOL.
- Murray, A. S., and Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* **32**.
- Naish, T. R., Abbott, S. T., Alloway, B. V., Beu, A. G., Carter, R. M., Edwards, A. R., Journeaux, T. D., Kamp, P. J. J., Pillans, B. J., Saul, G., and Woolfe, K. J. (1998). Astronomical calibration of a Southern Hemisphere Plio-Pleistocene reference section, Wanganui Basin, New Zealand. *Quaternary Science Reviews* 17, 695-710.
- Naish, T. R., Pillans, B., and Kamp, P. J. J. (1997). Recurring global sea-level changes recorded in shelf deposits near the G/M polarity transition, Wanganui Basin, New Zealand: implications for redifining the Plio-Pleistocene boundary. *Quaternary International* 40, 61-72.
- Nakada, M., Tahara, M., Shimizu, H., Nagaoka, S., Uehira, K., and Suzuki, S. (2002). Late Pleistocene crustal uplift and gravity anomaly in the eastern part of Kyushu, Japan, and its geophysical implications. *Tectonophysics* **351**, 263-283.
- Nelson, A. R., Shennan, I., and Long, A. J. (1996). Identifying coseismic subsidence in tidalwetland stratigraphic sequences at the Cascadia subduction zone of western North America. *Journal of Geophysical Research* 101, 6115-6135.
- Olsson, A. (1931). Contributions to the Tertiary paleontology of Northern Peru: Pt.4, The Peruvian Oligocene. *In* "Bulletins of American Paleontology." pp. 100-264.
- Olsson, A. (1932). Contributions to the Tertiary paleontology of Northern Peru: Part 5, The Peruvian Miocene. *Bulletins of American Paleontology* **19**, 5-63.

Olsson, A. (1939). Introduction à la géologie du NO du Pérou et SO de l'Equateur.

- Olsson, A. (1942). Tertiary deposits of NO South America and Panama. *In* "Proc. 8th Ani. Sd. Congr." pp. 231-287, Washington.
- Olsson, A. (1964). "Neogene mollusks from northwestern Ecuador." Paleontological Research Institute, Ithaca.
- Ordóñez, M. (1991). "Bioestratigrafía y paleoecología del Plio-Pleistoceno del Graben de Jambelí." Unpublished Previa a la obtención del título de Doctora en Geología thesis, Universidad de Guayaquil.
- Ortlieb, L. (1987). "Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique." Unpublished State thesis, Aix-Marseille II.
- Ortlieb, L., Barrientos, S., and Guzman, N. (1996a). Coseismic coastal uplift and coraline algae record in northern Chile: the 1995 Antofogasta earthquake case. *Quaternary Science Reviews* **15**, 949-960.
- Ortlieb, L., Diaz, A., and Guzman, N. (1996b). A warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in northern Chile. *Quaternary Science Reviews* **15**, 857-871.
- Ortlieb, L., Ghaleb, B., Hillaire Marcel, C., Macharé, J., and Pichet, P. (1991). Geocronologia de terrazas marinas en la costa sur-peruana: enfoque metodologico. *In* "VII Congreso Peruano de Geologia." Lima, Peru.
- Ortlieb, L., Ghaleb, B., Hillaire Marcel, C., Macharé, J., and Pichet, P. (1992). Déséquilibres U/Th, rapports allo/isoleucine et teneurs en ¹⁸O des mollusques de dépôts littoraux pléistocènes du sud du Pérou: une base d'appréciation chronostratigraphique. *Compte Rendu Académie des Sciences, Paris* **314**, 101-107.
- Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J. L., Hillaire Marcel, C., Ghaleb, B., and Cournoyer, L. (1996c). Coastal deformation and sea level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. *Quaternary Science Reviews* **15**, 819-831.
- Ota, Y. (1985). Marine terraces and active faults in Japan with special reference to co-seismic events. *In* "TECTONIC GEOMORPHOLOGY." (Morisawa M. & Hack J.T., Ed.). Allen & Unwin.
- Ota, Y. (1986). Marine terraces as reference surfaces in Late Quaternary tectonics studies: examples from the Pacific Rim. *Royal Society of New Zealand* **24**, 357-375.
- Ota, Y., and Chappel, J. (1999). Holocene sea-level rise and coral reef growth on a tectonically rising coast, Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quaternary International* **55**, 51-59.
- Ota, Y., Chappel, J., Berryman, K., and Okamoto, Y. (1997). Late Quaternary paleolandslides on the coral terraces of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Geomorphology* **19**, 55-76.

