Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales : Etude de l'évolution géomorphologique et datations (10Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou - Nord Chili).

Marianne Saillard

▶ **To cite this version:**

Marianne Saillard. Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales : Etude de l'évolution géomorphologique et datations (10Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou - Nord Chili).. Sciences de la Terre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2008. Français. NNT : . tel-00329922

HAL Id: tel-00329922

https://theses.hal.science/tel-00329922

Submitted on 14 Oct 2008

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

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

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par ***l'Université Toulouse III - Paul Sabatier***
Discipline ou spécialité : ***Sciences de la Terre et Environnement***

Marianne SAILLARD

Le 4 Juillet 2008

Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales : Etude de l'évolution géomorphologique et datations (^{10}Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou – Nord Chili)

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*
Unité de recherche : *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie*
Directeurs de Thèse : *Gérard Hérail et Laurence Audin*

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par ***l'Université Toulouse III - Paul Sabatier***
Discipline ou spécialité : ***Sciences de la Terre et Environnement***

Présentée et soutenue par

Marianne SAILLARD

Le 4 Juillet 2008

Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales : Etude de l'évolution géomorphologique et datations (^{10}Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou – Nord Chili)

JURY

Joseph Martinod	*Professeur, Université Paul Sabatier-LMTG, Toulouse*	*Président*
Onno Oncken	*Professeur, GeoForschungsZentrum, Potsdam*	*Rapporteur*
Olivier Bellier	*Professeur, Université Aix Marseille III-CEREGE, Aix-Marseille*	*Rapporteur*
Etienne Jaillard	*Professeur, Université Joseph Fourier-LGCA, Grenoble*	*Rapporteur*
Luc Ortlieb	*Directeur de Recherche, IRD, Bondy*	*Examinateur*
Yves Gaudemer	*Professeur, IPGP, Paris*	*Examinateur*
Gérard Hérail	*Directeur de Recherche, IRD, Toulouse*	*Directeur de thèse*
Laurence Audin	*Chargé de Recherche, IRD, Toulouse*	*Directeur de thèse*

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*
Unité de recherche : *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie*

RÉSUMÉ

L'étude géomorphologique et la datation de séquences de terrasses marines, le long de la côte des Andes centrales, a permis de mettre en évidence une variabilité longitudinale et temporelle de la réponse de la plaque sud-américaine à la subduction de la plaque Nazca, au cours du Pléistocène. Les vitesses de soulèvement moyennes, déduites des âges ^{10}Be, varient de 229 ± 40 (17,8°S) à 696 ± 53 mm/ka (15,33°S) le long de la côte. Des périodes de soulèvement rapide alternent avec des périodes de soulèvement plus lent au cours du Pléistocène. L'évolution morphologique de l'avant-arc est contrôlée par des processus tectoniques actifs liés à la zone de subduction. En-dessous d'une valeur seuil de 100-110 km de distance fosse-côte, les terrasses marines sont préservées et enregistrent les plus forts taux de soulèvement de la côte. Le soulèvement épisodique résulterait d'une variation de la surface de la zone sismogénique au cours du Pléistocène, en relation avec la variation de la distance fosse-côte.

ABSTRACT

Geomorphic study and dating of marine terrace sequences along the coastal part of the Central Andean forearc evidence longitudinal and temporal variations in the response of the South American plate to the Nazca plate subduction during Pleistocene. The average uplift rates vary between 229 ± 40 (17.8°S) and 696 ± 53 mm/ka (15.33°S) along the coast. Rapid uplift periods alternate with slower uplift during the Pleistocene times. The morphologic evolution of the forearc is directly linked to active tectonic processes occurring along the subduction zone. Below a threshold in the coast-trench distance of about 100-110 km, the marine terraces are preserved and record the highest uplift rates of the whole Andean coastal front. The episodic uplift would be a result of the seismogenic zone surface variations during the Pleistocene and the related variation in the coast-trench distance.

TABLE DES MATIÈRES

Table des matières

1. Introduction ... 13

1.1. Présentation générale des Andes ... 13

1.1.1. Structuration des Andes centrales (4-35°S) au Néogène ... 15

1.1.1.1. Segmentation de la plaque Nazca ... 15

1.1.1.1.1. Segmentation de la subduction ... 15

1.1.1.1.2. Segmentation du volcanisme ... 17

1.1.1.1.3. Segmentation et morphologie générale de la chaîne ... 18

1.1.1.2. Vitesses de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud ... 19

1.1.1.3. Historique des séismes de subduction et lacune sismique ... 20

1.1.1.4. Description morphostructurale des Andes Centrales ... 21

1.1.2. Les mécanismes de soulèvement de l'avant-arc andin ... 24

1.2. Les terrasses marines : des marqueurs géomorphologiques de la dynamique du soulèvement côtier. 27

1.3. Les terrasses marines comme marqueurs spatio-temporels de la déformation des marges et de sa quantification. ... 31

1.4. Zones d'étude ... 33

1.5. Objectifs et démarche ... 38

2. Les mécanismes de formation et de préservation des terrasses marines ... 43

2.1. Les agents de l'érosion littorale ... 43

2.1.1. Les vagues et la houle ... 43

2.1.2. Dynamique de la houle au-dessus du platier et érosion ... 48

2.1.3. Les courants littoraux ... 49

2.1.4. Le vent, l'altération chimique et l'activité biologique ... 51

2.2. Les formes du rivage : les zones d'érosion et les zones d'accumulation ... 52

2.3. La formation des terrasses marines ... 54

2.3.1. Eustatisme et stades isotopiques : la chronologie des variations du niveau marin de la mer au Pléistocène. ... 54

2.3.2. Les processus de formation des terrasses marines ... 56

2.4. La préservation des terrasses marines ... 63

3. Méthodologies de datation et de mesure des taux de soulèvement utilisées ... 69

3.1. Méthodologie de datation absolue ... 69

3.1.1. Méthode de l'isotope cosmogénique *Béryllium* 10 (^{10}Be) ... 69

3.1.1.1. Intérêt de la méthode ... 69

3.1.1.2. Principe ... 72

3.1.1.3. Stratégies d'échantillonnage en surface / selon un profil en profondeur ... 78

3.1.1.3.1. La stratégie d'échantillonnage en surface ... 78

3.1.1.3.2. La stratégie d'échantillonnage le long d'un profil en profondeur ... 79

3.1.1.4. Analyse en laboratoire et principe de la méthode de calcul des âges de surfaces et le long d'un profil en profondeur ... 82

3.1.1.4.1. Protocole en laboratoire ... 82

3.1.1.4.2. Principe de la méthode de calcul des âges de surface et selon un profil en profondeur ... 82

3.1.2. Méthodes U-Th de datation de coquilles fossiles ... 85

3.1.2.1. Principe et méthode d'échantillonnage ... 85

3.1.2.2. Protocole et application de la technique aux coquilles des cordons littoraux de la région de Tongoy. 86

3.2. Détermination des taux de surrection de la côte 88

4. Etude géomorphologique et tectonique des segments côtiers de l'Orocline bolivien. 95

4.1. La zone des Altos de Talinay-Baie de Tongoy (Centre-nord, Chili) 97

4.1.1. Les terrasses d'abrasion marine du flanc occidental des Altos de Talinay 97

4.1.1.1. Au nord de la baie de El Teniente (31°S) 98

4.1.1.1.1. Résumé de l'article 98

4.1.1.1.2. Article accepté dans la revue Earth and Planetary Science Letters 99

4.1.1.2. Au sud de la baie de El Teniente (31°S) 135

4.1.1.2.1. Datations complémentaires : la zone de la Caleta Maïten 137

4.1.1.2.2. Corrélations des âges obtenus à la Caleta Maïten avec les stades isotopiques. 138

4.1.1.2.3. Interprétations 138

4.1.2. Les cordons littoraux de la baie de Tongoy 139

4.1.2.1. Datation U-Th des coquilles contenues dans les cordons littoraux/dépôts de terrasses marines. 141

4.1.2.2. Corrélations des cordons littoraux/terrasse marine aux stades isotopiques. 143

4.1.2.3. Interprétations 143

4.2. La côte sud du Pérou 145

4.2.1. Introduction 145

4.2.2. Contexte géologique 148

4.2.3. Morphologie de la zone côtière : description des terrasses marines et du système de failles qui les affecte 153

4.2.3.1. La zone de San Juan de Marcona 153

4.2.3.2. La zone de Chala-Tanaka-Chaviña 167

4.2.3.3. La zone d'Ilo 173

4.2.4. Stratigraphie des terrasses marines de la baie de Chala 176

4.2.5. Datation au ^{10}Be des terrasses marines 178

4.2.5.1.1. La zone de San Juan de Marcona 179

4.2.5.1.2. La zone de Chala-Tanaka-Chaviña 186

4.2.5.1.3. La zone d'Ilo 197

4.2.6. Corrélations des terrasses marines aux stades isotopiques. 200

4.3. Les vitesses de soulèvement des segments côtiers le long de l'Orocline bolivien 212

5. Discussion/Comparaison 217

6. Conclusion et perspectives 233

Bibliographie 237

Liste des figures 261

Annexes 279

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1. Introduction

1.1. Présentation générale des Andes

La cordillère des Andes est la plus longue chaîne de montagne du monde (8 000 km). Elle s'étend sur 66° en latitude le long de la façade occidentale de l'Amérique du Sud. Elle borde sept pays dans sa longueur, avec respectivement, du Nord vers le Sud : le Venezuela, la Colombie, l'Équateur, le Pérou, la Bolivie, le Chili et l'Argentine. C'est une chaîne de subduction liée au passage en subduction des plaques Nazca, Cocos et Antarctique sous la plaque Amérique du Sud. Elle est constituée d'une zone avant-arc (le long de la côte pacifique), la chaîne proprement dite et d'une zone arrière-arc (bassins amazonien et argentin). La Cordillère des Andes est traditionnellement divisée en trois grands domaines : 1) les Andes septentrionales (12°N-4°S) qui se développent au-dessus de la subduction des plaques Cocos et Nazca et impliquent le domaine Caraïbes et l'isthme de Panama, 2) les Andes centrales (4-35°S), au-dessus de la subduction de la plaque Nazca, et 3) les Andes australes ou méridionales (35-55°S), liées au passage en subduction de la dorsale du Chili et de la plaque Antarctique (Figure 1). Si la largeur de la Cordillère ne dépasse guère une centaine de kilomètres dans sa partie sud, elle avoisine les 800 km dans sa partie centrale, en Bolivie, où le taux de raccourcissement est le plus important (e.g. Roeder, 1988 ; Sheffels, 1990 ; Baby et al., 1990). Sur ce tronçon de la chaîne, la croûte continentale est fortement épaissie et atteint localement 80 km (Wigger et al., 1994 ; Zandt et al., 1994, 1996 ; Beck et al., 1996). Cet épaississement est compensé par une anomalie topographique positive majeure, le haut plateau de l'Altiplano-Puna (~ 4000m). En tenant compte de la fosse océanique du Pérou-Chili (profonde de 8 025 m au large du Chili septentrional) qui correspond à l'interface entre les deux plaques, les Andes constituent le plus important relief au monde situé au-dessus d'une zone de subduction.

La structuration et la configuration morphologique actuelle des Andes sont, d'une part, liées à différents processus tectoniques associés à la subduction de la plaque océanique Nazca (Farallon), qui plonge sous la plaque continentale Amérique du Sud depuis l'Albien (Jaillard et Soler, 1996), et, d'autre part, aux variations climatiques spatiales et temporelles le long de la chaîne et donc aux interactions entre climat et érosion (Lamb et Davis, 2003 ; Montgomery et al., 2001). De même, l'acquisition du relief à travers les Andes ne s'est

probablement pas faite de manière symétrique et les processus qui ont accommodé le soulèvement, sur le flanc Ouest, ou sa cinématique, restent mal connus et discutés (e.g. Isacks, 1988 ; Vietor et Oncken, 2005 ; Farias et al., 2005), notamment dans le nord de l'Orocline bolivien, pour la partie péruvienne. Pour certains auteurs, les taux de soulèvement ont énormément ralenti depuis 5 Ma (Victor et al., 2004) et pourtant, les principales terrasses marines observées le long de la marge ouest andine sont d'âge Pléistocène.

Dans ce travail de recherche, nous allons nous intéresser à la structure de la zone côtière des Andes centrales, à sa morphologie et à son soulèvement au cours du Pléistocène, à partir de l'étude détaillée de deux segments de l'avant-arc andin du Pérou et du Chili (Figure 2).

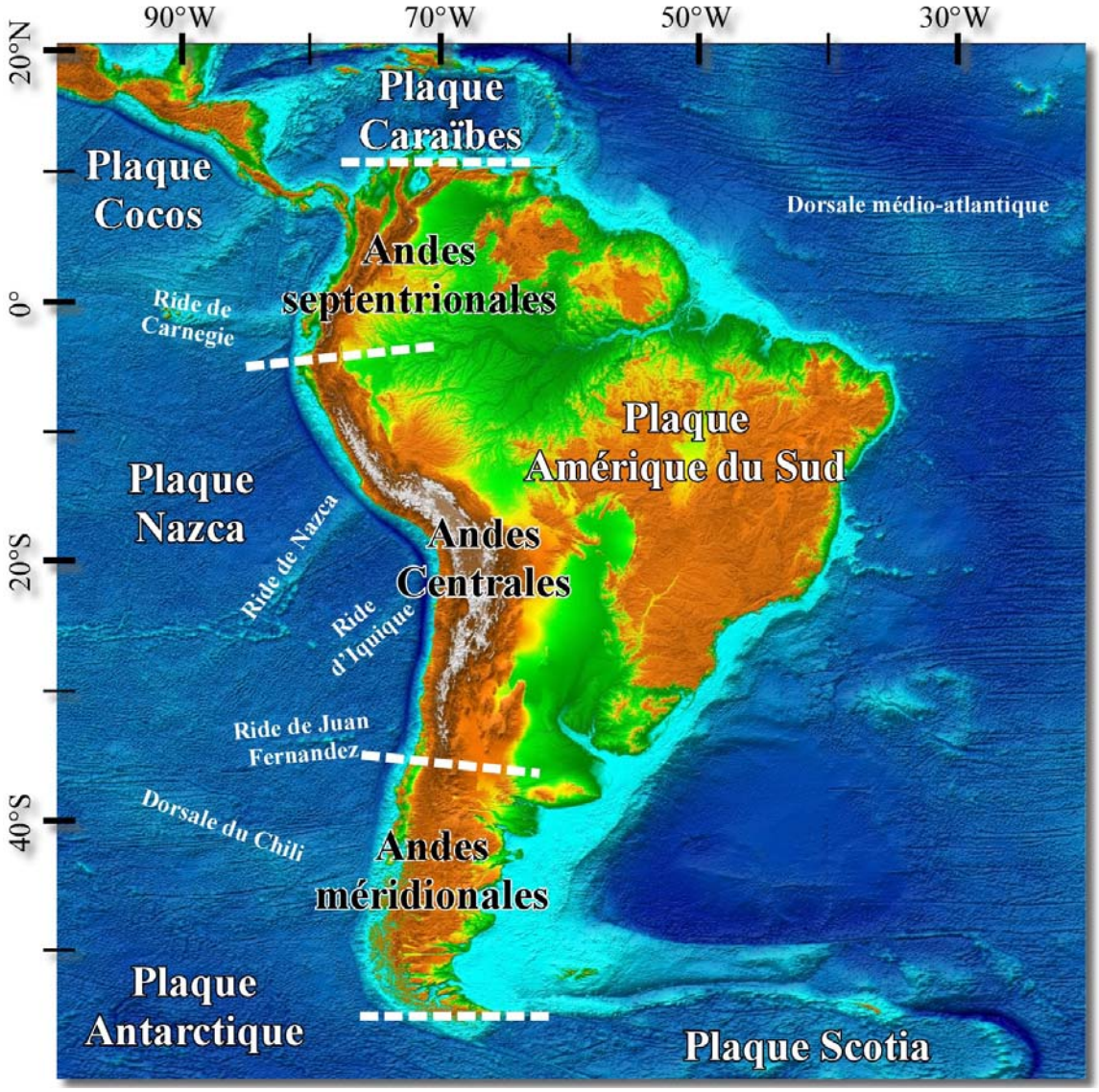


Figure 1 : Les trois domaines de la Cordillère des Andes. Le segment des Andes septentrionales est caractérisé par la subduction de la ride asismique Carnegie. Le segment des Andes centrales est défini par les sommets les plus hauts et par la subduction de trois rides asismiques, la ride de Nazca, d'Iquique et de Juan Fernandez. Le segment des Andes méridionales se caractérise par la subduction d'une dorsale, la dorsale du Chili, et d'un point triple.

1.1.1. Structuration des Andes centrales (4-35°S) au Néogène

1.1.1.1. Segmentation de la plaque Nazca

1.1.1.1.1. Segmentation de la subduction

La zone de subduction du Pérou-Chili se caractérise par : 1) un taux de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud relativement élevé (Minster et Jordan, 1978 ; Chase, 1978 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; De Mets et al., 1990 ; Gripp et Gordon , 1990), avec une vitesse moyenne de la plaque Amérique du Sud en direction de la fosse de ~48 mm/an (Ziegler et al., 1981 ; Beck, 1987 ; Isacks, 1988 ; Beck et al., 1994 ; Gripp et Gordon , 1990 ; Silver et al., 1998 ; Gripp et Gordon, 2002 ; Sella et al., 2002), 2) la subduction d'une lithosphère océanique légère, car relativement jeune (Eocène à Actuel) (Ziegler et al., 1981), 3) la subduction d'anomalies topographiques : rides asismiques de Carnegie, Nazca, Iquique et Juan Fernandez (Gutscher et al., 2000a ; Yañez et al., 2001 ; Hampel, 2002 ; Figure 2).

Les variations latérales du pendage du plan de subduction permettent de définir quatre segments principaux sous les Andes centrales : deux segments de subduction dite normale, car inclinée d'environ 30° vers l'Est, (15-27°S et au Sud de 33°S) sont séparés par deux segments de subduction dite horizontale (~4-15°S et 27-33°S) (e.g. Isacks et Molnar, 1971 ; Barazangi et Isacks, 1976, 1979 ; Araujo et Suarez, 1994 ; Norabuena et al., 1994 ; Comte et al., 1994 ; Comte et Suárez, 1995 ; Gutscher et al., 2000a ; Gutscher, 2002 ; Figure 2). La présence de segments de subduction horizontale est généralement expliquée par trois phénomènes différents : 1) le passage en subduction d'anomalies bathymétriques (aspérité, ride asismique, plateau océanique), comme la ride de Nazca et celle de Juan Fernandez (Gutscher et al., 2000a), 2) la convergence rapide et la jeunesse relative de la plaque Nazca (Barazangi et Isacks, 1979 ; Cross et Pilger, 1982 ; Cahill et Isacks, 1992) et 3) le mouvement absolu de l'Amérique du Sud au-dessus de la plaque plongeante (Scholz et Campos, 1994 ; Silver et al., 1998). Cependant, la présence de rides asismiques semble être le facteur prépondérant de ces variations de pendage (Espurt et al., 2008).

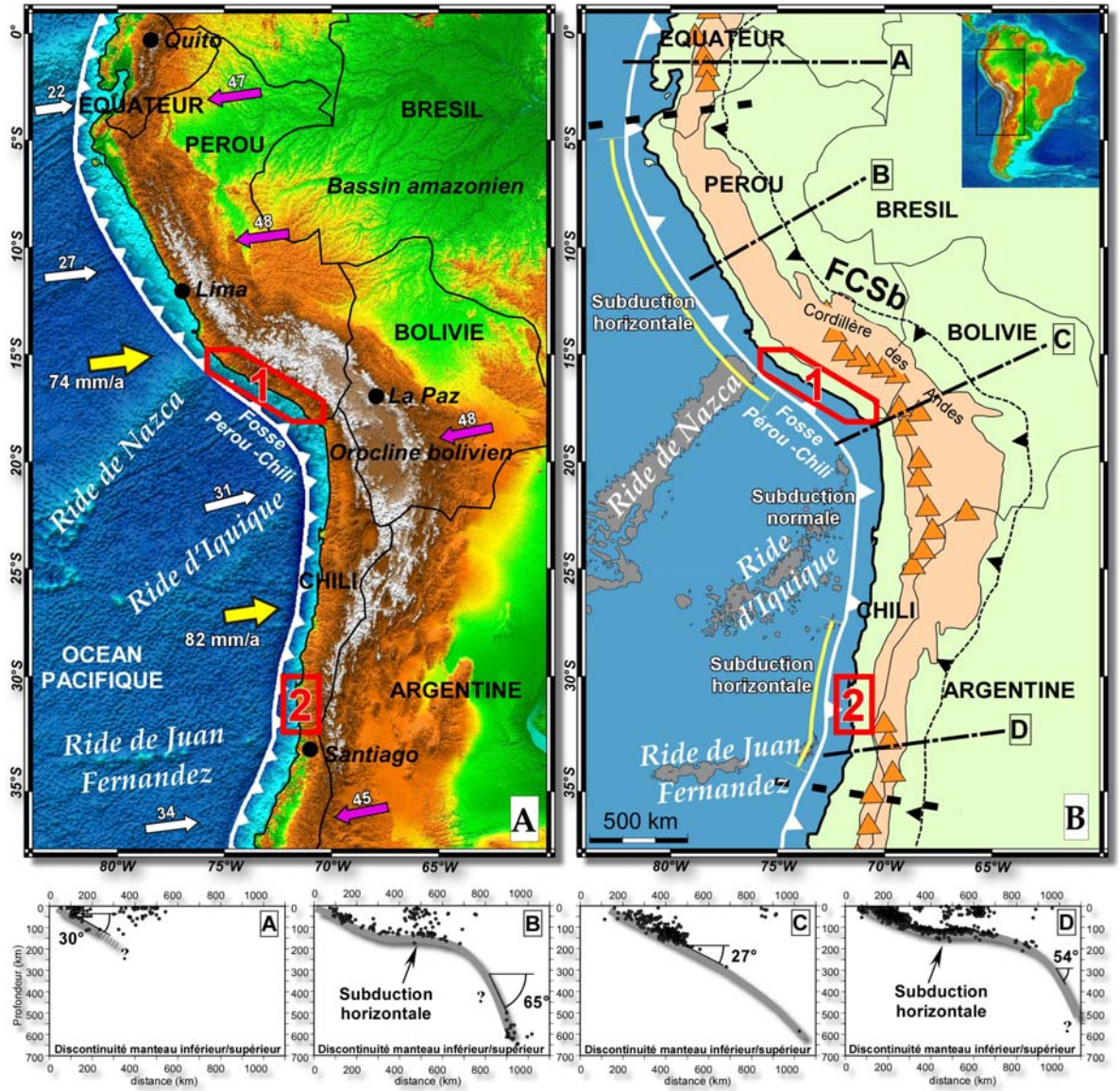


Figure 2 : (A) La marge occidentale de la plaque Amérique du Sud au niveau des Andes Centrales. Les données bathymétriques proviennent de Geosat et ERS-1 spacecraft (Smith et Sandwell, 1997) et les données topographiques de NASA SRTM Gtopo 30. Les flèches jaunes représentent la vitesse relative de la plaque Nazca par rapport à l'Amérique du Sud (NUVEL-1A ; DeMets et al., 1994). Les flèches blanches et roses correspondent aux vitesses absolues des plaques Nazca et Amérique du Sud, respectivement (NNR-NUVEL-1A ; DeMets et al., 1994). Les vitesses sont données en mm/an. (B) Contexte géodynamique des Andes Centrales (entre les lignes épaisses en tirets noirs). Les profils A, B, C et D montrent la géométrie du plan de Wadati-Benioff sous la plaque sud-américaine, en Equateur (A), au Pérou (B), en Bolivie (C) et au Chili (D), à partir des données de sismicité de l'US Geological Survey-National Earthquake Information Center. La plaque de Nazca présente plusieurs rides asismiques ou plateaux océaniques qui sont actuellement en subduction sous la plaque Amérique du Sud. Le contour des rides correspond à l'isobathe -3700 m et est issu du logiciel GMT. Les triangles oranges indiquent les principaux volcans andésitiques. Les subductions des rides de Nazca et de Juan Fernandez sont corrélées avec deux segments de subduction horizontale, au Pérou et au Chili respectivement (Profils B et D). Ces segments sont matérialisés par les lignes jaunes entre deux tirets sur la carte (B). La zone en rose clair correspond aux reliefs de plus de 1000 m d'altitude environ de la Cordillère des Andes. Les zones encadrées 1 et 2 représentent les zones étudiées dans ce travail. Zone 1 : l'avant-arc du Sud du Pérou. Zone 2 : l'avant-arc chilien entre ~30-32°S. FCSb : Front de chevauchement de la zone subandine.

Actuellement, plusieurs rides asismiques ou plateaux océaniques sont en subduction sous la plaque sud-américaine. Il s'agit, du Nord vers le Sud, au niveau des Andes Centrales, de la ride de Nazca au Pérou (~15°S), la ride d'Iquique au Nord Chili (~22°S) et enfin, la ride de Juan Fernandez au Chili central (33°S ; Figure 2). La subduction des rides de Nazca et de Juan Fernandez a débuté au Miocène (Yañez et al., 2001; Hampel, 2002) alors que les rides de Carnegie et d'Iquique sont en subduction seulement depuis 1-2 Ma (Lonsdale et Klitgord, 1978 ; Espurt et al., 2008a).

Les segments de subduction horizontale péruvien (~5-15°S) et chilien (~27-33°S) coïncident avec le passage en subduction des rides de Nazca et de Juan Fernandez, ce qui suggère une relation de causalité entre subduction de rides et subduction horizontale (Nur et Ben-Avraham, 1981 ; Gutscher et al., 2000a ; Gutscher, 2002 ; Yañez et al., 2001, 2002 ; Hampel, 2002) mais aussi entre longueur de ride subduite et subduction horizontale de la plaque océanique (Espurt, 2007). En effet, la subduction horizontale résulte de la plus grande flottabilité de la plaque plongeante, au niveau de la ride, qui passe plus difficilement en subduction. A partir de la distribution de la sismicité et des images tomographiques, la géométrie du plan de Wadati-Benioff de la plaque de Nazca sous le continent sud-américain, au niveau de ces deux rides, a pu être décrite. On observe que la lithosphère océanique plonge avec un angle d'environ 30° depuis la fosse jusqu'à une profondeur de 100-120 km, puis se dispose horizontalement sous la plaque chevauchante, avant de replonger dans le manteau supérieur à ~650 km de la fosse, sous les bassins d'arrière-arcs péruvien et argentin (Espurt, 2007 ; Figure 2). De même, si on observe le passage en subduction de la ride d'Iquique, elle est probablement trop récente pour induire un changement de pendage.

1.1.1.1.2. Segmentation du volcanisme

La présence ou l'absence de volcanisme actif le long des Andes est étroitement liée à la géométrie de la subduction de la plaque Nazca (Nur et Ben-Avraham, 1981; McGeary et al. 1985). En effet, les zones de subduction horizontale ne présentent pas de traces de volcanisme actif (Figure 2) (Gutscher et al., 2000b). Dans ces zones, la plaque en subduction, en se disposant horizontalement sous la plaque chevauchante, repousse le biseau asthénosphérique (« asthenospheric wedge » ; Gutscher et al., 2000b ; Barazangi et Isacks, 1979 ; Kay et al., 1987, 1988, 1991 ; Kay et Abruzzi, 1996). Ainsi, l'évolution et l'âge des

segments de subduction horizontale peuvent être connus à partir des données du volcanisme. Au Pérou et au Chili central, la subduction des rides de Nazca et de Juan Fernandez a débuté il y a ~12-11 Ma (Hampel, 2002; Yañez et al., 2001). Les données de volcanisme de l'avant-arc péruvien (Soler et Bonhomme, 1990) montrent que l'horizontalisation de la plaque plongeante est apparut il y a ~4 Ma sous le Pérou. Le même délai (~7-8 Ma) est observé au Chili, suite à la subduction du segment Nord-Sud de la ride de Juan Fernandez et l'arrêt du volcanisme il y a 4,7 Ma. Ainsi, le processus d'horizontalisation de la plaque plongeante est un phénomène long, nécessitant plusieurs millions d'années pour compenser la densité de la lithosphère océanique et la subduction de plusieurs centaines de kilomètres de plateau océanique (Espurt et al., 2008). En Equateur, le processus d'horizontalisation lié à la subduction de la ride de Carnégie est en cours mais pas encore achevé, comme le montre, par exemple, le fait que le volcanisme soit encore actif (Bourdon et al., 2003), en raison de la subduction récente de la ride de Carnegie (Lonsdale et Klitgord, 1978). Il en est de même pour la ride d'Iquique dans le Nord du Chili (Rosenbaum et al., 2005).

Par ailleurs, James et Sacks (1999) pensent, à partir de leur étude du magmatisme, qu'il y a eu, entre 35 et 25 Ma, un segment horizontal sous le Sud du Pérou et le Nord du Chili. Yañez et al (2001) proposent que cette subduction horizontale serait liée au segment orienté N-S de la ride de Juan Fernandez. Ce segment aurait migré vers le Sud, en relation avec le déplacement vers le Sud de la ride de Juan Fernandez.

1.1.1.1.3. Segmentation et morphologie générale de la chaîne

On constate que la répartition des unités morphostructurales est associée à la géométrie du plan de subduction. Les unités morphostructurales actuelles sont organisées parallèlement à la zone de subduction. Ceci suggère que la plaque plongeante exerce un contrôle sur la morphologie de la plaque sus-jacente. En effet, au niveau de la subduction horizontale au centre du Chili (32-34°S), la Précordillère et la Dépression Centrale disparaissent, ne restant alors que la Cordillère de la Côte et la Cordillère Principale. Le passage en subduction des rides entraîne le soulèvement de plusieurs centaines de mètres de la zone d'avant-arc (e.g. Macharé et Ortlieb, 1992 ; von Huene et al., 1996 ; Gutscher et al., 1999a ; Le Roux et al., 2000 ; Hampel, 2002 ; Clift et al., 2003 ; cette étude) et l'arrêt du

volcanisme (Nur et Ben-Avraham, 1981; McGeary et al., 1985), puis la subsidence de la zone d'avant-arc après son passage (Macharé et Ortlieb, 1992). L'impact de la subduction de rides sur la dynamique des bassins rétroarcs a de même été décrit (Jordan et Allmendinger, 1986 ; Giambiagi et Ramos, 2002 ; Charrier et al., 2002, pour la ride de Juan Fernandez sur les Sierras Pampeanas ; Espurt, 2007 ; Espurt et al., 2007, pour la ride de Nazca sur le bassin amazonien).

L'entrée en subduction de ces rides asismiques a d'importantes conséquences sur la déformation (Cloos, 1993 ; Scholz et Small, 1997 ; Dominguez et al., 1998 ; Gutscher et al., 2000a ; Ramos et al., 2002 ; Hampel, 2004), l'érosion (Wipf, 2006) et les environnements sédimentaires (von Huene et al., 1996 ; Hampel, 2002) de la plaque continentale chevauchante. Toutefois, la discrimination entre variations de la compression horizontale, réactivation tectonique, effet thermique et topographie dynamique dans les bassins d'arrière-arc fait encore l'objet d'un débat (e.g. Ramos et al., 2002).

1.1.1.2. Vitesses de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud

Le vecteur de convergence actuel a une orientation quasi-constante le long de la limite entre les deux plaques : N 75°E ± 5°. La vitesse absolue correspondante, de la plaque Nazca par rapport à la plaque Amérique du Sud, varie entre 74 mm/an, au Nord, et 82 mm/an, au Sud de l'Orocline bolivien, d'après le modèle du mouvement des plaques tectoniques NUVEL-1A (DeMets et al., 1994 ; Figure 2). D'après l'analyse de données GPS, une vitesse de 68 mm/an et 62 mm/an, respectivement, orientée N 76°E est proposée (Stein et al., 1986; Larson et al., 1997 ; Norabuena et al., 1998, 1999 ; Angermann et al., 1999 ; Kendrick et al., 2003 ; Bevis et al., 2001 ; Sella et al., 2002). Les directions de convergence sont cohérentes entre les deux modèles mais les vitesses diffèrent. Cependant, les modèles basés sur des mesures GPS sont faiblement contraints pour la convergence des plaques Nazca-Amérique du Sud (Larson et al., 1997 ; Chlieh, 2003). La vitesse absolue de la plaque Nazca est comprise entre 22 mm/an au Nord des Andes et 34 mm/an au Sud. En revanche, la vitesse absolue de la plaque Amérique du Sud est le double que celle de la plaque Nazca. Elle est de 47 mm/an au Nord, 45 mm/an au Sud et 48 mm/an au niveau de l'Orocline bolivien. Ainsi, la plaque Amérique du Sud se déplace vers l'Ouest, en direction de la fosse (Silver et al., 1998).

La convergence des plaques tectoniques au niveau des Andes centrales a évolué depuis le Cénozoïque : à 49 Ma, on observe un important changement dans l'orientation du vecteur de convergence (Pilger, 1984 ; Wortel, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998). Depuis 49 Ma, la vitesse de convergence a varié et deux épisodes de convergence rapide, caractérisés par une convergence moyenne supérieure à 10 cm/an sont enregistrés. Le premier se produit entre 49 et 42 Ma (15 cm/an à 10°S) et le second entre 25 et 10 Ma (15 à 20 cm/an). Ce dernier serait lié à la fragmentation de la plaque Farallon en deux plaques, Cocos et Nazca, il y a 26 Ma (Pilger, 1984 ; Wortel, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987). Le contrôle exercé par la vitesse de convergence entre les deux plaques sur la structuration de la chaîne andine est, dans certains travaux, considéré comme prépondérant : les périodes de convergence rapide augmentant le niveau des contraintes compressives et favorisant le développement de phases tectoniques compressives à l'intérieur de la chaîne andine (Jordan et al., 1983).

1.1.1.3. Historique des séismes de subduction et lacune sismique

Le moteur de la formation des Andes est la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du sud, absorbée le long de la zone de subduction Pérou-Chili et accommodée par des séismes de subduction de forte magnitude (un séisme de $M_w > 8$ se produit tous les dix ans en moyenne ; Chlieh, 2003). Au 19ème siècle, dans la zone d'avant-arc, deux séismes ont dévasté la région du coude d'Arica, le 14 août 1868 (Mw = 8.8), au sud Pérou, et le 9 mai 1877 (Mw = 8.8), au nord Chili (Comte et Pardo, 1991 ; Beck et al., 1998 ; Chlieh, 2003). Ces deux régions n'ont pas connu de séismes majeurs au 20ème siècle et ont été classées comme étant des gaps sismiques susceptibles de rompre très prochainement (Dorbath et al., 1990 ; Comte et Pardo, 1991).

Au 20ème siècle, on recense de nombreux séismes de magnitude supérieure à 7 (Figure 3). Le 23 juin 2001, un séisme de Mw = 8.4 s'est initié près de la ville d'Atico au Pérou, 175 km à l'est de la ville d'Arequipa et 595 km au sud-est de Lima. L'épicentre de ce séisme fut localisé à une profondeur relativement superficielle (<40 km) (Chlieh, 2003). Ce séisme, ainsi que les répliques qui ont suivi dont un de Mw = 7.6, n'ont rompu que la partie nord-ouest de la rupture de 1868. Ainsi, à ce jour, il reste une lacune sismique dans la zone de subduction du Nord du Chili. Les ruptures des séismes d'Antofagasta (Mw = 8.1) de 1995, d'Aréquipa (Mw

= 8.4) de 2001 et de Tocopilla de 2007 limitent cette lacune respectivement au Sud et au Nord (Chlieh, 2003). Cette répartition de la sismicité reflète des contraintes accumulées depuis 1877, autour de la lacune du Nord Chili qui est la dernière grande lacune (> 400 km) à ne pas avoir rompu au 20ème siècle (Chlieh, 2003).

Lors d'un séisme de forte magnitude, on observe des mouvements verticaux le long de la côte (Cf. 1.1.2). Ces déplacements verticaux sont de faibles amplitudes, de l'ordre de quelques mètres.