Otvos, E. G. (2000). Beach ridges: definitions and significance. *Geomorphology* 32, 83-108.

- Paillard, D. (1998). The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. *Nature* **391**, 378-381.
- Palacios, O., and De La Cruz, J. (1989). Mapa geologico del cuadrangulo de Piura. Instituto Geografico Nacional, Lima.
- Palacios, O., De La Cruz, J., La Torre, O., and Quispecivana, L. (1989). Mapa geologico del cuadrangulo de Paita. Instituto Geografico Nacional, Lima.
- Pardo-Casas, F., and Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* **6**, 233-248.
- Paredes, N. (1996). Determinacion del datum vertical en La Libertad, Ecuador. *Acta Oceanografica del Pacifico, INOCAR* **3**, 205-209.
- Paredes, Q. C. (1974). El modelo de zonacion en la orilla rocosa del Departamento de Lima. *Revista Peruana de Biologia* **1**, 168-191.
- Paskoff, R. (1981). "L'érosion des côtes." Presse Universitaire de France, Paris.
- Paskoff, R. (1983). L'érosion des plages. La Recherche 140, 20-28.
- Paskoff, R. (1985). "Les littoraux, impact des aménagements sur leur évolution." Masson, Paris.
- Paskoff, R. (1993). "Côte en danger." Masson, Paris.
- Pecora, L., Jaillard, E., and Lapierre, H. (1999a). Accrétion paléogène et décrochement dextre d'un terrain océanique dans le nord du Pérou. *C. R. Acad. Sci.*
- Pecora, L., Jaillard, E., and Lapierre, H. (1999b). Paleogene accretion and dextral displacement of an oceanic terrane in northern Peru. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* **329**, 389-396.
- Pedoja, K., Dumont, J. F., Sorel, D., and Ortlieb, L. (2001). Marine terraces and subducting asperities: the Manta case, Ecuador. *In* "5th International Conference on Geomorphology." pp. 187. Transaction of the Japanese Geomorphological Union, Tokyo.
- Peltier, W. R. (2002). On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. *Quaternary Science Reviews* **21**, 377-396.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research* 86, 10753-10770.
- Pilger, J. R. H. (1981). Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. of America Bull.* **92**, 448-456.

- Pilger, J. R. H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction, and magmatism: South American Andes. *Geol. Soc. of London* 141, 793-802.
- Pillans, Chappel, J., and Naish, T. R. (1998). A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio-Pleistocene sea level changes and sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology* 122, 5-21.
- Pilsbry, H. A., and Olsson, A. A. (1941). A Pliocene fauna from western Ecuador. *In* "Proceedings of the Academy of Natural Science of Philadelphia." pp. 79. The Academy of Natural Science, Philadelphia.
- Pinter, N., and Gardner, T. W. (1989). Construction of a polynomial model of glacio-eustatic fluctuation: estimating paleo-sea levels continuously through time. *Geology* **17**, 295-298.
- Pisias, N. G., Martinson, D. G., Moore, T. C., N.J., S., Prell, W., Hays, J., and Boden, G. (1984). High-resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Marine Geology* 56, 119-136.
- Plafker, G., and Ward, S. N. (1992). Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean Sea coast during the April 22, 1991 Costa Rica earthquake. *Tectonics* **11**, 709-718.
- Plaziat, J.-C., Baltzer, F., Choukri, A., Conchon, O., Freytet, P., Orszag-Sperber, F., Raguideau, A., and Reyss, J.-L. (1998a). "Quaternary marine and continental sedimentation in the northern Red Sea and Gulf of Suez (Egyptian coast): influences of rift tectonics, climatic changes, and sea-level fluctuations." Chapman & Hall.
- Plaziat, J.-C., Reyss, J.-L., Choukri, A., Orzag-Sperber, F., Baltzer, F., and Purser, B. H. (1998b). Mise en évidence, sur la côte récifale d'Egypte, d'une régression interrompant brièvement le plus haut niveau du dernier interglaciaire (5e): un nouvel indice de variations glacio-eustatiques à haute fréquence au Pléistocène? *Bulletin de la Société Géologique de France* 169, 115-125.
- Pratt, R. M., and Dill, R. F. (1974). Deep eustatic terrace levels: further speculations. *Geology* **2**, 155-159.
- Prentice, M. L., and Matthews, R. K. (1988). Cenozoic ice-volume history: development of a composite oxygen isotope record. *Geology* **16**, 963-966.
- Prescott, J. R., Huntley, D. J., and Hutton, J. T. (1993). Estimation of equivalent dose in thermoluminescence dating the Australian slide method. *Ancient TL* **11**, 1-5.
- Quinif, Y. (1989). La datation uranium/thorium. Speleochronos 1, 3-23.
- Quinif, Y. (1994). La datation uranium/thorium: applications à la karstologie et à la géologie du Quaternaire. *Mémoires et publications de la société des sciences, des arts et des lettres du Hainaut* 97, 159-170.