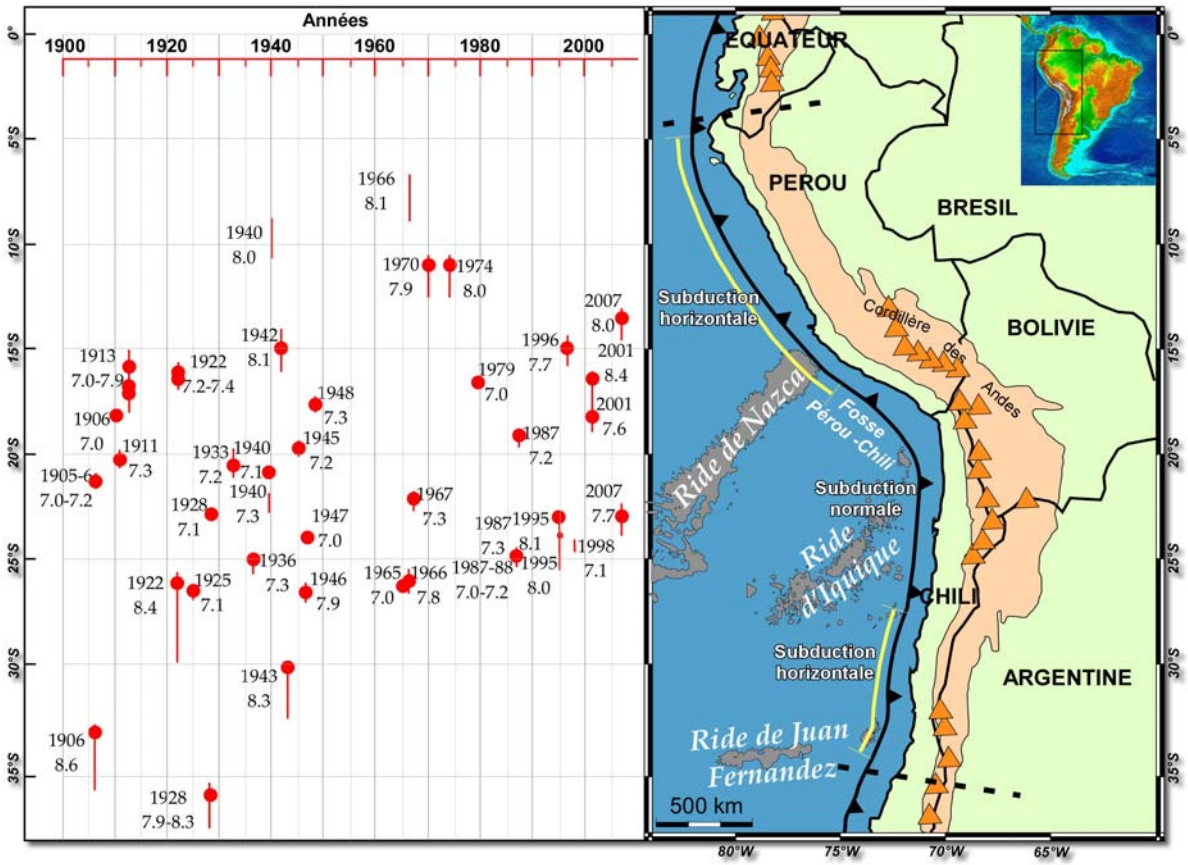


Figure 3 : Les séismes de subduction historiques depuis 1900 le long de la marge andine, au niveau des Andes Centrales (entre les lignes en tirets noirs ; Partie de droite). A gauche, les cercles pleins rouges correspondent aux épicentres des séismes et les lignes rouges, aux zones de ruptures associées (Kelleher, 1972, Beck et al., 1970, 1989, 1998 ; Engdahl et al., 1998 ; Chlieh, 2003). Chaque séisme est désigné par sa magnitude et l'année de la rupture. Voir Figure 2B pour la légende de la carte.

1.1.1.4. Description morphostructurale des Andes Centrales

Comme dans toutes les zones de subduction, on peut distinguer, dans les Andes centrales, la fosse de subduction, l'avant-arc, l'arc volcanique et l'arrière-arc (Jordan et al., 1983). Une série d'unités morphostructurales discontinues et parallèles à la fosse se succède (Figure 4), reflétant le déplacement de l'Ouest vers l'Est de l'arc volcanique et la variation

spatiale et temporelle de la déformation. L'arc volcanique a migré depuis le Jurassique jusqu'à sa position actuelle, acquise à la fin du Néogène, il y a 10 Ma (e.g. Coira et al., 1982 ; Allmendinger et al.,1997 ; Riquelme, 2003). Dans la branche nord de l'Orocline bolivien, dans le Sud du Pérou, trois unités morphostructurales majeures, formées lors de la structuration des Andes centrales au Méso-Cénozoïque, se succèdent parallèlement à la fosse, avec d'Ouest en Est : l'avant-arc andin, la haute Cordillère des Andes et le piémont amazonien (Dalmayrac et al., 1977 ; Sébrier et al., 1988 ; Jaillard et al., 2000 ; Figure 4).

⇒ L'avant-arc andin est limité à l'Ouest par la fosse du Pérou-Chili et à l'Est par la Cordillère Occidentale. L'avant-arc correspond à la marge continentale immergée et la plaine côtière du Pacifique. Jusqu'à une profondeur de 2000 m, on y retrouve les différents bassins avant-arcs des Andes : les bassins de Lima, Pisco, Caballas, Mollendo et Moquegua (e.g. DeVries, 1998 ; Dunbar et al., 1990 ; Macharé et Ortlieb, 1992 ; Le Roux et al.,2000).

⇒ La haute Cordillère des Andes comprend la Cordillère Occidentale à l'Ouest, l'Altiplano et la Cordillère Orientale à l'Est.

⇒ Enfin, le bassin d'avant-pays amazonien avec la zone subandine qui forme la zone de déformation andine la plus orientale.

Au niveau de l'Orocline bolivien,

⇒ Le domaine de l''avant-arc est constitué de la marge continentale, de la Cordillère de la Côte qui est interrompue au niveau du coude d'Arica mais bien développée plus au Sud, de la Dépression centrale, de la Précordillère et des Dépressions Préandines (Figure 4).

⇒ La haute Cordillère des Andes comprend l'arc volcanique actif du Néogène à l'actuel, correspondant à une frange de volcans actifs dépassant 6000 m d'altitude et faisant partie de la Cordillère Occidentale. A l'Est de l'arc volcanique, se trouvent les hauts plateaux de l'Altiplano-Puna et la Cordillère Orientale. L'Altiplano-Puna s'étend sur plus de 2000 km de long et 300 km de large au maximum, et avoisine les 4000 m d'altitude en moyenne. A l'Est de l'Altiplano-Puna, la Cordillère orientale s'élève à plus de 6500 m d'altitude délimitée par des systèmes chevauchants et rétro-chevauchants (Baby et al., 1992 ; Hérail et al., 1993 ; Kley, 1996 ; Baby et al., 1997).

⇒ A l'Est de la Cordillère Orientale, le piémont amazonien est constitué des Sierras Subandines, correspondant à une zone de plis et chevauchements fortement raccourcie, s'amortissant dans les séries mio-pliocènes d'avant-pays (Figure 4).

Dans la branche Sud de l'Orocline bolivien, à partir de 26-27°S dans le Centre-nord du Chili, la dépression centrale disparaît et la partie émergée de l'avant-arc n'est plus constituée que de la Cordillère de la Côte. Le domaine de l'arc volcanique comprend la Précordillère et la Cordillère Principale et enfin, l'arrière-arc comprend la Précordillère argentine et les Sierras Pampeanas (Figure 4).

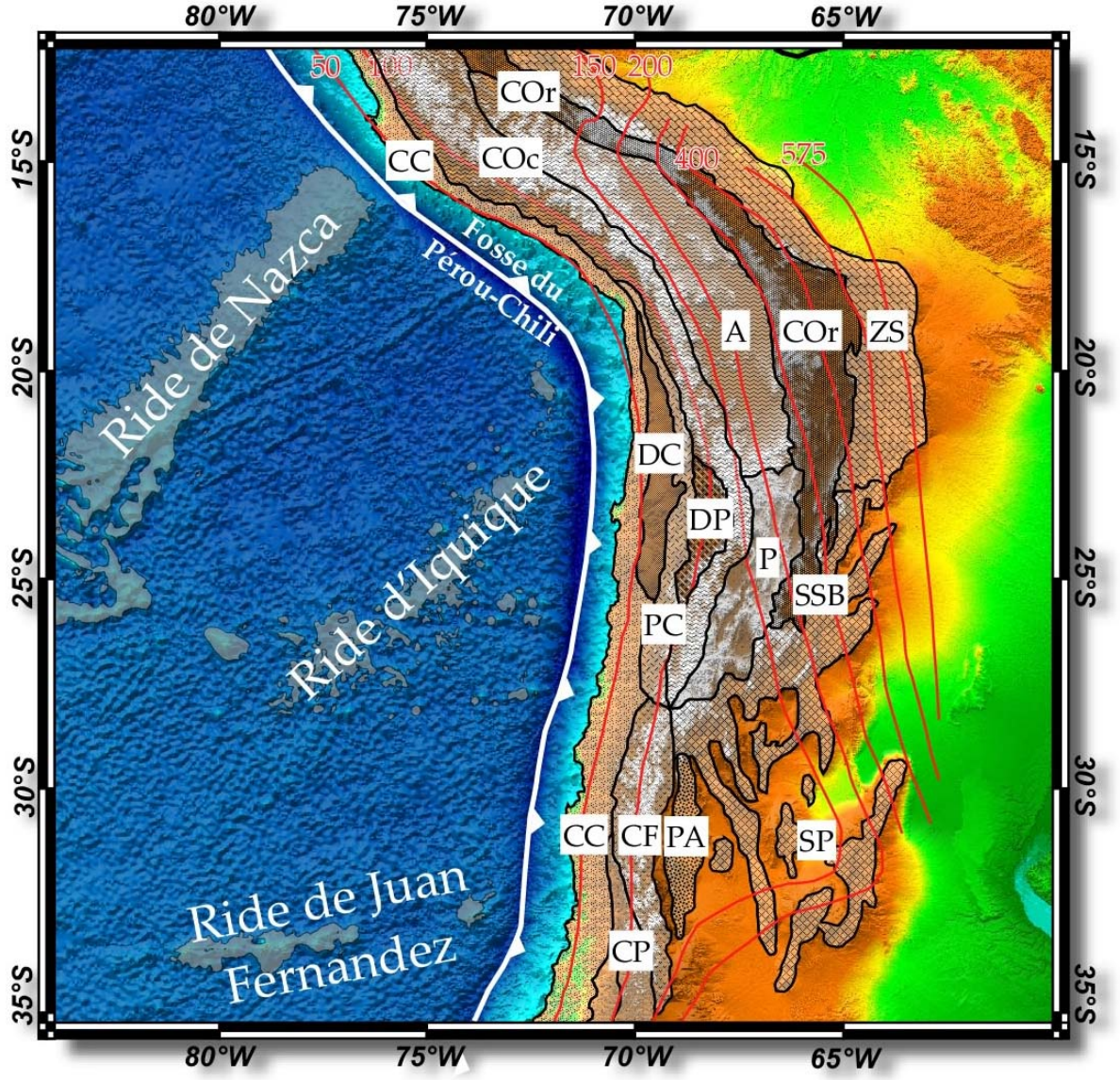


Figure 4 : Les différentes unités morphostructurales des Andes Centrales (modifié d'après Mpodozis et Ramos, 1989 ; Tassara et Yañez, 2003 ; Riquelme, 2003). CC : Cordillère de la Côte - DC : Dépression Centrale - PC : Précordillère chilienne - DP : Dépression préandine - COc : Cordillère Occidentale - COr : Cordillère Orientale - A : Altiplano - P : Puna - CP : Cordillère Principale - CF : Cordillère Frontale - PA : Précordillère argentine - ZS : Zone subandine - SSB : Sierras Santa Barbara - SP : Sierras Pampeanas - Les lignes rouges correspondent aux isobathes du plan de subduction (Wadati-Benioff) en kilomètres (Cahill et Isacks, 1992). Noter les deux segments de subduction horizontaux liés à la subduction des rides asismiques de Nazca, au Pérou, de Juan Fernandez, au Chili, très bien matérialisés par un plus grand écart entre les isobathes.

1.1.2. Les mécanismes de soulèvement de l'avant-arc andin

Le soulèvement de l'avant-arc des Andes est dû à l'action, à différentes échelles, de différents processus dont les effets sont plus ou moins directs. Dans cette partie, nous allons énumérer les facteurs à prendre en compte pour expliquer ce soulèvement, et nous en discuterons le rôle, beaucoup plus en détails, après l'exposé des données, afin de discerner ceux qui jouent un rôle majeur.

En effet, différents phénomènes locaux liés à une zone de subduction peuvent expliquer la tectonique affectant une zone côtière et ses effets sur le soulèvement :

1) une croûte océanique jeune et légère qui passe plus difficilement en subduction qu'une croûte vieille et lourde,

2) la vitesse et l'angle de convergence entre les plaques,

3) les mouvements cosismiques. Le long de la côte chilienne, plusieurs auteurs ont lié la déformation côtière et les mouvements verticaux cosismiques, en étudiant les enregistrements de variation rapide (à l'échelle de quelques jours) du niveau marin à l'aide des algues encroûtantes sur la côte (~23°40'S, Ortlieb et al., 1996b), et, sur un temps plus long par l'étude du soulèvement de terrasses marines émergées et celui de l'escarpement côtier (Marquardt et al., 2004 ; Quezada et al., 2005). Ils remarquent que le soulèvement à long terme est positivement corrélé avec le soulèvement cosismique, c'est-à-dire que la subsidence inter-sismique et post-sismique de la côte ne compense pas complètement le soulèvement cosismique,

4) la géométrie en profondeur du segment de subduction. Cependant, la présence de terrasses marines, un des marqueurs du soulèvement de l'avant-arc, n'est pas confinée uniquement le long de la côte sud-américaine à des segments où le plan de subduction a une géométrie particulière. En effet, on retrouve des terrasses marines le long de la côte péruvienne et chilienne, au-dessus des rides asismiques (e.g. ride de Nazca, Hsu, 1988, 1992 ; Macharé et Ortlieb, 1992 ; ride de Carnegie, Pedoja et al., 2006b), de segments de subduction horizontale (e.g. zone des Altos de Talinay, ~30-31°S, Ota et al., 1995) et de segments de subduction normale (e.g. péninsule de Mejillones, ~23°30'S, Ortlieb et al., 1996 ; Caldera, Marquardt et al., 2004). Le fait qu'on observe des morphologies similaires de part et d'autre du coude d'Arica suggère que la géométrie du plan de subduction ne joue pas nécessairement un rôle majeur dans la morphologie côtière.

5) L'un des phénomènes le plus fréquemment évoqués pour expliquer le soulèvement côtier, et surtout sa variabilité latérale, est le passage en subduction de reliefs sous-marins sur la plaque océanique, tels que la ride asismique de Nazca ou des aspérités (volcans, chaines sous-marines…) (e.g. Macharé et Ortlieb, 1992 ; Hsu, 1992 ; Hampel, 2002 ; Le Roux et al., 2000 ; Gutscher et al., 1999 ; Pedoja et al., 2006 JSAES).

En outre, des phénomènes liés aux processus de subduction et au couplage entre les plaques peuvent jouer un rôle. Il en est ainsi de :

6) la distance à la fosse (Quezada, 2006),

7) l'érosion tectonique et le sous-placage de matériel, qui semblent jouer un rôle non négligeable dans le soulèvement côtier et la formation de terrasses marines. Par exemple, l'érosion tectonique et le sous-placage de matériel entraînent la subsidence de la pente immergée de la marge (partie immergée de l'avant-arc) et le soulèvement de la pente émergée de l'avant-arc (Lallemand et al., 1994 ; Delouis et al., 1998), avec un retrait de la fosse vers le continent.

8) Un dernier phénomène est à prendre en compte et illustre parfaitement la complexité de l'évolution d'une chaîne de montagne active : il s'agit des interactions climat-tectonique. Les interactions climat-tectonique semblent jouer un rôle prépondérant dans la création du relief des Andes par le biais d'un rétro-contrôle de l'érosion et de la sédimentation (e.g. Molnar et England, 1990 ; Carretier et Lucazeau, 2005). Les transferts de matière rendent compte du constant rééquilibrage isostatique d'une chaîne de montagne, comme les Andes, soumise à des déformations tectoniques. La variabilité temporelle du climat des Andes agit sur les processus d'érosion et de sédimentation par le biais, notamment, des variations du niveau de base induites par les variations eustatiques lors des périodes glaciaires et interglaciaires, mais aussi par le biais de l'intensité et de la fréquence des précipitations, et de la végétation (e.g. altération, érosion fluviatile et glaciaire). La Cordillère des Andes forme une barrière naturelle, orientée N-S, qui bloque les précipitations sur son flanc oriental. Il en résulte une dissymétrie structurale Est-Ouest (Willet, 1999). De même, la dissymétrie longitudinale des Andes reflète l'influence du climat sur la nature et l'intensité des processus d'érosion (Montgomery et al., 2001). La variabilité spatiale et temporelle du climat des Andes contrôle donc leur évolution morphologique (e.g. Lamb et Davis, 2003), entre formation et préservation de morphologies caractéristiques (e.g. dissymétrie structurale, canyons

profonds, surfaces d'érosion anciennes, cônes alluviaux, terrasses alluviales et marines) mais aussi dans la formation ou non d'un prisme d'accrétion plus ou moins développé, en fonction des apports en sédiments, au niveau de la fosse de subduction (Cf. Bangs et Cande, 1997). Un prisme très bien développé va faciliter le passage en subduction de la plaque océanique, contrairement à une fosse sans prisme d'accrétion où les frottements et le couplage entre les deux plaques seront importants. Ce couplage entraîne des déformations tectoniques dans la plaque chevauchante, comme par exemple, le sous-placage de matériel subduit sous la plaque continentale qui entraîne un soulèvement de l'avant-arc et la formation de failles normales (Lallemand et al., 1994 ; Delouis et al., 1998 ; Adam et Reuther, 2000 ; Hartley et al., 2000 ; von Huene et Ranero, 2003 ; Clift et Hartley, 2007).

Tous ces facteurs jouent un rôle dans le soulèvement côtier de l'avant-arc des Andes, à différentes échelles (locale-régionale-générale et différentes échelles de temps). Néanmoins, la conjonction de plusieurs de ces facteurs semble entraîner et amplifier le soulèvement côtier (Cf. Discussion 5). Afin de caractériser la dynamique d'évolution de la région avant-arc de la Cordillère des Andes et d'établir sa chronologie et sa cinématique depuis le Pléistocène à l'actuel, nous nous sommes intéressés à la morphologie de la côte pacifique et en particulier à la présence de séquences de terrasses marines. Ces marqueurs géomorphologiques du paléo-niveau marin à un moment donné ont été soulevés et préservés et ont, de ce fait, enregistré la dynamique de surrection de la zone côtière, au-dessus de la zone de subduction.

1.2. Les terrasses marines : des marqueurs géomorphologiques de la dynamique du soulèvement côtier.

Les terrasses marines sont un marqueur géomorphologique qui fournit beaucoup d'informations sur la paléo-dynamique côtière et que l'on utilise pour quantifier le taux de surrection. En effet, elles sont le résultat d'une complexe interaction entre les fluctuations du niveau marin, les mouvements tectoniques le long d'une marge active (Bradley et Griggs, 1976 ; Merritts et Bull, 1989 ; Anderson, 1990 ; Muhs et al., 1990 ; Lajoie et al., 1991) et l'érosion du continent voisin (Figure 5).

Figure 5 : Succession de terrasses marines (terrasses d'abrasion marine) qui résulte de l'interaction entre les fluctuations du niveau marin, les mouvements tectoniques le long d'une marge active et l'érosion du continent. (Panorama de la Punta Villa Señor, Centre-Nord du Chili, ~30,5°S).

Depuis de nombreuses décennies, les terrasses marines sont étudiées et servent d'outil pour quantifier les mouvements tectoniques verticaux côtiers le long de différentes marges actives (e.g., Johnson, 1919 ; Guilcher, 1954, 1980 ; Paskoff, 1970 ; Chappell, 1974 ; Pirazzoli, 1983 ; Pillans, 1983 ; DeVries, 1988 ; Merrits et Bull, 1989 ; Hsu, 1992 ; Goy et al., 1992 ; Macharé et Ortlieb, 1992 ; Ortlieb et al., 1992, 1996 ; Zazo, 1999 ; Zazo et al., 1994 ; Rosenbloom et Anderson, 1994 ; Anderson et al., 1999 ; Perg et al., 2001 ; Heinze, 2003 ; Pedoja, 2003 ; Feuillet et al., 2003 ; Cantalamessa et DiCelma, 2004 ; Marquardt et al., 2004 ; Kim et Sutherland, 2004 ; Ota et Yamaguchi, 2004 ; Dumas et al., 2005 ; Dumont et al., 2005 ; Pedoja et al., 2006 ; Melnick et al., 2006 ; Quezada et al., 2007).

Une terrasse marine est une surface plane limitée, du côté océan, par un escarpement ou une falaise côtière active et, du côté continent, par un autre escarpement (ancienne falaise côtière) qui la domine (Figure 6).

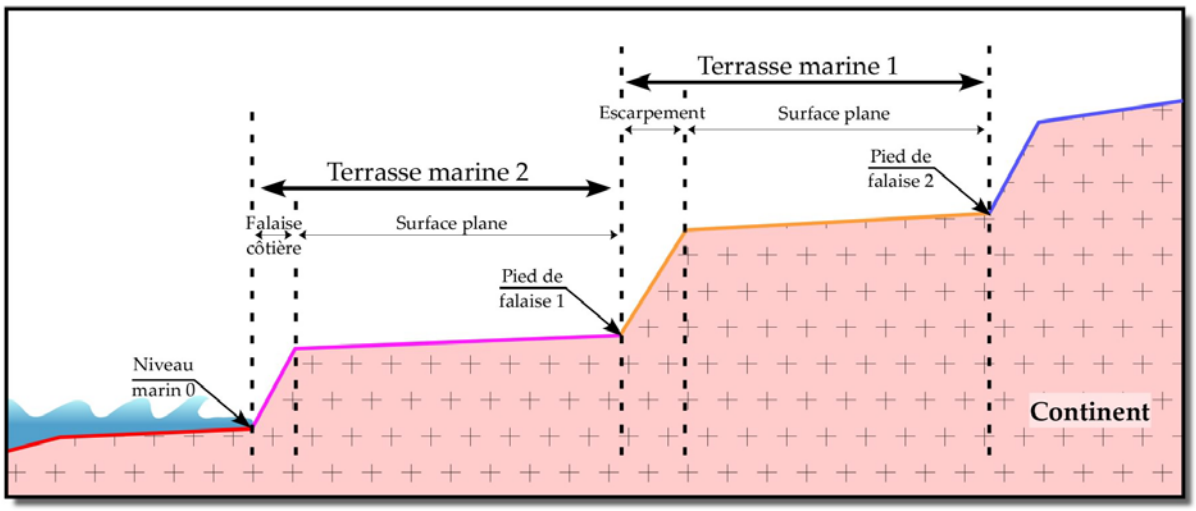


Figure 6: Schéma des principales caractéristiques qui définissent une terrasse marine. Un escarpement émergé correspond à une ancienne falaise côtière. La surface semi-horizontale correspond à un ancien platier ou plateforme d'abrasion, couvert ou non de sédiments. Le pied de falaise matérialise l'ancien niveau marin 0. Pour un soulèvement supérieur aux variations du niveau de la mer, la terrasse marine 1 s'est formée avant la terrasse marine 2, c'est-à-dire que les terrasses les plus anciennes sont les terrasses les plus hautes.

Elle est formée par l'érosion marine, au niveau de la zone littorale (à la limite océan-continent), lors d'un haut niveau marin (stade interglaciaire). C'est une surface d'abrasion marine, recouverte ou non de sédiments, qui a été soulevée et préservée sous l'effet de la tectonique côtière, le soulèvement l'ayant mise hors d'atteinte des agents de l'érosion littorale (Cf. 2.1). Plusieurs autres terrasses marines peuvent se former lors de stades interglaciaires successifs et être soulevées au fur et à mesure, donnant ainsi une succession de terrasses marines étagées si le soulèvement perdure. Dans une succession logique de terrasses marines, la terrasse la plus haute est la terrasse la plus vieille et la terrasse la plus basse, la plus jeune (Figure 6). L'altitude moyenne des hauts niveaux eustatiques étant de même ordre depuis la fin du Pléistocène (maximum -15 ± 20 m ; Cf. Siddall et al., 2006), ces successions morphologiques sont donc le résultat d'un soulèvement de la marge. Bien sûr, des terrasses marines peuvent être érodées postérieurement à leur formation lors d'un mouvement de subsidence ou d'un faible soulèvement de la côte. Ainsi, une séquence de terrasses marines ne représente qu'exceptionnellement une séquence chronostratigraphique complète (Rosenbloom et Anderson, 1994 ; Anderson et al., 1999 ; Saillard et al., accepté). De même, une terrasse marine peut se former lors des stades glaciaires mais a très peu de chance d'être préservée, car érodée lors de la remontée du niveau marin au cours du stade interglaciaire suivant, ou restera immergée. Les terrasses marines sont ainsi associées à de

hauts niveaux marins, c'est-à-dire aux stades interglaciaires (stades isotopiques impaires) (Cf. 2.3 ; e.g. Chappell et Shackleton, 1986 ; Lajoie et al., 1991 ; Burbank et Anderson, 2001) et particulièrement bien préservées sur des marges actives en surrection.

Les terrasses marines sont fréquemment recouvertes, lors des régressions marines, par des dépôts marins peu profonds (e.g. sables littoraux avec des restes faunistiques) et/ou continentaux (dépôts fluviatiles à l'embouchure des fleuves), d'épaisseur variable et en superposition stratigraphique. On parle alors de terrasses marines de dépôts. Lorsqu'elles ne sont pas recouvertes par ces dépôts sédimentaires, on parle de terrasses d'abrasion marine (Figure 7).

En plus de ces deux types d'environnement sédimentaire que peuvent donc avoir les dépôts, il existe aussi deux sortes de sédiments sur une terrasse marine : les dépôts contemporains et les dépôts postérieurs à la formation des terrasses (Figure 7 ; Figure 8). Ces deux types de dépôts n'ont pas la même signification temporelle en ce qui concerne l'histoire des terrasses, et leur succession stratigraphique doit donc être étudiée avec précision avant toute tentative de datation des terrasses marines (Cf. 4.2.4 et 4.2.5). Pour plus de clarté tout au long de ce travail de recherche, nous avons donc choisi de différencier les terrasses marines correspondant à des surfaces d'abrasion du substratum rocheux, sans couverture sédimentaire importante, désignées comme « terrasses d'abrasion marine », et les terrasses marines couvertes de dépôts sédimentaires dont l'épaisseur est variable, désignées comme « terrasses marines de dépôts ». Le terme général « terrasses marines » regroupe donc ces deux types de morphologie (Figure 7).

De plus, une fois soulevées, les terrasses marines ne sont plus soumises à l'érosion marine mais à des processus d'érosion continentale postérieure à leur formation : l'érosion liée aux phénomènes de météorisation, érosion de l'escarpement par diffusion, érosion et incision de la terrasse, etc.

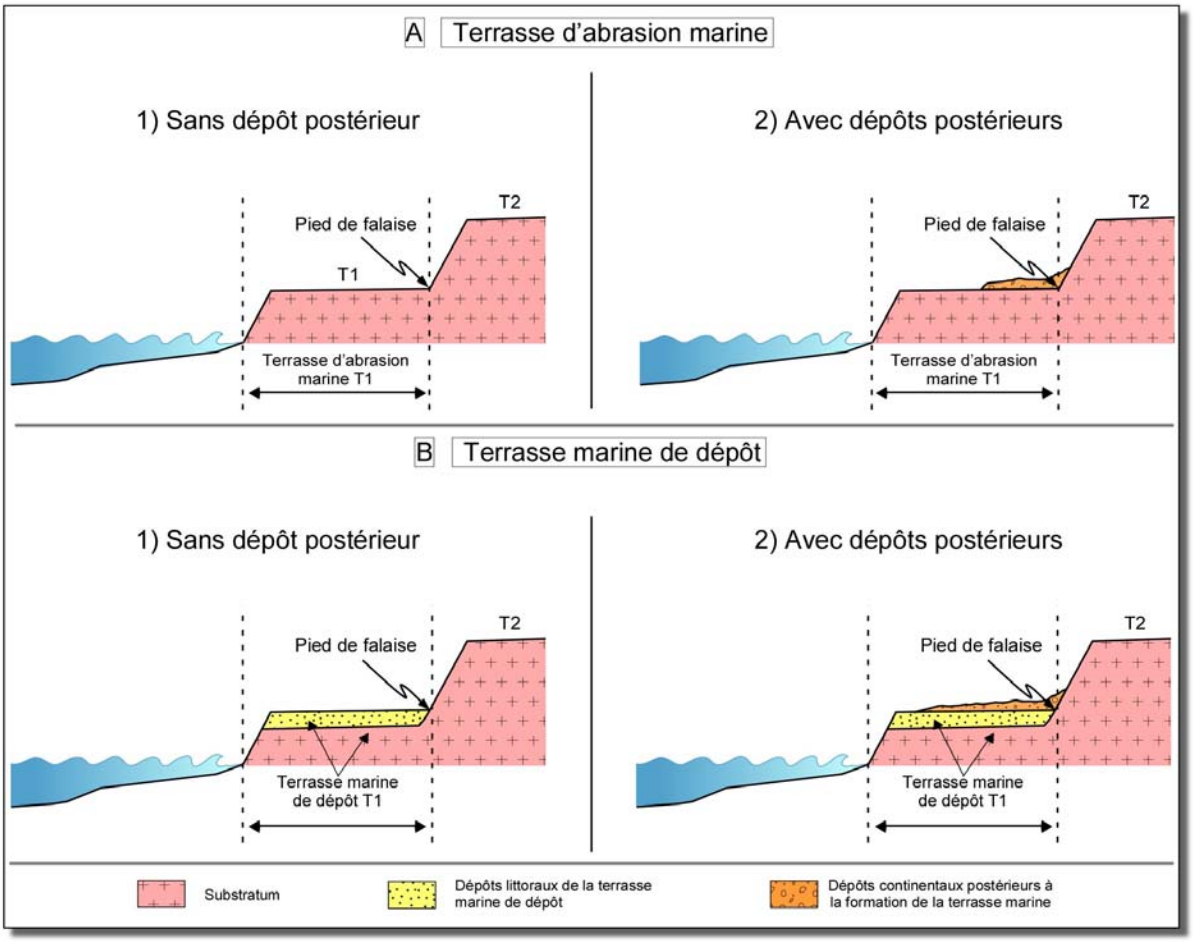


Figure 7 : Les deux types de morphologie que recouvre le terme général de terrasse marine dans le cas d'une succession de deux terrasses T1 et T2, T2 étant la plus vieille. (A) Terrasses d'abrasion marine. (1) Elles correspondent à des surfaces d'abrasion marine qui érodent directement le substratum rocheux, sans couverture sédimentaire liée à la formation de la terrasse, et (2) avec quelques dépôts continentaux postérieurs à la formation et l'abandon de la terrasse par la mer. (B) Terrasses marines de dépôts. (1) Elles sont couvertes de dépôts sédimentaires contemporains de la formation de la terrasse. Ces dépôts sont d'épaisseur variable (centimétrique à métrique) et (2) ces terrasses peuvent également conserver des dépôts postérieurs à leur formation et abandon par la mer. Le pied de falaise de T1 correspond à l'angle entre l'escarpement de T2 et la surface plane de la terrasse T1 et marque le paléoniveau marin 0, responsable de la formation de la terrasse T1.

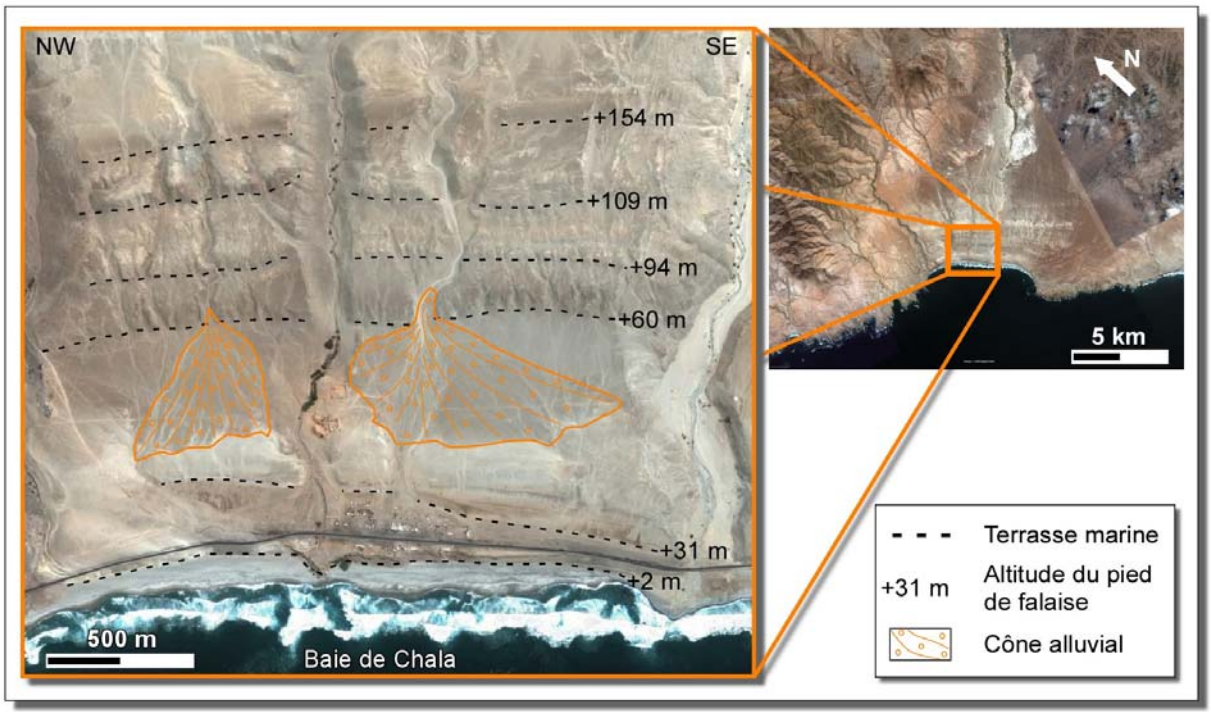


Figure 8 : Exemple naturel de dépôts postérieurs recouvrant un niveau de terrasse marine de dépôts. Deux cônes alluviaux reposent à la surface de la terrasse marine à +60 m. *Baie de Chala, Sud du Pérou (15,8°S).*

1.3. Les terrasses marines comme marqueurs spatio-temporels de la déformation des marges et de sa quantification.

L'intérêt d'étudier une succession de terrasses marines est la quantification des soulèvements côtiers sur une période de l'ordre du million d'années, puisque les processus géologiques menant à la morphologie côtière typique des terrasses marines sont actifs depuis au moins 1 Ma (Rosenbloom et Anderson, 1994 ; Anderson et al., 1999). Cette morphologie particulière est un des seuls marqueurs du paléo-niveau marin qui permet d'étudier la dynamique récente et notamment le soulèvement de l'avant-arc d'une marge active. En effet, les terrasses marines enregistrent la position d'un paléo-niveau marin dont l'empreinte a été déplacée par la tectonique. A partir de l'altitude actuelle de la terrasse marine, l'âge du paléo-niveau marin responsable de la formation de cette terrasse ainsi que son amplitude par rapport au niveau marin actuel, il est possible de mesurer le soulèvement et, si l'on peut dater la terrasse, de calculer la vitesse moyenne de soulèvement de la côte depuis ce paléo

haut niveau marin. Les séquences de terrasses marines bien développées préservent donc un enregistrement cumulé des variations eustatiques et de l'histoire tectonique d'une zone côtière.

Un des points les plus intéressants de l'étude d'une série de terrasses marines est que l'on peut avoir une résolution spatiale et temporelle fine de la valeur du soulèvement et de sa variabilité. La durée moyenne d'un cycle glaciaire-interglaciaire étant de l'ordre de 100 ka, l'information temporelle fournie par une seule terrasse marine est donc de l'ordre de 100 ka environ (un cycle eustatique), incluant : 1) l'érosion et la formation de la terrasse lors du haut niveau marin pendant la période interglaciaire, 2) l'abandon de la terrasse lors de la régression marine de la période glaciaire et 3) l'individualisation et la préservation de la terrasse par soulèvement côtier lors du cycle eustatique. Ce soulèvement doit être suffisamment haut pour que la terrasse ne soit pas atteinte par l'érosion associée avec le haut niveau marin du stade interglaciaire suivant.

Les terrasses marines sont donc des objets géomorphologiques que l'on peut utiliser comme géochronomètres de la dynamique d'une région côtière donnée sur des périodes de temps de l'ordre du million d'années, avec une résolution temporelle fine de l'ordre de 100 ka.

Un autre point intéressant est l'approche spatio-temporelle de notre travail de recherche. En effet, nous avons étudié plusieurs séquences de terrasses marines sur plusieurs segments côtiers le long de la marge active de la Cordillère des Andes (Cf. Chapitre 4), ceci pour plusieurs raisons : 1) échantillonner différentes réponses de la plaque continentale aux processus de subduction (approche spatiale) et 2) échantillonner différentes évolutions historiques pendant le Pléistocène (approche temporelle), qui ne couvriront pas forcément la même période de temps, sur chacune des cibles choisies. Cette approche spatio-temporelle va nous permettre de mettre en évidence les facteurs régionaux et locaux qui interviennent dans l'évolution récente de la morphologie côtière, ainsi que d'avoir le timing de l'évolution de l'avant-arc andin le long de la chaîne.

Ces séquences de terrasses marines ont été remarquablement bien préservées, dans ces différentes zones côtières, à la faveur d'un climat aride à hyper-aride depuis au moins 3 Ma et un taux d'érosion continentale très faible (<0,1 m/Ma ; Alpers et Brimhall, 1988 ; Houston et Hartley, 2003 ; Riquelme, 2003 ; Riquelme et al., 2007 ; Riquelme et al., 2008 ; Hinojosa et

Villagrán, 1997 ; Hinojosa, 2005 ; Dunai et al., 2005 ; Nishiizumi et al., 2005 ; Kober et al., 2007 ; Cf. Chapitre 4). Ces conditions climatiques et le faible taux d'érosion favorisent la préservation des marqueurs géomorphologiques et en font un outil indispensable dans l'étude de la dynamique côtière au cours du Pléistocène, et parfaitement adapté pour l'application de la méthode de datation par l'isotope cosmogénique produit in-situ du ^{10}Be.