- Rabassa, J., and Salemme, M. (1990). Quaternary of South America and the Antartic Peninsula, pp. 176. Brookfield, Rotterdam.
- Rabinovich, A. B., Thomson, R. E., Kulikov, E. A., Bornhold, B. D., and Fine, I. V. (1999). The landslide-generated tsunami of November 3, 1994 in Skagway Harbor, Alaska: a case study. *Geophysical Research Letters* **26**, 3009-3012.
- Ramirez-Herrera, M. T., and Urrutia-Fucugauch, i. J. (1999). Morphotectonic zones along the coast of the Pacific continental margin, southern Mexico. *Geomorphology* 28, 237-250.
- Rea, D. K., and Malfait, B. T. (1974). Geologic evolution of the northern Nazca Plate. *Geology* **2**, 317-320.
- Regnauld, H. (1985). Morphologie littorale des Îles Galapagos. Zeitschrift fur Geomorphologie **29**, 153-168.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, 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.
- Rial, J. A. (1999). Pacemaking the ice ages by frequency modulation of Earth's orbital eccentricity. *Science* **285**, 664-568.
- Rink, W. J., and Pieper, K. D. (2001). Quartz thermoluminescence in a storm deposit and a welded beach ridge. *Quaternary Science Reviews* **20**, 815-820.
- Robinson, P. D., and Haslett, S. K. (1995). A radiolarian-dated sponge microslere assemblage from the Miocene Dos Bocas Formation of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 195-200.
- Rodbell, D. T., Seltzer, G. O., Anderson, D. M., Abbot, M. B., Enfield, D. B., and Newman, J. H. (1999). A 15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science* 283, 516-520.
- Rohling, E. J., Fenton, M., Jorissen, F. J., Bertrand, P., Ganssen, G., and Caulet, J. P. (1998). Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. *Nature* **394**, 162-165.
- Ronan, C. (1988). "Histoire mondiale des sciences." Le Seuil, Paris.
- Rostami, K., Peltier, W. R., and Mangini, A. (2000). Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model for the global process of glacial isostatic adjustment. *Queternary Science Review* **19**, 1495-1525.
- Rust, D., and Kershaw, S. (2000). Holocene tectonic uplift patterns in northeastern Sicily: evidence from marine notches in coastal outcrops. *Marine Geology* **167**, 105-126.
- Rutherford, S., and D'Hondt, S. (2000). Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature* **408**, 72-75.