1.4. Zones d'étude

Nous avons sélectionné quatre segments de la côte le long de la marge active des Andes, localisés le long de la côte Sud du Pérou, entre ~15° et 18°S (trois zones d'étude) et dans le *Norte Chico* (le Centre Nord) du Chili, entre ~30° et 31,2°S (Figure 9).

Ces différentes zones d'étude ont été choisies, non seulement, parce qu'elles présentent des séries de terrasses marines très bien développées et préservées, mais parce qu'elles sont localisées au-dessus de segments de subduction de type différent, donc dans des contextes géodynamiques différents et aussi, parce qu'elles ont déjà fait l'objet de recherches, ce qui permet de bénéficier d'un grand nombre d'observations (e.g., Macharé et Ortlieb, 1992 ; Hsu et al., 1989 ; Hsu, 1992 ; Goy et al., 1992 ; Ortlieb et al., 1996 (Pampa del Palo) ; Devries, 1998 ; Zazo, 1999 ; Ota et al., 1995 ; Leonard et Wehmiller, 1992 ; Benado, 2000 ; Heinze, 2003 ; Wipf et al., 2008).

La côte Sud du Pérou, entre ~14° et 17°S

La première zone d'étude est la zone de San Juan de Marcona (15,33°S), située au-dessus du passage en subduction de la ride de Nazca, sur son flanc sud, au-dessus d'un segment de subduction de transition entre une zone de subduction horizontale vers une zone de subduction normale, et dans une zone où on admet que le soulèvement est directement lié a la subduction d'hétérogénéités bathymétriques (Macharé et Ortlieb, 1992 ; Figure 9).

Les seconde et troisième zones d'étude sont la zone de Chala-Tanaka-Chaviña (~15,5°S-15,83°S) et la péninsule d'Ilo (17,8°S), situées plus loin vers le Sud, au-dessus d'un segment de subduction normale, et dans un secteur qui serait en dehors de l'influence de la subduction d'hétérogénéités bathymétriques, associées à la ride de Nazca (Figure 9).

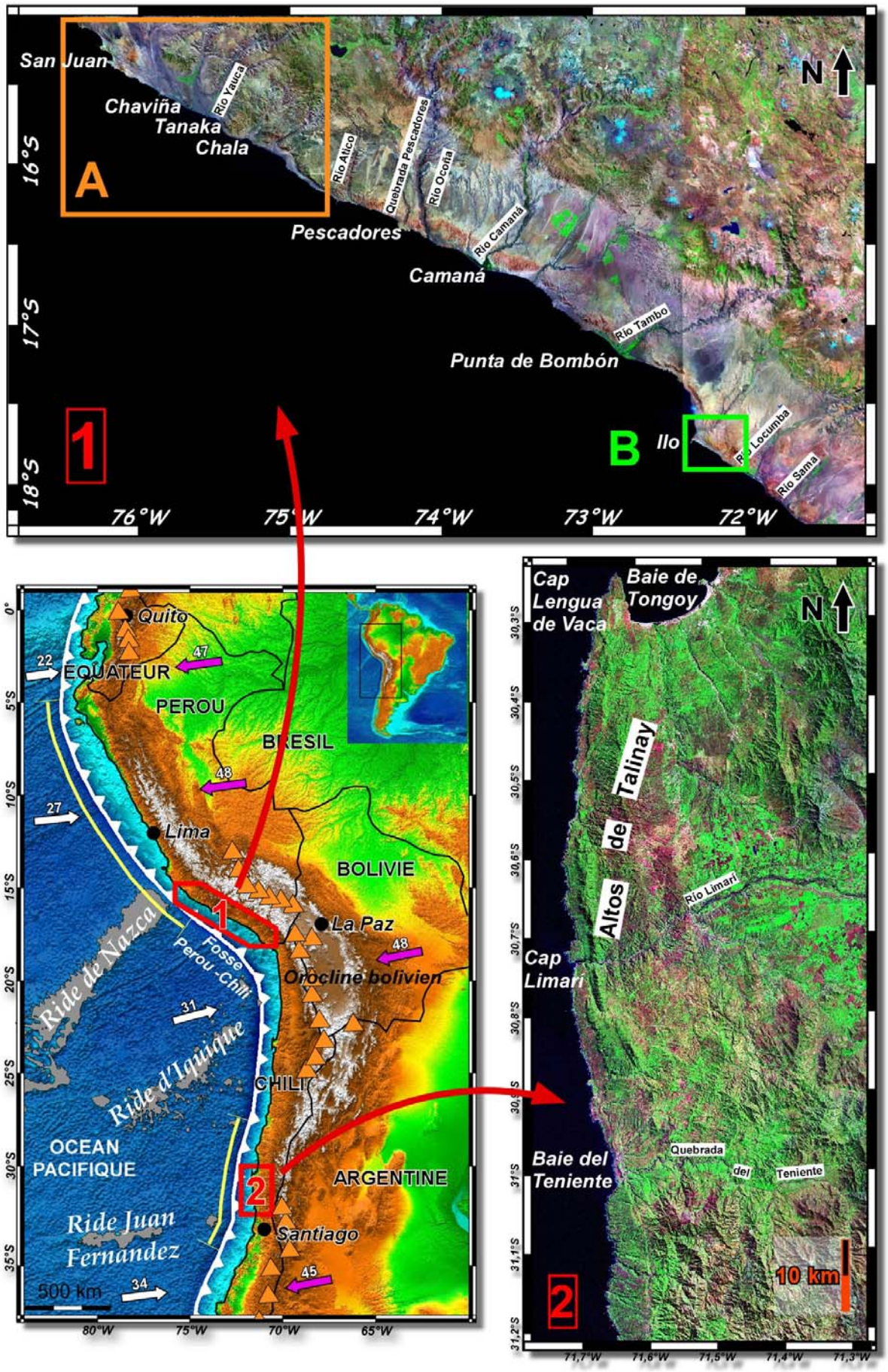

San Juan
Chaviña
Tanaka
Chala
A
Río Yauca
Río Atico
Quebrada Pescadores
Río Ocoña
Río Camaná
Pescadores
Camaná
Río Tambo
Punta de Bombón
1
B
Ilo
Río Locumba
Río Sama
N
16°S
17°S
18°S
76°W
75°W
74°W
73°W
72°W
Quito
ÉQUATEUR
PEROU
BRESIL
BOLIVIE
Lima
La Paz
Orocline bolivien
CHILI
ARGENTINE
OCEAN PACIFIQUE
Ride de Nazca
Fosse Perou-Chili
Ride d'Iquique
Ride Juan Fernandez
Santiago
22
47
48
27
31
34
45
500 km
2
80°W
75°W
70°W
65°W
Cap Lengua de Vaca
Baie de Tongoy
Talinay
de
Altos
Río Limarí
Cap Limarí
Baie del Teniente
Quebrada del Teniente
10 km
30,3°S
30,4°S
30,5°S
30,6°S
30,7°S
30,8°S
31°S
31,1°S
31,2°S
71,7°W
71,6°W
71,5°W
71,4°W
71,3°W

Figure 9 (page précédente) : Carte de localisation des quatre segments côtiers étudiés le long de la marge Andine (carte générale ; Cf. Figure 2 pour la légende). 1 – La côte Sud du Pérou entre ~15 et 18°S. Elle se divise en deux zones d'étude principales : la zone qui longe la côte de San juan à Chala (A) et la zone d'Ilo (B). 2 – la zone côtière sur le flanc occidental des Altos de Talinay et de la baie de Tongoy, dans le Centre Nord du Chili, entre ~30° et 31,2°S.

Le secteur de San Juan de Marcona est caractérisé par deux séries de terrasses marines développées sur les flancs de deux monts : le Cerro El Huevo (492 m) et le Cerro Tres Hermanas (380 m). C'est le nombre important de terrasses marines, 20 niveaux de terrasses au minimum préservés en moins de 500 m d'altitude, qui en est la caractéristique la plus remarquable. De plus, ce sont des terrasses d'abrasion marine qui ont généralement été isolées d'apports continentaux postérieurs à leur formation. En effet, le Cerro El Huevo et le Cerro Tres Hermanas sur les flancs desquels se sont formées les terrasses marines étaient deux ilots entourés de mer et séparés du continent. Les terrasses ne sont recouvertes que d'une fine couche de sable inférieure à 10 cm d'épaisseur, qui vient draper la surface topographique postérieurement à la formation des terrasses.

La particularité de la baie de Chala réside dans le type de terrasses marines étudiées et le nombre de niveaux conservés. Nous avons choisi cette zone parce qu'elle présente des terrasses marines de dépôts avec une épaisseur sédimentaire importante. Cette typologie des terrasses et la configuration de la zone (une baie à l'embouchure d'une rivière importante bordée par deux petites péninsules rocheuses) expliquent sans doute le grand nombre de niveaux : plus de 15 niveaux en moins de 250 m d'altitude. Nous avons aussi étudié une terrasse marine de dépôts entre la zone de San Juan de Marcona et la baie de Chala, à l'Ouest du Village de Chaviña, pour illustrer la transition entre ces deux zones (Figure 9). De même, afin de calibrer les niveaux de terrasses marines de dépôts avec un niveau de terrasse d'abrasion marine, nous avons étudié une terrasse d'abrasion au SSE de la ville de Tanaka, au niveau du cap entre la baie de Tanaka et la baie de Chala (Figure 9). Au niveau de ce cap, cinq niveaux de terrasses d'abrasion marine sont conservés directement sur le substratum rocheux et présentent de nombreux écueils rocheux.

Le Centre-nord du Chili, entre ~30° et 31°S

Au Chili, la zone d'étude est située au pied de la Cordillère de la Côte, au sud de Coquimbo, entre 30-31,2°S environ. Elle s'étend sur une longueur de côte d'environ 100 km, depuis la baie de Tongoy (30,25°S-71,5°W) et le long du flanc occidental des Altos de Talinay jusqu'au Sud de la baie de El Teniente (31°S). Elle est située au-dessus d'un segment de subduction horizontale délimité au Nord de 27°S et au Sud de 33°S par des segments de subduction normale (Gutscher et al., 2000a ; Yañez et al., 2001 ; Figure 9). Ce segment de subduction horizontale de la plaque Nazca est probablement lié au passage en subduction de la ride de Juan Fernandez qui plonge à 33°S, sous l'Amérique du Sud, dans la même direction depuis 10 Ma (Yañez et al., 2001). La vitesse de convergence relative de la plaque Nazca est d'environ 82 mm/a (DeMets et al., 1994) et orientée N75°.

Nous avons choisi cette zone parce qu'elle présente une séquence très bien développée de cinq terrasses d'abrasion marine, directement érodées dans le socle et qui ont déjà été décrites (e.g. Paskoff, 1966, 1970 ; Chávez, 1967 ; Herm, 1969 ; Ota et al., 1995 ; Benado, 2000). De plus, on dispose de sédiments et de marqueurs morphologiques conservés dans la baie de Tongoy et son prolongement vers le nord. Ceci permet d'étudier la déformation de la marge sur une longueur importante de ~150 km.

La côte Sud du Pérou appartient à la zone climatique du désert d'Atacama et la zone d'étude du Chili se situe au Sud, dans la zone adjacente au désert d'Atacama (Figure 10).

Des études récentes montrent que le climat du désert d'Atacama est aride depuis 15 Ma et hyperaride depuis au moins 3 Ma, avec un faible taux d'érosion continentale inférieur à 0,1 m/Ma (e.g. Alpers et Brimhall, 1988 ; Houston et Hartley, 2003 ; Riquelme, 2003 ; Dunai et al., 2005 ; Nishiizumi et al., 2005 ; Clarke, 2006 ; Riquelme et al., 2007 ; Riquelme et al., 2008). De même, des études paléobotaniques, menées dans le centre du Chili, confirment le début de l'aridification à ~15 Ma (Hinojosa et Villagrán, 1997 ; Hinojosa, 2005). Cette aridification engendre de faibles taux d'érosion et donc une préservation optimale des terrasses marines.

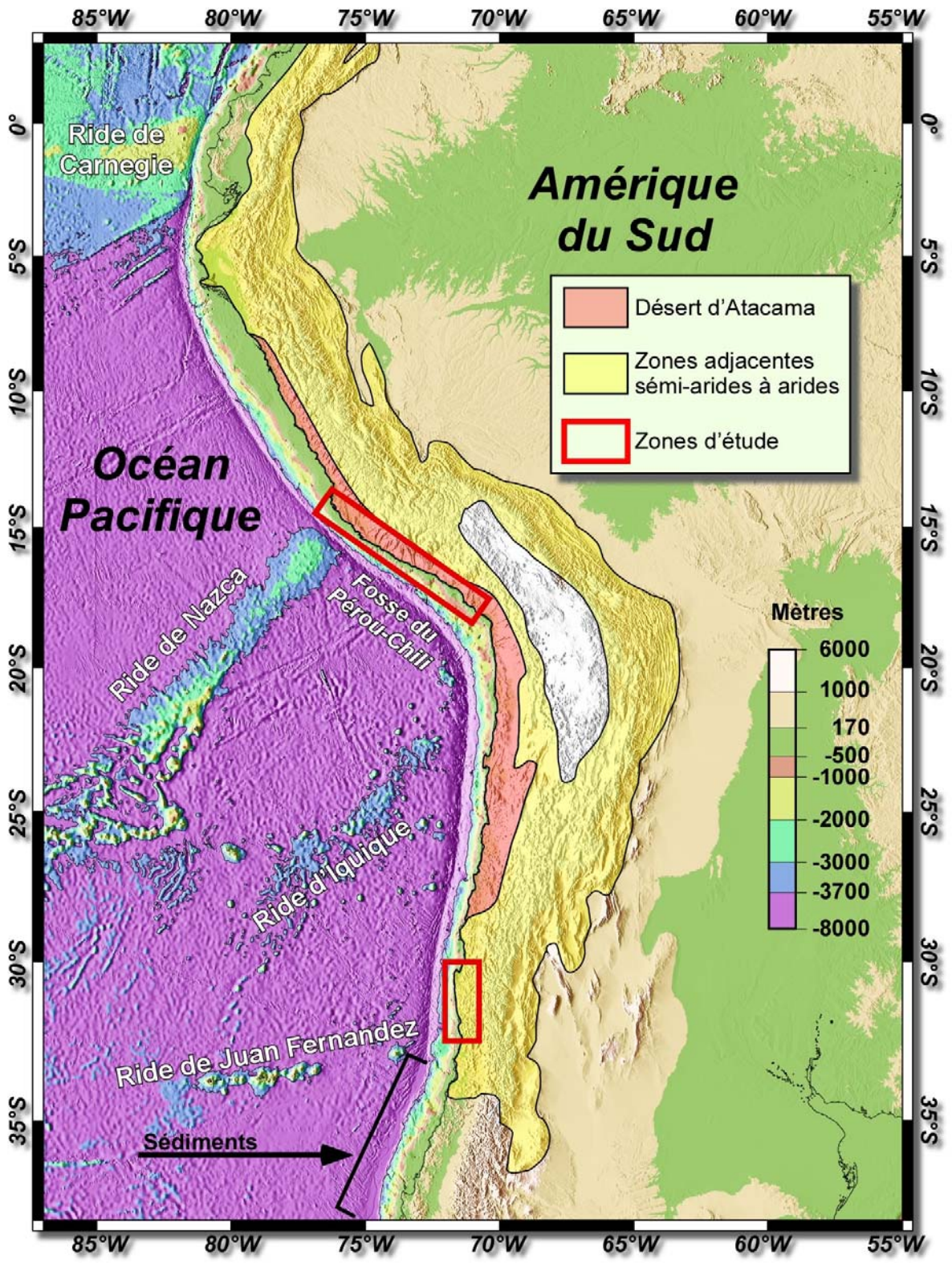


Figure 10 : La répartition du désert d'Atacama et de sa frange semi-aride à aride (d'après Clarke, 2006). La localisation des zones d'étude dans ce contexte climatique est matérialisée par les rectangles rouges. A noter l'abondance de sédiments dans la fosse au Sud de la ride de Juan Fernandez contrairement au Nord.

1.5. Objectifs et démarche

La présence de terrasses marines n'est pas continue le long de la côte pacifique, de même qu'un soulèvement côtier ne produit pas nécessairement des terrasses (cas des falaises plongeantes). De plus, des segments de côte en soulèvement alternent avec des segments en subsidence. L'aspect général d'une série de terrasses marines étagées (nombre de terrasses, hauteur des escarpements, altitude des pieds de falaise) permet d'avoir une idée de la dynamique côtière pléistocène et du taux de soulèvement côtier responsable de sa préservation. Cependant des niveaux de terrasses marines peuvent avoir été formés puis totalement érodés par la suite. La corrélation morphostratigraphique des différents niveaux à des stades isotopiques ne permet pas toujours de prendre en compte cette possibilité. La datation absolue des terrasses marines reste le seul moyen pour palier ce problème. Elle permet de quantifier précisément les déformations verticales positives d'une zone et d'en déduire des taux de soulèvement enregistrés par les séries de terrasses marines. Il est ainsi possible de déterminer la dynamique côtière locale et générale sur l'échelle de temps de ces datations, le long de la côte pacifique, par comparaison entre différentes séries de terrasses.

Les principaux objectifs de cette thèse ont été de définir le long de la marge andine 1) les critères qui gouvernent la formation et la préservation des terrasses marines (terrasse d'abrasion marine et terrasses de dépôts), et 2) les âges des terrasses marines pour quantifier les variations spatiales et temporelles des taux de déformations verticales.

Comme on l'a vu précédemment, la dynamique côtière de l'avant-arc andin, depuis le Pléistocène, est reliée aux processus en cours le long de la zone de subduction et les apports de cette étude devraient finalement permettre de définir plus en détails quels sont ces liens, dans le cas de la marge andine pour l'Orocline bolivien.

Une approche pluridisciplinaire a été nécessaire pour atteindre ces objectifs, alliant méthodologie de définition des modes de formation et de préservation des terrasses marines, étude géomorphologique et tectonique de différents segments côtiers et datation absolue des marqueurs géomorphologiques du paléo-niveau marin. Le propos de cette thèse s'articule autour de quatre chapitres, en plus de l'introduction qui a permis de replacer les zones d'étude dans le contexte géodynamique des Andes centrales :

- Un premier chapitre intitulé « Les mécanismes de formation et de préservation des terrasses marines » regroupant tous les processus nécessaires à la création d'une terrasse marine (d'abrasion et de dépôt) ainsi qu'à leur préservation en séquence.
- Un deuxième chapitre « Méthodologies de datation et de mesure des taux de soulèvement utilisées » décrivant la théorie des deux méthodes de datation absolue utilisées (méthodes de l'isotope cosmogénique du béryllium 10 et datation U-Th) ainsi que les différentes stratégies d'échantillonnage appliquées selon le type de terrasses marines étudiées. Dans ce chapitre, on définit aussi la méthode de mesure des vitesses de soulèvement, intégrées sur un intervalle de temps entre deux terrasses, permettant une précision de l'ordre de 10 à 100 ka sur une période de temps pouvant atteindre 800 ka.
- Un troisième chapitre « Etude géomorphologique et tectonique des segments côtiers de l'Orocline bolivien » présente les résultats obtenus à partir de l'analyse des données géomorphologiques, tectoniques et stratigraphiques des différents segments côtiers étudiés au Pérou et au Chili, ainsi que la synthèse des âges obtenus et la corrélation des niveaux de terrasses aux différents stades isotopiques du niveau marin. Une partie de ces résultats est synthétisée dans un article accepté dans la revue *Earth and Planetary Science Letters* traitant de l'évolution tectonique pléistocène de la zone côtière des Altos de Talinay, dans le centre-nord du Chili, entre 30.2°S et 31°S.
- Un quatrième chapitre où je discuterai de l'impact de la zone de subduction sur l'évolution de la zone côtière de l'avant-arc andin et des différents facteurs responsables de la cinématique de la marge andine depuis le Pléistocène et de sa variabilité longitudinale.

Cette thèse a fait l'objet d'un travail de recherche d'une durée de trois ans au sein du Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG), dont dix-huit mois passés au Pérou (Lima), en collaboration avec l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et l'INGEMMET (Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico), et cinq mois passés aux Etats-Unis, en collaboration avec l'Université de Californie, Santa Cruz (UCSC) et le Laboratoire National Lawrence Livermore (LLNL) pour la préparation chimique des échantillons pour la méthode du béryllium 10 (^{10}Be) et leur passage à l'accélérateur à spectrométrie de masse.

CHAPITRE 2

LES MÉCANISMES DE FORMATION ET DE PRÉSERVATION DES TERRASSES MARINES

2. Les mécanismes de formation et de préservation des terrasses marines

Les terrasses marines se forment dans différents contextes géodynamiques : 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%) (Johnson et Libbey, 1997 ; Pedoja, 2003). Notre travail de recherche se situant le long de la marge active des Andes centrales, nous allons donc nous intéresser uniquement à la formation et la préservation des terrasses marines en contexte de marges actives.

Le contact entre l'océan et le continent se compose de trois ensembles : 1) L'estran : espace compris entre le niveau des plus hautes et des plus basses mers, 2) une partie du littoral, au-dessus de la marée haute, directement influencée par l'action des eaux marines : falaises et espaces atteints par les embruns et 3) une partie toujours immergée et modelée par le travail sous-marin des vagues qui se brisent. De plus, la côte n'est pas fixe, elle correspond à une position momentanée de la ligne de rivage au gré des transgressions et régressions successives qui peuvent avoir laissé les traces d'une position ancienne.

2.1. Les agents de l'érosion littorale

2.1.1. Les vagues et la houle

Une vague poussée par le vent est appelée vague forcée. On appelle houle, la succession de vagues initiées par le vent mais se propageant en dehors de la zone où il souffle. La taille et la période des vagues dépendent de la force du vent, de sa durée et de la dimension du plan d'eau sur lequel il souffle. Les vagues résultent d'un mouvement ondulatoire où chaque molécule d'eau est animée d'un mouvement orbitaire et subit un faible courant appelé courant de houle. On a un déplacement des particules dans le sens de déplacement de la houle appelé décrochement. En effet, le mouvement d'avancée est un peu plus ample que celui de retrait (Figure 11).

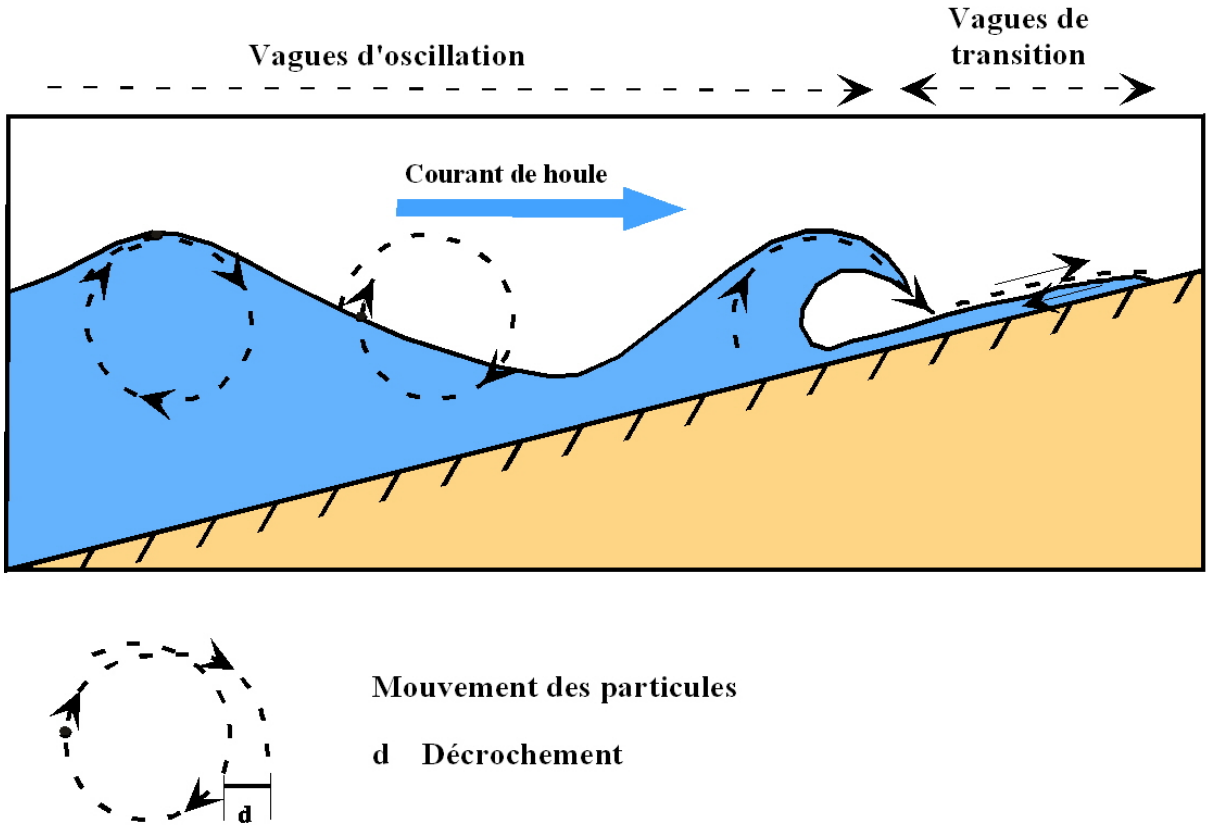


Figure 11 : Mouvement des particules dans les vagues, modifié d'après Derruau, 1974.

Chaque particule effectue un mouvement orbitaire quasi-circulaire dont le diamètre décroît rapidement avec la profondeur, en relation avec la longueur d'onde de la vague (Figure 14) (Bloom, 1998).

A l'approche de la côte, quand la profondeur d'eau diminue, les vagues subissent des modifications. Dès que la profondeur est inférieure à la demi-distance entre deux vagues, elles interagissent avec le fond. Elles se réfractent pour devenir presque parallèles aux isobathes et atteindre la côte perpendiculairement. Ainsi, à l'avant des caps, les vagues sont freinées, se réfractent et convergent vers celui-ci. En revanche, à l'entrée des baies, les vagues sont moins vigoureusement freinées et divergent (Figure 12).

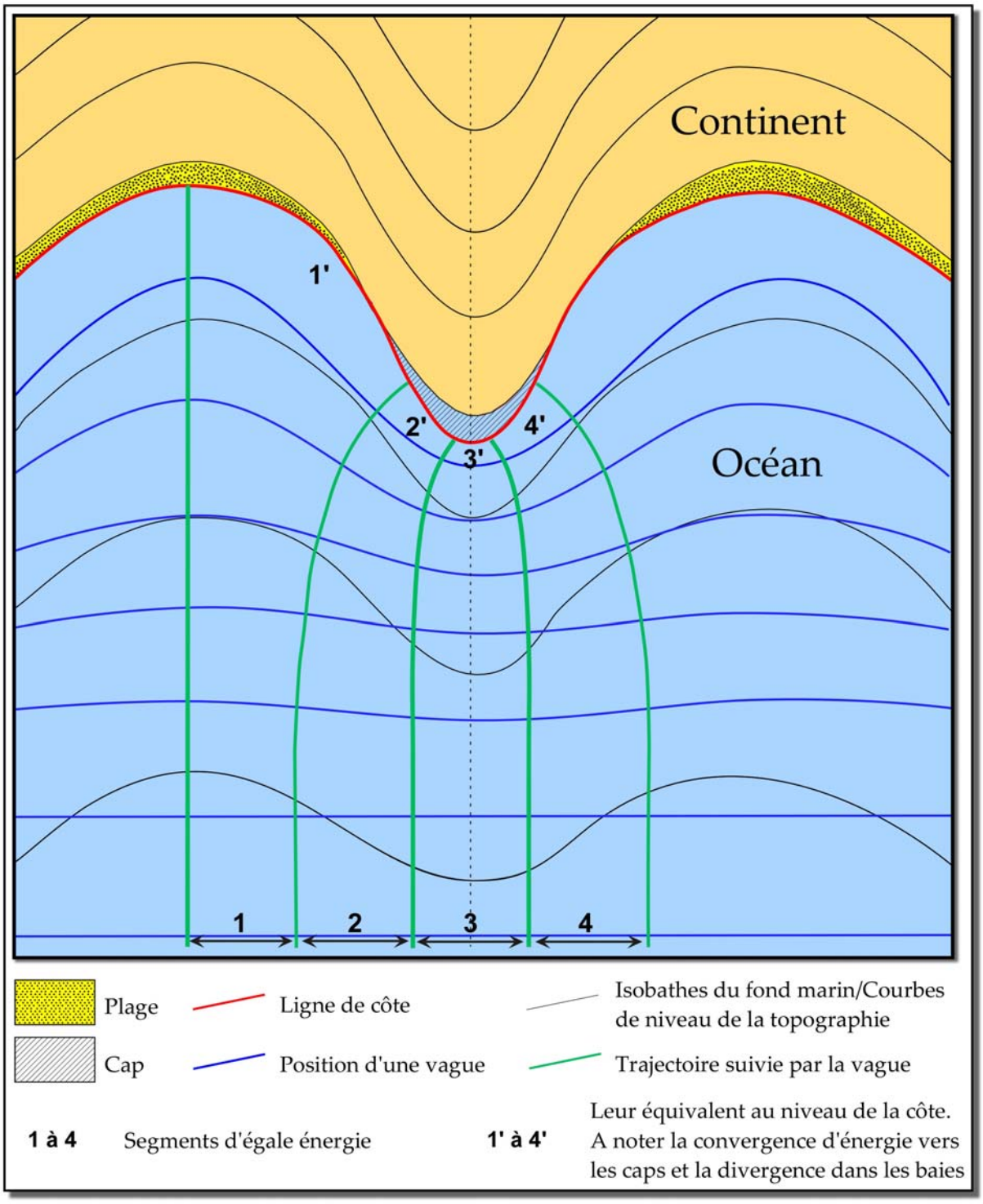


Figure 12 : Réfraction des vagues sur un fond marin irrégulier, d'après Bloom, 1998, modifié. L'énergie des vagues se concentre sur les caps ce qui entraîne leur érosion alors que dans les baies, elle se dissipe sur une plus grande surface ce qui favorise l'accumulation des sédiments.

L'énergie concentrée au niveau des caps est largement supérieure à celle arrivant au niveau des baies, ceci explique pourquoi les caps sont soumis à l'érosion et pourquoi on a dépôt de sédiments dans les baies. Les caps présentent des écueils rocheux qui résultent de

l'abrasion marine du substratum rocheux par les vagues, alors que dans les baies l'énergie des vagues est plus faible et favorise les dépôts de sédiments (Figure 12 ; Figure 13). Ainsi, l'érosion tend à régulariser le tracé des côtes.

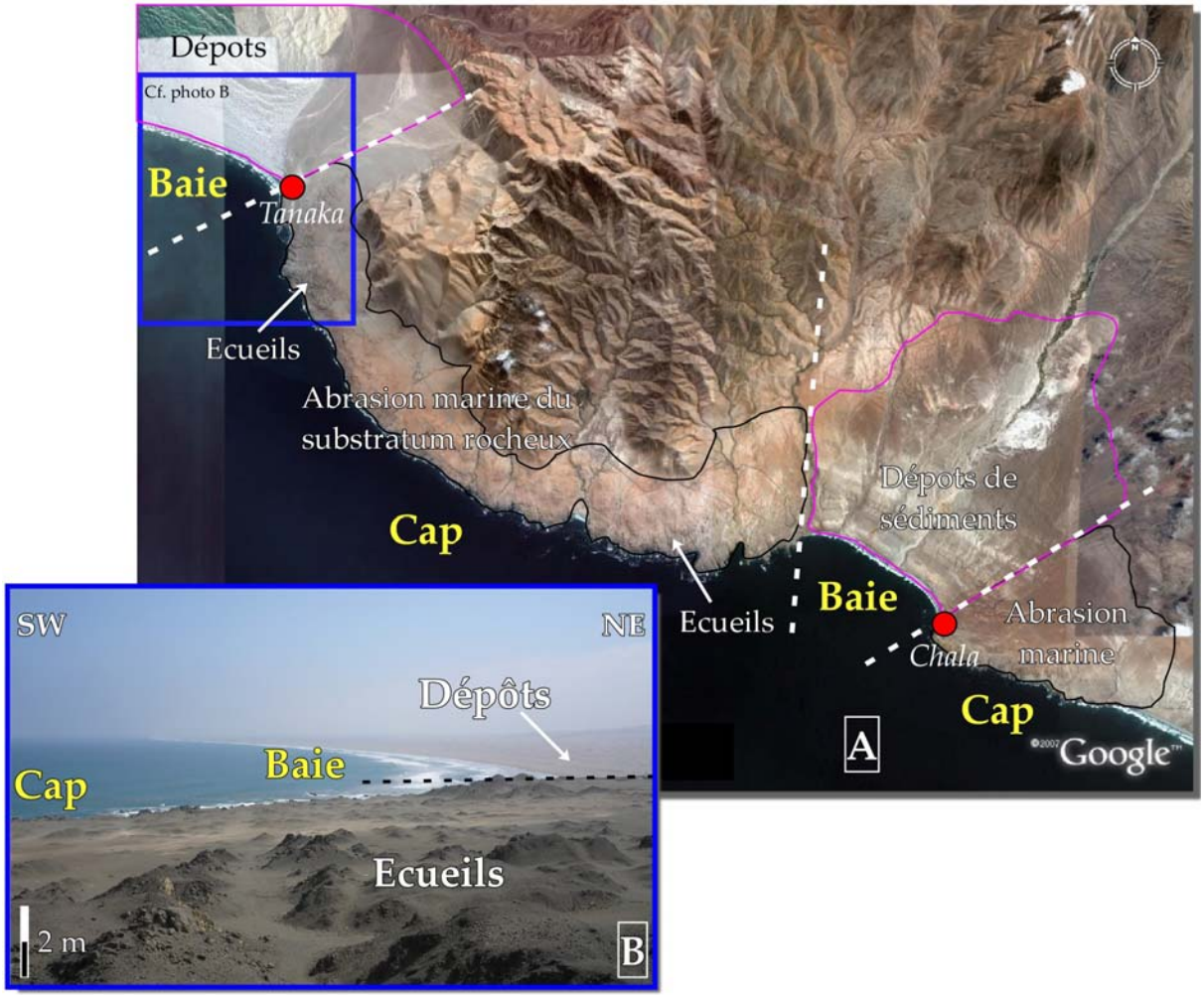


Figure 13 : Exemple concret de l'impact de l'énergie des vagues, qui arrive au niveau du continent, sur la morphologie côtière. (A) Image satellite extraite de Google Earth de la zone entre Tanaka et Chala, Sud Pérou (15,72°S – 15,85°S). Les traits en tirets séparent les zones de caps et de baies c'est-à-dire celles où il y a abrasion de celles où il y a sédimentation. (B) Photographie de terrain au niveau du village de Tanaka qui illustre la présence d'écueils au niveau des caps et de dépôts sédimentaires dans les baies.

De même, les vagues subissent des transformations de formes : la base des vagues est davantage freinée que le sommet jusqu'à atteindre un décrochement trop fort du cercle de houle (la distance entre deux vagues diminue et la hauteur des vagues augmente) et les vagues déferlent (Figure 14).

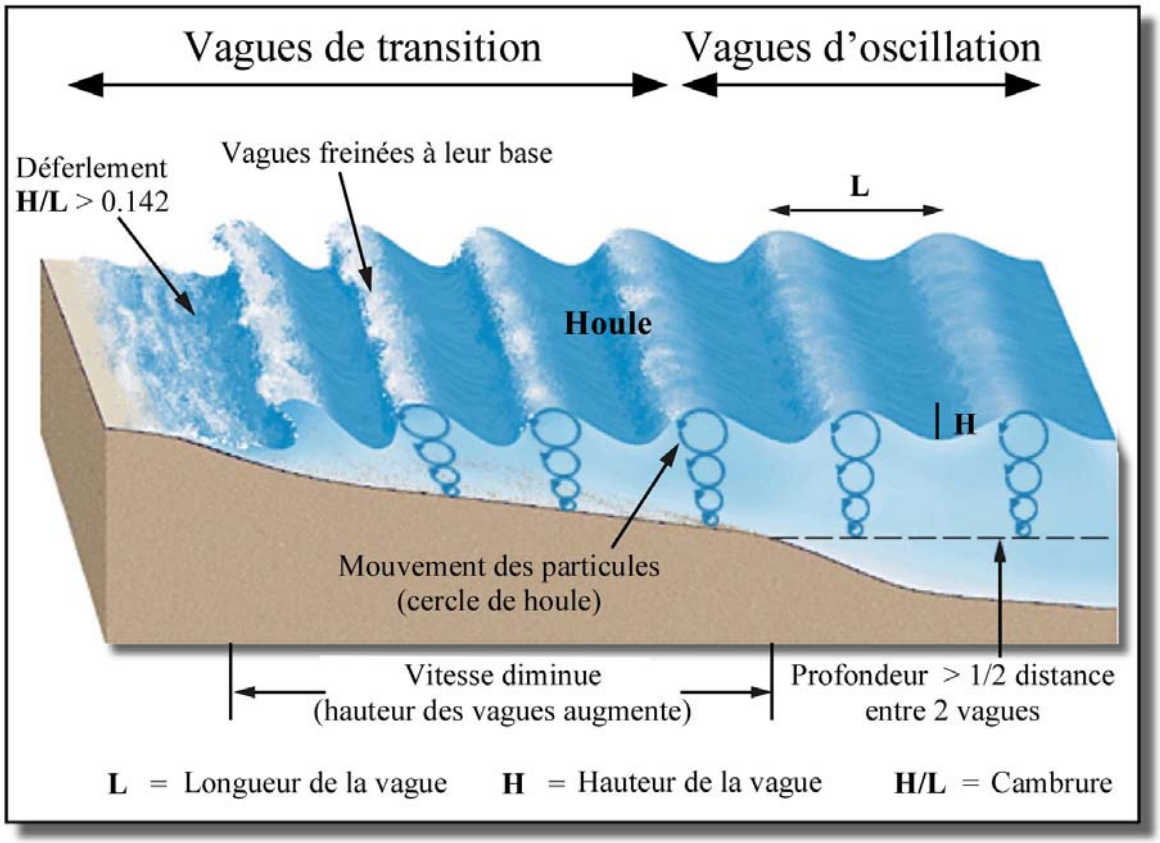


Figure 14 : Passage progressif entre les vagues à longueur d'onde constante (vagues d'oscillation) et les vagues déferlantes (vagues de transition). Quand la profondeur d'eau est inférieure à la demi-distance entre deux vagues, les vagues sont freinées à leur base et déferlent. L'action érosive des vagues sur le continent y est active et forme une surface d'abrasion (platier ou plateforme d'abrasion d'une terrasse marine). De même, en déferlant, les vagues érodent la falaise côtière et forme le futur escarpement d'une terrasse marine.