- Sagawa, N., Nakamori, T., and Iryu, Y. (2001). Pleistocene reef development in the southwest Ryukyu Islands, Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **175**, 303-323.
- Sallares, V., Charvis, P., and Flueh, E. R. (2002a). Wide-angle seismic constraints on the evolution of the Galapagos hotspot-Cocos-Nazca spreading center interaction. *In* "5th ISAG Meeting on Andean Geodynamics." Toulouse.
- Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E. R., Walther, C., and Bialas, J. (2002b). Wide-angle seismic constraints on the evolution of the Galapagos Volcanic Province. *In* "XXVII EGS." Nice.
- Sandweiss, D. H., Richardson, J. B., Reitz, E. J., Rollins, H. B., and Maasch, K. A. (1996). Geoarchaeological evidence from Peru for a 5,000 years B.P onset of El Niño. *Science* 273, 1531-1533.
- Sandwell, D. T., and Smith, W. (1994). New global marine gravity/map grid based on stacked ERS-1 Geosat and Yopex altimetry. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 321.
- Santana, E., Armas, V., Barionuevo, C., Dumont, J.-F., King, A., and Soledispa, B. (2002). Formación de una plataforma marina: cuantificación y evaluación del proceso en relación con el fenómeno El Niño. *In* "Congresso Ecuatoriano de Geologia." Guayaquil, Ecuador.
- Sato, H., Okuno, J., Nakada, M., and Maeda, Y. (2001). Holocene uplift derived from relative sea-levels records along the coast of western Kobe, Japan. *Quaternary Science Reviews* **20**, 1459-1474.
- Schnuerle, P., Liu, C.-S., S., L., and Reed, D. L. (1998). Structural insight into the south Ryukyu margin: effects of the subducting Gagua Ridge. *Tectonophysics* **288**, 237-250.
- Schumm, S. A., Dumont, J.-F., and Holbrook, J. M. (2000). "Active tectonics and alluvial rivers." Cambridge University Press, Cambridge.
- Sebrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., and Soulas, J.-P. (1988). Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia, and northern Chile) from Eocene to present. *In* "Géodynamique." pp. 85-106.
- Sebrier, M., Mercier, J.-L., Mégard, F., Laubacher, G., and Carey-Gailhardis, E. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and the stress in the Central Andes of south Peru. *Tectonics* **4**, 739-780.
- Shackleton, N. J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume, and sea level. *Quaternary Science Reviews* **6**, 183-190.
- Shackleton, N. J. (1997). The deep-sea sediment record and the Pliocene-Pleistocene boundary. *Quaternary International* **40**, 33-35.

- Shackleton, N. J. (2000). The 100,000 year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* **289**, 1897-1902.
- Shackleton, N. J., and Opdyke, N. D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238. *Quaternary Research* **3**, 39-55.
- Shennan, I. (1996). Tidal marsh stratigraphy, sea level change, and large earthquarkes, I : a 5,000 year-record in Washington, USA. *Quaternary Science Reviews* **15**, 1023-1059.
- Shepherd, G. (1979). "Shallow crustal structure and marine geology of a convergence zone: northwest Peru and southwest Ecuador." Unpublished P.H.D en Geología thesis, University of Hawaii.
- Shepherd, G., and Moberly, R. (1981). Coastal structure of the continental margin, northwest Peru and southwest Ecuador. *Geol. Soc. America* **154**, 351-391.
- Sheppard, G. (1928). Geological observations on Isla de la Plata, Ecuador, South America. *???* **??**, 480-486.
- Sheppard, G. (1930). The geology of southwestern Ecuador. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 14, 263-309.
- Sheppard, G. (1937). Geology of Ecuador, Murby-London.
- Shulmeister, J., Soons, J. M., Berger, G. W., Harper, M., Holt, S., Moar, N., and Carter, J. A. (1999). Environmental and sea-level changes on Banks Peninsula (Canterbury, New Zealand) through three glaciation-interglaciation cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152, 101-127.
- Soler, P., and Bonhomme, M. (1990). Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. *Geol. Soc. America* 241, XX.
- Sosson, M., Bourgois, J., and Mercier de Lépinay, B. (1994). SeaBeam and deep-sea submersible Nautile surveys in the Chiclayo Canyon off Peru (7°S): subsidence and subduction-erosion of an Andean-type convergent margin since Pliocene times. *Marine Geology* **118**, 237-256.
- Spooner, N. A. (1992). Optical dating: preliminary results on the anomalous fading of luminescence from feldspars. *Quaternary Science Reviews* **11**, 139-145.
- Stanev, E. V., and Peneva, E. L. (2002). Regional sea level response to global climatic change: Black Sea examples. *Global and Planetary Changes* **32**, 33-47.
- Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidence by focal mechanisms and by seismicity. *Geophysical Research* **80**, 1053-1064.
- Stephenson, W., and Kirk, R. M. (1996). Measuring erosion rates using the micro-erosion meter: 20 years of data from shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Marine Geology* 131, 209-218.