Les vagues, en déferlant, sapent et érodent le pied de la falaise côtière et favorisent l'effondrement de la falaise côtière par blocs. De plus, ces vagues déferlantes exercent une action importante de pression, par apport d'eau et d'éléments solides sur le rivage, et de succion lors de leur retrait. Des vagues d'oscillation, on passe à des vagues de transition (Figure 14).

Enfin, l'action des vagues sur le fond avant le déferlement est mal connue mais on admet qu'elle est nulle au-dessous d'une profondeur équivalente à 5 fois la hauteur de la vague. En général, elle n'excède pas la dizaine de mètres de profondeur. Quand la bathymétrie est inférieure à la profondeur d'action des vagues, les vagues érodent la côte jusqu'à former une plateforme ou platier au pied de la falaise côtière (Cf. 2.3).

2.1.2. Dynamique de la houle au-dessus du platier et érosion

Cette dynamique de la houle est décrite suivant deux équations et peut ainsi se déterminer quantitativement. D'après Sunamura (1992) et Trenhaile (2000), l'énergie de la houle se dissipe en partie au cours de son parcours en eau peu profonde (Es ; Equation 1) et la partie restante est disponible pour percuter la falaise (Ey ; Equation 2). Le rôle de ces énergies est très important car ce sont elles qui favorisent l'érosion mécanique du platier et de la falaise côtière par sapement. Elles érodent le substratum et transportent les blocs, les grains et les particules le long du platier. Elles amenuisent tous les débris en sédiments fins, dissous, qui deviennent hors d'atteinte du mouvement des vagues et ne participent plus à l'érosion du platier.

$$E_s = E_y \times e^{sh} \qquad (1)$$

avec

s constante d'effet des vagues

h hauteur d'eau

Et :

$$E_y = M \times T\left[0{,}5\rho_w C\left(\frac{Hb}{0{,}78}\right)e^{(-kW_s)} - S_{f\min}\right] \qquad (2)$$

avec

M coefficient pour la conversion de l'énergie de houle en potentiel érosif (6,5.10-10)

T période de la vague

ϱw densité de l'eau de mer (1025 kg.m-3)

C coefficient d'efficacité, fonction du type de déferlante :

C=1 pour le déferlement plongeant

C=0,8 pour le déferlement glissant

C=0,5 pour le déferlement frontal

Hb hauteur de la déferlante

k constante rendant compte de la rugosité du platier

Ws surface d'action des vagues ; $W_s = h_b / \tan\beta$ où h_b est la profondeur de déferlement et β la pente du fond (moyennée entre la zone de déferlement et le rivage).

Sf_{min} Seuil représentant la résistance de la roche (entre 20 et 100 kg.m-2)

2.1.3. Les courants littoraux

Deux types de courant influencent le modelé littoral : la dérive littorale et les courants de marée.

Malgré la réfraction, qui atténue l'obliquité de la houle par rapport à la côte, les vagues ne frappent pas perpendiculairement le rivage et engendrent un courant appelé dérive littorale. Le retrait des vagues se faisant perpendiculairement à la côte, les débris sont poussés par chacune des vagues qui se succèdent et suivent une trajectoire en zigzag dont la résultante est un transport parallèle à la côte (Figure 15). Comme, en un même point, toutes les vagues n'arrivent pas à la côte suivant la même direction, c'est par rapport aux plus grosses vagues que s'oriente la dérive littorale (Derruau, 1974).

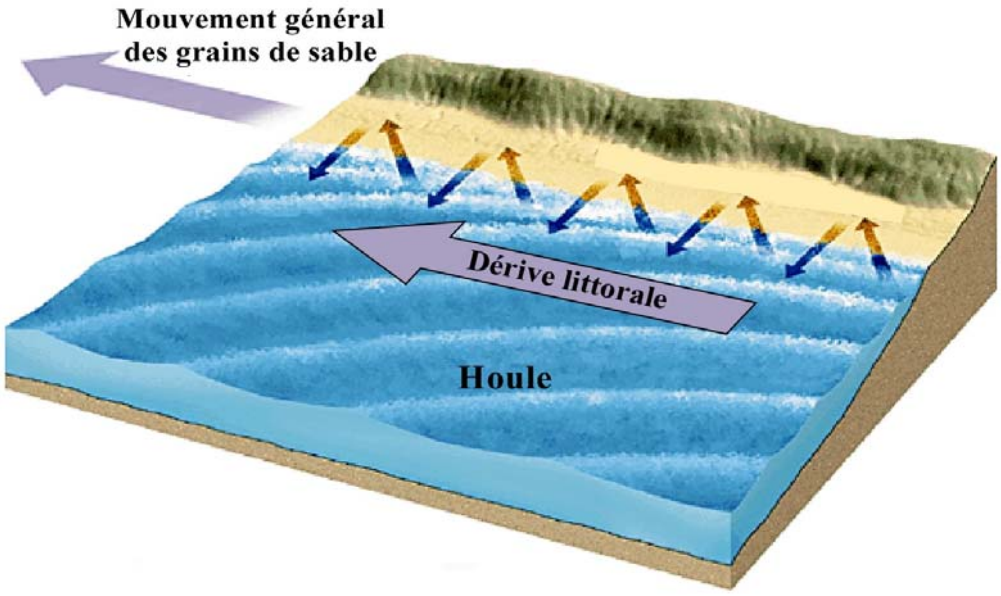


Figure 15: Dérive littorale. La trajectoire en zigzag des débris au niveau de la côte forme une résultante qui correspond à un transport latéral des débris parallèlement à la côte.

La marée est une onde qui possède aussi bien des caractères de vague oscillatoire que de vague de transition. L'orbite effectuée par chaque molécule est proche d'une ellipse de grand axe oblique (Figure 16). Les particules subissent alors non seulement une fluctuation de niveau mais aussi un déplacement dans le sens horizontal. Le courant de marée est le plus souvent la résultante de la différence de niveau entre deux points et résulte de la gravité

(Derruau, 1974). L'océan Pacifique a de faibles marées. Sur presque toute la côte ouest de l'Amérique du Sud, les marées sont de type mixte à prépondérance semi-diurne. Le marnage moyen y est de l'ordre de 0.5 à 1 m. Au Chili, l'amplitude de la marée de syzygie ou marée de vives-eaux, dans la zone d'étude de Tongoy (30°15'S-71°30'W) et Los Vilos (31°55'S-71°32'W) est comprise entre 1,64 m et 1,82 m, respectivement. L'absence de grands estuaires dans cette zone, fait que les marées n'ont pas de rôle morphologique notable. La faiblesse des marées et la configuration de la côte ne sont pas favorables à l'existence des courants de marée (vents du Sud-ouest et orientation SSW-NNE de la côte).

Au Pérou, l'amplitude de la marée de syzygie, dans la zone de San Juan (15°20,6'S-75°09,4'W) et Ilo (17°38,4'S-71°20.3'W), est plus faible qu'au Chili et est comprise entre 0,97 m et 0,88 m, respectivement.

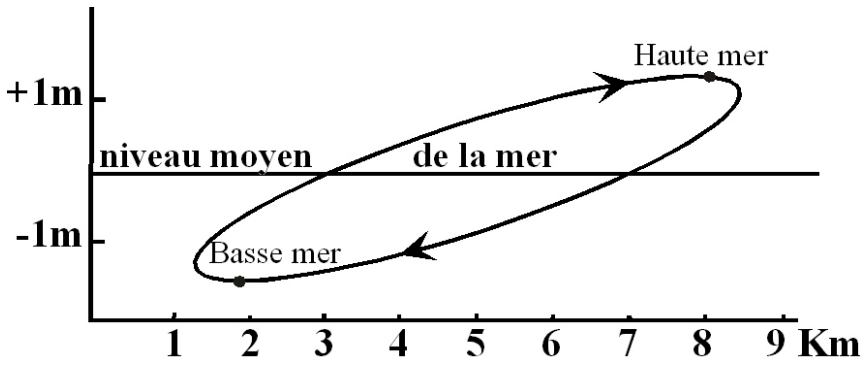


Figure 16 : Orbite des particules dans l'onde de marée, d'après Derruau, 1974

2.1.4. Le vent, l'altération chimique et l'activité biologique

Le vent est à l'origine des vagues et peut élever, par grande tempête et dépression barométrique, le plan d'eau de la mer. Il peut aussi soulever le sable des plages, qui abrase la falaise côtière, et édifier des dunes littorales. Il favorise aussi la formation des embruns, qui fragilise la falaise côtière, et leur déplacement vers le continent (altération de la roche par les eaux salées, creusement de tafonis). Au Chili et au Pérou, l'intensité du vent est plutôt forte et souffle du Sud-ouest vers le Nord-est.

Aux effets purement physiques de la dynamique de la houle, il convient de rajouter les deux effets de l'altération chimique (météorisation) et de l'activité biologique (Stephenson et Kirk, 2000). L'importance morphologique de ces agents d'érosion est cependant sujet à débat comme le montre l'introduction de l'article de Stephenson et Kirk (2000). D'après ces auteurs le nombre de cycles d'immersion/émersion (séchage plus exactement) de la zone de marnage est un facteur prépondérant dans l'altération chimique. De même, la dissolution de certains minéraux des roches des falaises se fait par les embruns au-dessus du niveau de la haute mer qui la fragilise et favorise ainsi le démantèlement des falaises par chutes de blocs. En effet, les falaises en partie dénuées de végétation, en raison de la salinité de l'air, et par suite de leur forte pente ravivée par l'action des vagues, sont la proie du ruissellement et des glissements par paquets. Ceci montre que le sapement des vagues n'est pas le seul agent du modelé des falaises.

Pour ce qui est de l'activité biologique, peu d'auteurs ont tenté de la quantifier à l'heure actuelle. Cependant, les organismes vivants agissent principalement et directement en construisant des récifs (cas des terrasses coralliennes), amortissant les vagues, perforant les roches, ingérant des sables, disjoignant les roches par action mécanique dans les diaclases. Ces organismes vivants (cas des algues encroûtantes) vivent à l'interface océan/continent et constituent aussi d'excellents marqueurs pour observer le déplacement vertical de la côte lors des déformations cosismiques (Cf. Ortlieb et al., 1996). Ces algues noires vivantes, deviennent blanches en mourant lorsqu'elles sont brutalement élevées au-dessus de la zone de déferlement des vagues, ce qui souligne ainsi le déplacement vertical subi.

2.2. Les formes du rivage : les zones d'érosion et les zones d'accumulation

La variation des agents d'érosion et de leur efficacité se marque essentiellement par la formation de deux types de rivage. Les deux formes se rencontrent sur une même côte, selon que l'on se trouve dans une zone soumise à une forte érosion littorale (cap, falaise) ou dans une zone à l'abri de l'énergie des vagues (baies, estuaire, golfes ; Figure 17).

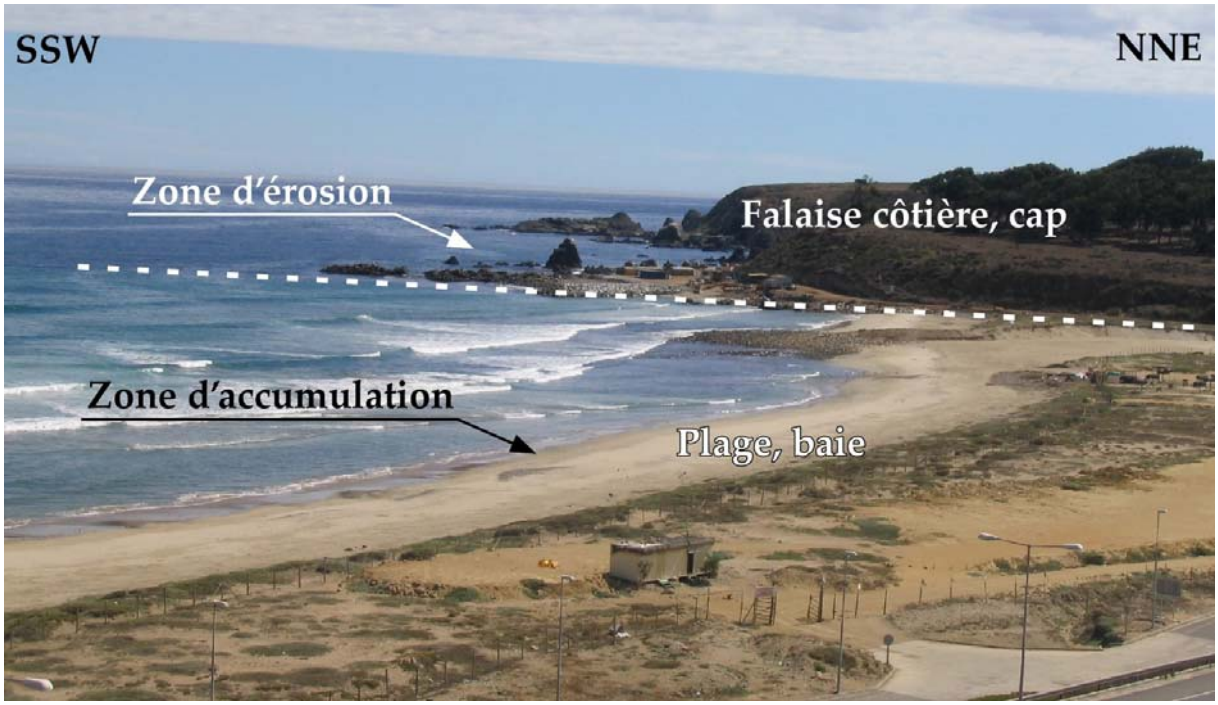


Figure 17 : Les deux formes de rivages : la zone d'érosion, localisée au niveau d'un cap et associée à une falaise côtière et la zone d'accumulation, zone à l'abri de l'énergie des vagues, localisée dans les baies, à l'embouchure d'une rivière et associée à une plage (Photographie au niveau de Chigualoco, ~31.75°S, Centre-Nord du Chili).

Dans les zones soumises à une forte érosion marine, la morphologie de la côte est généralement constituée d'une falaise accompagnée d'un platier ou plateforme d'abrasion. Ce platier est une surface plane, essentiellement érodée par l'action des vagues. Il se développe dans deux directions : vers l'intérieur des terres par érosion des falaises et en profondeur, sous la tranche d'eau, par l'action des vagues. (Cf. 2.3 ; Figure 18).

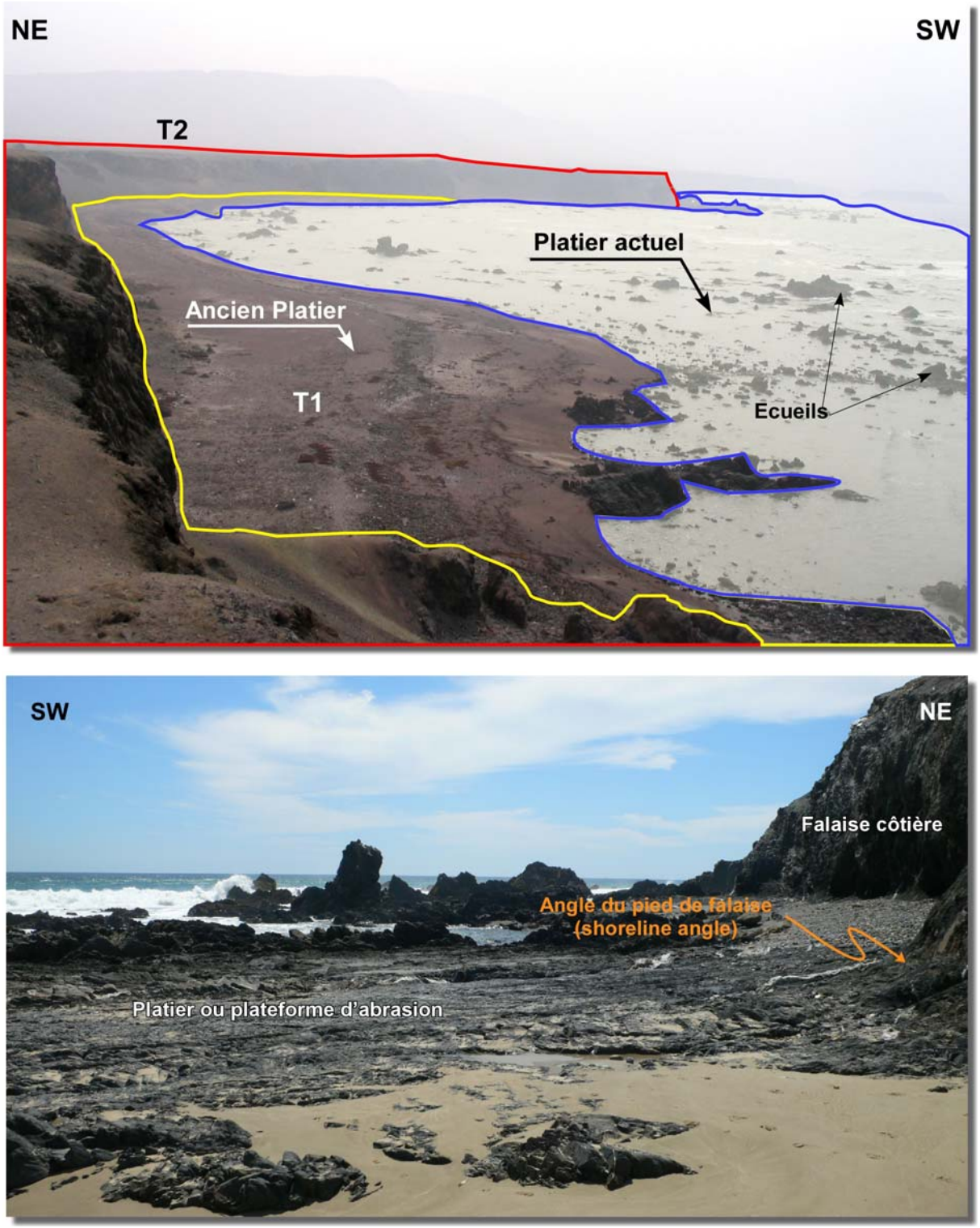


Figure 18 : Exemples naturels de falaise côtière et platier. Le platier est principalement érodée par l'action des vagues. Il se développe dans deux directions : vers l'intérieur des terres par érosion des falaises et en profondeur, sous la tranche d'eau, par l'action des vagues. L'escarpement de la photographie d'en haut mesure ~30 m. La falaise côtière de la photographie d'en bas mesure ~15 m.