- Stephenson, W., and Kirk, R. M. (2000a). Develoment of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Part 2: the role of subaerial weathering. *Geomorphology* 32, 43-56.
- Stephenson, W., and Kirk, R. M. (2000b). Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Part 1: the role of waves. *Geomorphology* 32, 21-41.
- Stephenson, W., and Kirk, R. M. (2001). Surface swelling of coastal bedrock on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Geomorphology* **41**, 5-21.
- Steward, I. S. e. a. (1997). Holocene coastal uplift in the Taormina area, northeastern Sicily: implications for the southern prolongation of the Calabrian seismogenic belt. *Journal of Geodynamics* **24**, 37-50.
- Stienstra, P. (1983). Quaternary sea-level fluctuations on the Netherlands Antilles possible correlations between a newly composed sea-level curve and local features. *Marine Geology* **52**, 27-37.
- Stirling, C. H., Esat, T. M., Lambeck, K., and McCulloch, M. T. (1998). Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 745-762.
- Stirling, C. H., Esat, T. M., Lambeck, K., McCulloch, M. T., Blake, S. G., Lee, D.-C., and Halliday, A. N. (2001). Orbital forcing of the marine isotope stage 9 interglacial. *Science* 291, 290-293.
- Strickertsson, K., and Murray, A. S. (1999). Optically stimulated luminescence dates for Late Pleistocene and Holocene sediments from Norre Lyngby, Northern Jutland, Denmark. *Quaternary Geochronology* **18**, 169-178.
- Suess, E., von Huene, I. A., and Scientists, L. S. (1988). Ocean Drilling Program Leg 112, Peru continental margin. Part 2: sedimentary history and diagenesis in a coastal upwelling environment. *Geology* 16, 939-943.
- Swenson, J. L., and Beck, S. L. (1996). Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and earthquakes cycles along the Colombia-Ecuador and Peru subduction segments. *PAGEOPH* **146**, 67-101.
- Szabo, B. J., Ludwig, K. R., Muhs, D. R., and Simmons, K. R. (1994). Thorium-230 ages of corals and duration of the Last Interglacial sea-level highstand on Oahu, Hawaii. *Science* **266**, 93-99.
- Szabo, B. J., Miller, G. H., Andrews, J. T., and Stuiver, M. (1981). Comparison of uraniumseries, radiocarbon, and amino-acid data from marine molluses, Baffin Island, Arctic Canada. *Geology* **9**, 451-457.

- Szabo, B. J., and Rosholt, J. N. (1969). Uranium-series dating of Pleistocene molluscan shells from Southern California - an open system model. *Journal of Geophysical Research* 74, 3253-3260.
- Talling, P. J. (1998). How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge. *Geology* **26**, 87-90.
- Tanaka, K., Hataya, R., Spooner, N. A., Questiaux, D. G., Saito, Y., and Hashimoto, T. (1997). Dating of marine terrace sediments by ESR, TL, and OSL methods and their applicabilities. *Quaternary Science Reviews* 16, 257-264.
- Tanner, W. F. (1995). Origin of beach ridges and swales. Marine Geology 129, 149-161.
- Tauxe, L., Herbert, T., Shackleton, N. J., and Kok, Y. S. (1996). Astronomical calibration of the Matuyama-Bruhnes boundary: consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences. *Earth and Planetary Science Letters* 140, 133-146.
- Taylor, F. W., Isacks, B. L., Jouannic, C., Bloom, A. L., and Dubois, J. (1980). Coseismic and Quaternary vertical tectonic movements, Santo and Malekula Islands, New Hebrides island arc. *Journal of Geophysical Research* 85, 5367-5381.
- Thom, B. G. (1983). Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in southeast Australia. *Marine Geology* **56**, 137-158.
- Thornburg, T., and Kulm, L. D. (1981). Sedimentary basins of the continental margin: structure, stratigraphy, and Cenozoic tectonics from 60° S to 160° S latitude. *Geol. Soc. America* **154**.
- Thornton-Horsfield, W. (1975). Quaternary vertical movements in the Greater Antilles. *Geological Society of America Bulletin* **86**, 933-938.
- Tibaldi, A., and Ferrari, L. (1992). Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* **205**, 109-125.
- Tomiati, C., and Abbazzi, L. (2002). Deer fauna from Pleistocene and Holocene localities of Ecuador (South America). *Geobios* sous presse.
- Toscano, M. A., and Lundberg, J. (1999). Submerged Late Pleistocene reefs on the tectonallystable S.E. Florida margin: high-precision geochronology, stratigraphy, resolution of Substage 5a sea-level elevation, and orbital forcing. *Quarternary Science Reviews* 18, 753-767.
- Travis, R. B., Gonzalez, O., and Pardo, A. (1985). Hydrocarbon potential of coastal basins of Peru. Petróleos del Perú, Lima.
- Trenhaile, A. S. (2000). Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology* **166**, 163-178.
- Trenhaile, A. S. (2001). Modeling the effect of Late Quaternary interglacial sea levels on wave-cut shore platforms. *Marine Geology* **172**, 205-223.

- Trenhaile, A. S. (2002a). Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology* **185**, 341-361.
- Trenhaile, A. S. (2002b). Rock coast, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology* in press.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., and Hector Mora, P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* in press.
- Tschopp, H. J. (1948). Geologisehe Skisse von Ekuador. Bull. Ass. Sviss Geol. lug Petrol. 48, 14-15.
- Tsuchi, R. (1997). Marine climatic reponses to Neogene tectonics of the Pacific Ocean seaways. *Tectonophysics* **281**, 113-124.
- Tudhope, A. W., Chilcott, C. P., McCulloch, M. T., Cook, E. R., Chappell, J., Ellam, R. M., Lea, D. W., Lough, J. M., and Shimmield, G. B. (2001). Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science* 291, 1511-1517.
- van de Plassche, O. (1986). "Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data."
- van Hunen, J., van der Berg, A. P., and Vlaar, N. J. (2002). On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. *Tectonophysics* **352**, 317-333.
- van Vliet-Lanoë, B., Laurent, M., Bahain, J. L., S., B., Falguères, C., Field, M., Hallégouët, B., and Keen, D. H. (2000). Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: regional and global stratigraphic implications. *Journal of Geodynamics* 29, 15-41.
- Verosub, K. L. (1988). Geomagnetic secular variation and the dating of Quaternary sediments. *Geological Society of America* Special Paper 227, 123-138.
- Villamar, R. (2001). Subduction de la Ride de Carnegie sous la marge d'Equateur: structure et déformation à partir des données de sismique multitrace., pp. 35. Géosciences Azur.
- Vogt, P. R., Lowrie, A., Bracey, D. R., and Hey, R. (1976). Subduction of aseismic oceanic ridges: effect on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries. *Geological Society of America Special Paper* **172**, 59pp.
- von Huene, R., Bourgeois, J., Miller, J., and Pautot, G. (1989). A large tsunamogenic landslide and debris flow along the Peru trench. *Journal of Geophysical Research* **92**, 1703-1714.
- von Huene, R., and Lallemand, S. (1990). Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geol. Soc. of America Bull.* **102**, 704-720.
- von Huene, R., and Pecher, I. A. (1999). Vertical tectonics and the origins of BSRs along the Peru margin. *Earth and Planetary Science Letters* **166**, 47-55.

- von Huene, R., Pecher, I. A., and Gutscher, M.-A. (1996). Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge. *Tectonics* **15**, 19-33.
- von Huene, R., Ranero, C. R., and Weinrebe, W. (2000). Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos plate, and Central American volcanism. *Tectonics* **19**, 314-334.
- von Huene, R., Suess, E., and Scientist, L. S. (1988). Ocean Drilling Program Leg 112, Peru continental margin. Part 1: Tectonic history. *Geology* **16**, 934-938.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L. D., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminefera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305.
- Walker, S. E. (2001). Paleoecology of gastropods preserved in turbiditic slope deposits from the Upper Pliocene of Ecuador. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 166, 141-163.
- Wallinga, J., Murray, A., and Wintle, A. (2000). The single aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse grain feldspar. *Radiation Measurements* **32**, 529-533.
- Warrick, R. A., Barrow, E. M., and Wigley, T. M. L. (1993). Climate and sea level change: observations, projections and implications. Cambridge University Press, Cambridge.
- Wehmiller, J. F., Lamothe, M., and Noller, J. S. (1998). Dating and earthquakes : review of Quaternary geochronology and its application to paleoseismology. Comparison of approaches to dating Atlantic coastal plain sediments, Virginia Beach, Virginia. U.S. Nuclear Regulation Commission
- NUREG/CR-5562, 4.3-4.31.
- Westaway, R. (2002). The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surfaces processes and flow in the lower continental crust. *Tectonophysics* **348**, 269-318.
- Whittaker, J. E. (1988). Benthic cenozoic foraminifera from Ecuador (coastal area). British Museum (Natural History), London.
- Williams, A. T. (1995). The measurement of pebble impacts and wave action on shore platforms and beaches: the swash force transducer (swashometer). *Marine Geology* 129, 137-143.
- Wilson, R. C. L., Drury, S. A., and Chapman, J. L. (2000). "The great ice age." Routledge, London.
- Winckell, A., Zebrowski, C., and Sourdat, M. (1997). "Las regiones y paisajes del Ecuador." Instituto Geografico Militar, Quito.

- Wintle, A. G. (1973). Anomalous fading of thermoluminescene in mineral samples. *Nature* **245**, 143-144.
- Witt, C. (2001). "Analyse de la déformation active à partir d'images radar et d'observations morpho-tectoniques dans le nord-ouest de la province d'Esmeraldas, Equateur." Unpublished engineer thesis, Escuela Politecnica Nacional.
- Wood, P. B. (1994). Optically stimulated luminescence dating of a Late Quaternary shoreline deposit, Tunisia. *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)* 13, 513-516.
- Woodcock, N. H. (1986). Strike-slip duplexes. Journal of Structural Geology 8, 725-735.
- Woodroffe, C. D., Murray-Wallace, E. A., Brooke, B., Heijnis, H., and Price, D. M. (1995). Late Quaternary sea-level highstands in the Tasman Sea: evidence from Lord Howe Island. *Marine Geology* 125, 61-72.
- Wortel, M. J. R. (1984). Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *Geol. Soc. London* **141**, 783-791.
- Wright, L. W. (1970). Variation of the level of the cliff/shore platform junction along the south coast of Great Britain. *Marine Geology* **9**, 347-353.
- Yaltirak, C., Sakinç, M., Aksu, A. E., Hiscott, R. N., Ghaleb, B., and Ulgen, U. B. (2002). Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sea-level variations. *Marine Geology* **3166**, 1-24.
- Yamazaki, T., and Oda, H. (2002). Orbital influence on Earth's magnetic field: 100,000-year periodicity in inclination. *Science* **295**, 2435-2438.
- Yokoyama, Y., Esat, T. M., and Lambeck, K. (2001a). Coupled climate and sea level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 579-587.
- Yokoyama, Y., Esat, T. M., and Lambeck, K. (2001b). Last Glacial sea-level change deduced from uplifted coral terraces of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quaternary International* **83**, 275-283.
- Yokoyama, Y., Purcell, A., Lambeck, K., and Johnston, P. (2001c). Shore-line reconstruction around Australia during the Last Glacial Maximum and Late Glacial Stage. *Quaternary International* **83**, 9-18.
- Yonekura, N., and Ota, Y. (1986). Sea-level changes and tectonics in the Late Quaternary. *Recent Progress of Natural Sciences in Japan* **11**, 17-34.
- Young, R. W., Bryant, E. A., Price, D. M., and Spassov, E. (1995). The imprint of tsunami in quaternary coastal sediments of Southeastern Australia. *Bulgarian Geophysical Journal* XXI, 24-32.

Zambrano, E. (1996). El Niño. Acta Oceanografica del Pacifico, INOCAR 8, 109-114.

Zazo, C. (1999). Interglacial sea levels. Quaternary International 55, 101-113.

- Zazo, C., Goy, J. L., Hillaire Marcel, C., Gillot, P.-Y., Soler, V., Gonzalez, J. A., Dabrio, C. J., and Ghaleb, B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews* In press.
- Zazo, C., Hillaire Marcel, C., J.L., G., Ghaleb, B., and Hoyos, M. (1997). Cambios del nivel del mar - clima en los ultimos 250 ka (Canarias Orientales, España). *Boletin Geologico y Minero* 108, 159-169.
- Zazo, C., Silva, P. G., Goy, J. L., Hillaire Marcel, C., Ghaleb, B., Lario, J., Bardaji, T., and Gonzalez, A. (1999). Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terrace of the Gibraltar Strait area (South Spain). *Tectonophysics* 301, 95-109.
- Zhu, Z. R., Wyrwoll, K. H., Collins, L. B., Chen, J. H., Wasserburg, G. J., and Eisenhauer, A. (1993). High-precision U-series dating of last interglacial events by mass spectrometry: Houtman Abrolhos Islands, western Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 118, 281-293.