Dans les zones à l'abri de l'énergie des vagues, les formes d'accumulation de sédiments prédominent. Elles se localisent essentiellement dans les baies, à l'embouchure du réseau de drainage. Elles apparaissent donc préférentiellement dans les zones abritées, à la fois, des courants principaux et de l'action des vagues. Les sédiments accumulés à l'embouchure du réseau de drainage sont essentiellement des dépôts de plage contenant une faune marine (lamellibranches, gastéropodes etc.) mais aussi des blocs, des galets, des graviers, des sables et des éléments plus fins.

Dans ces deux domaines peuvent se former et se préserver des terrasses marines. Cependant, dans les baies, même si l'énergie des vagues y est beaucoup plus faible, les sédiments sont plus facilement érodables qu'un substratum rocheux. De ces deux cas particuliers de formes du rivage découle la terminologie des terrasses marines préservées que nous avons choisi d'utiliser : 1) les terrasses d'abrasion marine, non recouvertes de sédiments et où le substratum rocheux affleure (zone à forte énergie) et 2) les terrasses marines de dépôts, recouvertes d'une épaisse couche de sédiments contemporaine de la formation de la terrasse (zone à faible énergie) (Figure 7 ; Figure 12 ; Figure 17).

2.3. La formation des terrasses marines

2.3.1. Eustatisme et stades isotopiques : la chronologie des variations du niveau marin de la mer au Pléistocène.

Les terrasses marines sont l'empreinte des variations du niveau marin sur une côte soumise à des mouvements verticaux. Le niveau marin mondial a largement varié au cours du Pléistocène et il est contrôlé par des cycles eustatiques (e.g. Chen et al., 1991 ; Lajoie et al., 1991 ; Gallup et al., 1994 ; Ludwig et al., 1996 ; Siddall et al., 2006 ; Fleming et al., 1998 ; Lambeck et al., 2002). Un cycle eustatique pléistocène complet est constitué d'une baisse du niveau marin associé à une période glaciaire et d'une montée du niveau marin associée à une période interglaciaire. Les cycles eustatiques se succèdent, alternant entre période glaciaire et période interglaciaire. Une période glaciaire est dominée par un bas niveau marin qui correspond à l'altitude minimale atteinte par le niveau des océans au cours du cycle eustatique. De même, une période interglaciaire est dominée par un haut niveau marin qui

correspond à l'altitude maximale atteinte par le niveau des océans au cours du cycle eustatique (Figure 19). En effet, lors d'une période glaciaire, une quantité d'eau importante est stockée dans les calottes glaciaires et glaciers, ce qui diminue le niveau des océans. Lors des périodes interglaciaires, les glaces fondent et l'eau libérée est stockée dans les océans dont le niveau s'élève. Les alternances de périodes glaciaires et de périodes interglaciaires à l'intérieur des cycles eustatiques créent donc au moins un haut niveau marin, pendant les périodes interglaciaires, et un bas niveau marin, pendant les périodes glaciaires (Bradley et Griggs, 1976 ; Lajoie et al., 1991). Ces variations eustatiques ont pu être retracées à partir des variations isotopiques de l'oxygène enregistrées dans les carottes des grands fonds océaniques (Figure 19). Cette échelle est constamment améliorée et affinée en tenant compte de nouvelles données telles que celles apportées par les terrasses marines ou coralliennes (e.g. Cabioch et Ayliffe, 2001 ; Chappell, 1974 ; Chappell et al., 1996 ; Yokoyama et al., 2001a ; Siddall et al., 2006 et références internes). L'étude des variations isotopiques de l'oxygène enregistrées dans les carottes de fonds océaniques repose sur la quantité de ^{18}O contenu dans les tests de foraminifères planctoniques ou benthiques conservés dans les sédiments déposés sur les fonds océaniques. L'étalon permettant de calculer le fractionnement de l'oxygène et sa variation est soit le S.M.O.W. (Standard Mean Ocean Water), qui est une eau dont la teneur en ^{18}O est proche de celle de l'ensemble des océans actuels (période interglaciaire), soit le P.D.B. (Pee Dee Belemnitella), qui est un test calcaire de bélemnite du Crétacé. Le rapport $^{18}O/^{16}O$ de l'eau des océans dépend étroitement du volume des glaces (inlandsis). Shackleton et Opdyke (1973) ont proposé comme interprétation que le fractionnement $^{18}O/^{16}O$ soit lié à un enrichissement de l'océan par arrivée de ^{16}O de l'eau de fonte des glaciers continentaux. Une période glaciaire est donc caractérisée par une quantité plus importante de ^{18}O qu'une période interglaciaire. On définit ainsi des stades isotopiques (S.I.) et des sous-stades isotopiques (S.S.I.) en fonction de la quantité de ^{18}O et on attribue des nombres à chacun de ces stades. Leur numéro d'ordre est croissant au fur et à mesure que l'on remonte dans les temps géologiques. De plus, on différencie les périodes interglaciaires des périodes glaciaires en donnant aux S.I. des nombres impairs et pairs, respectivement. Les variations à l'intérieur d'un cycle eustatique étant assez complexes, on peut distinguer plusieurs hauts niveaux relatifs (interstades) entrecoupés de bas niveaux relatifs qui correspondent à des variations mineures de ^{18}O. Pour différencier les interstades, on leur attribue soit des lettres (a, b, c, d,

e), soit des décimales (e.g. 5.1, 5.2, 5.3). Dans ce travail de recherche nous avons utilisé la nomenclature basée sur les lettres, sachant que a, c et e correspondent à des haut niveaux marins relatifs et b, d à des bas niveaux marins relatifs (Figure 19).

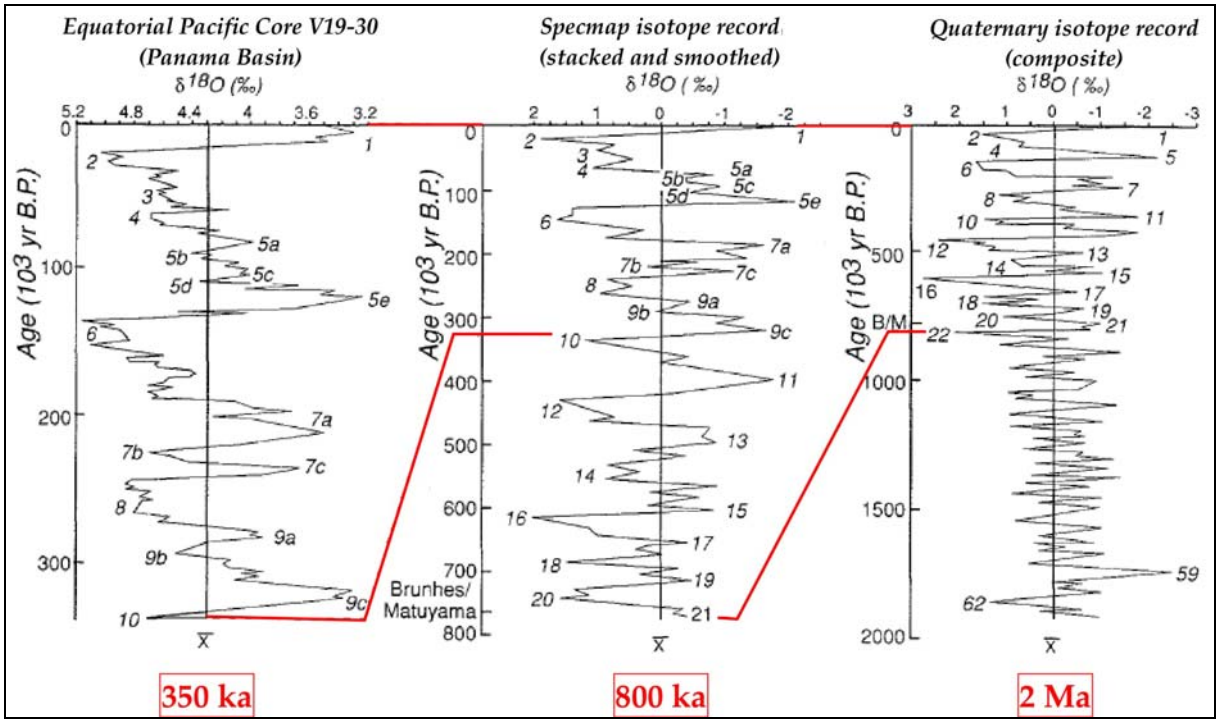


Figure 19 : Les cycles eustatiques et les différents stades isotopiques au cours des derniers 2 Ma (d'après Burbank et Anderson, 2001, modifié). Remarquer le changement de cyclicité à 800 ka. Au-delà de 800 ka, les cycles eustatiques sont moins bien contraints. Les chiffres impairs correspondent aux stades interglaciaires et les chiffres pairs, aux stades glaciaires. Les lettres a, c et e correspondent aux interstades interglaciaires et b, d, aux interstades glaciaires.

2.3.2. Les processus de formation des terrasses marines

Une terrasse marine résulte de l'action de l'érosion littorale lors d'un haut niveau marin, érodant constamment le continent au niveau de son contact avec l'océan. Il se forme d'abord un platier et une falaise côtière (Figure 20 ; Figure 21 ; Figure 25).

L'impact des vagues déferlantes à marée haute entaille le pied de la falaise côtière et les embruns contribuent à la fragiliser par météorisation. Le substratum au-dessus de l'encoche basale, due au sapement par les vagues, peut s'effondrer, maintenant une falaise côtière en état d'équilibre quasi vertical (Bradley et Griggs, 1976). Le recul de la falaise ne se fait donc que s'il existe au moins un rudiment de plage à la base pour favoriser le déferlement des vagues. Le platier est la plateforme submergée formée par le retrait de la falaise côtière et

l'action sous-marine des vagues. Au fur et à mesure que la falaise recule, il s'élargit. Les matériaux provenant de l'érosion de la falaise sont entraînés le long du platier pour former ainsi une plateforme d'abrasion. Celle-ci s'étend vers le large jusqu'à ce que tous les débris soient amenuisés en sédiments fins, dissous ou hors d'atteinte du mouvement des vagues. A marée basse, la plateforme émergée est soumise à l'altération subaérienne (Anderson et al., 1999).

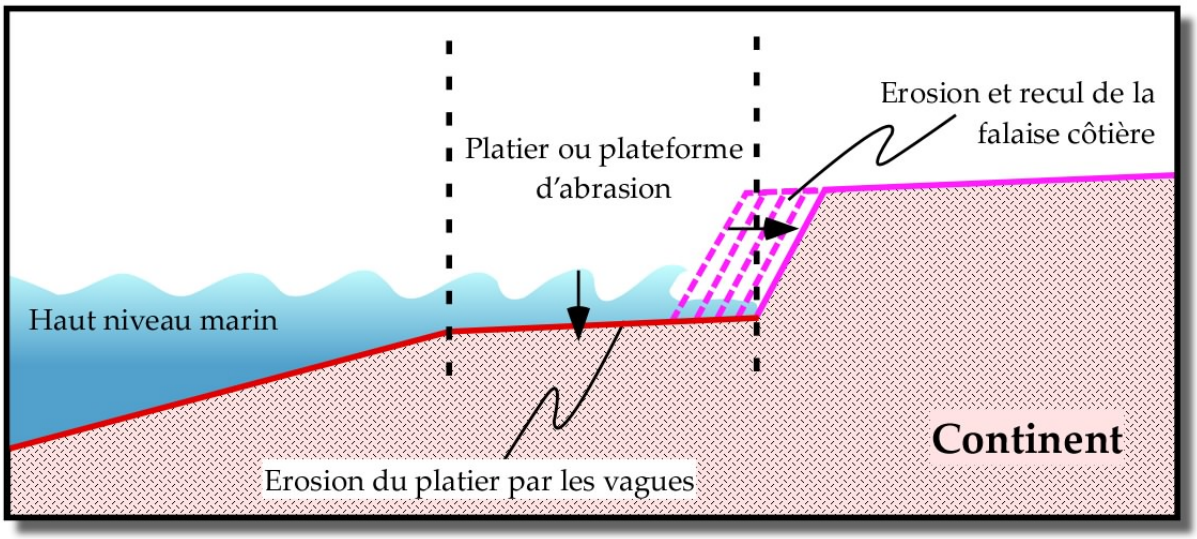


Figure 20 : Le processus de formation d'une terrasse d'abrasion marine lors d'un haut niveau marin. Une terrasse se forme avec le recul de la falaise côtière et le développement du platier. Les flèches indiquent les principales zones en érosion.

Figure 21 : Exemple d'une falaise côtière soumise à l'érosion littorale. L'interface entre l'océan et la mer est caractérisé par une plage de galets (shingle beach). Le platier est encore immergé et érodé par les agents de l'érosion. Au-dessus de la falaise côtière, on distingue un niveau de terrasse marine de dépôts. En effet, on observe bien le niveau d'abrasion (en rouge) et les dépôts sédimentaires au-dessus, soulignés par un niveau à galets (en blanc) qui matérialise une ancienne plage de galets.

La lithologie et le pendage des couches affleurant dans la falaise ont un effet sur le développement des falaises côtières et de la plateforme. Il existe une relation entre la largeur de la plateforme, la résistance de la roche, le degré d'irrégularité de la plateforme, la quantité et la persistance des débris de pied de falaise et la période des vagues (Trenhaile, 2000). Plus les roches du substratum seront résistantes (e.g. socle), plus l'érosion sera lente et plus la plateforme d'abrasion sera étroite.

Suivant la direction du pendage des couches, constituant la falaise côtière, (vers la mer ou vers le continent), le développement et l'érosion de la falaise seront différents. Une falaise composée de couches horizontales permet le développement de plateformes étagées préférentiellement en fonction de la lithologie. Un pendage vertical ou sub-vertical augmente l'irrégularité du platier, ce qui diminue l'énergie érosive au pied de falaise et produit des plateformes plus étroites. Un pendage des couches vers la mer rend la falaise instable et favorise son érosion et les glissements. A l'inverse, un pendage des couches vers le continent stabilise la falaise et rend son développement plus lent. La superposition de couches imperméables et perméables est aussi un paramètre influant sur la stabilité de la falaise littorale (French, 1997 ; Pedoja, 2003 ; Figure 22).

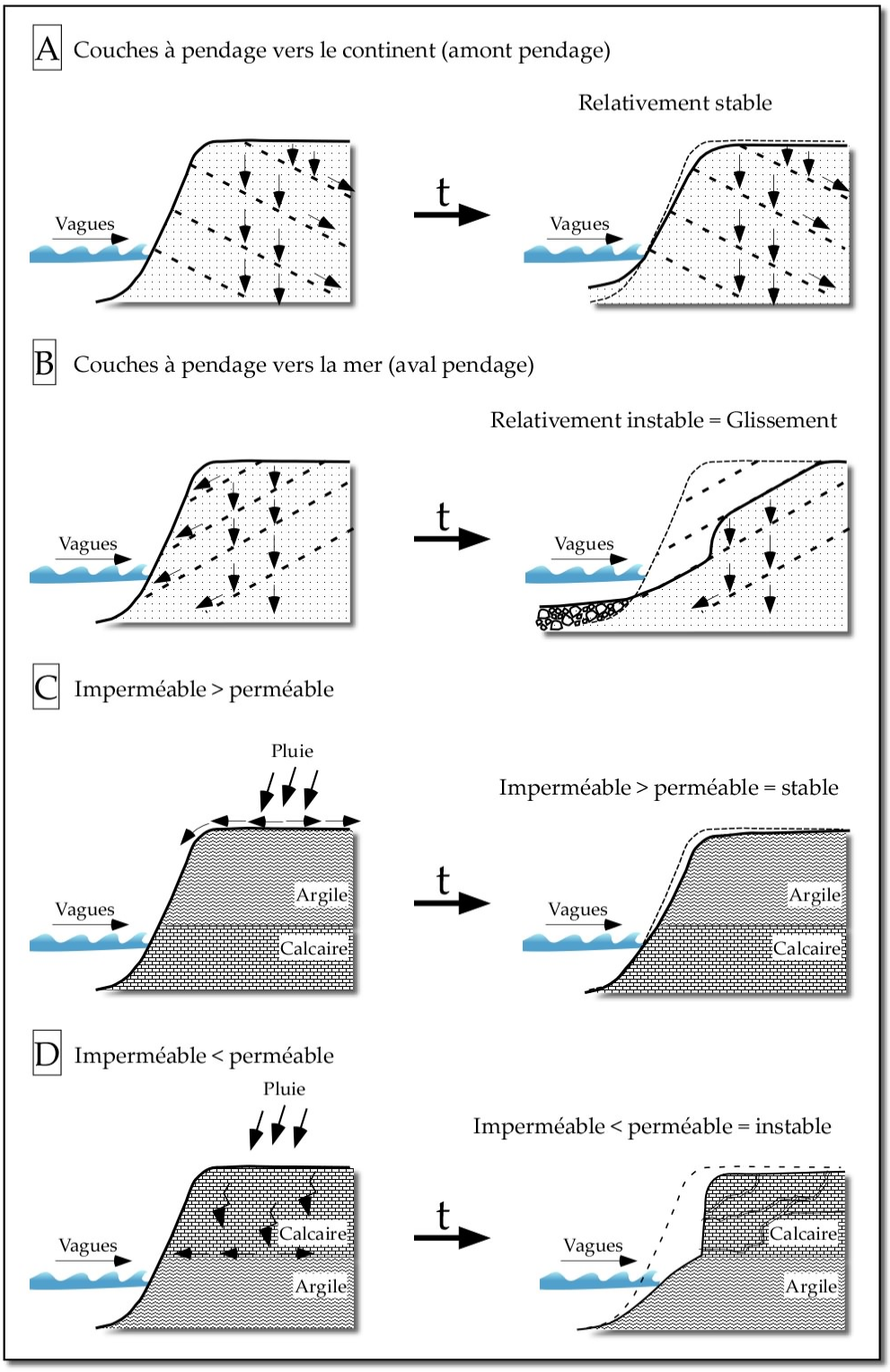


Figure 22 : Influence du pendage des couches (A-B) et de la lithologie (C-D) sur le développement des falaises littorales (d'après French, 1997, modifié). La flèche et la lettre *t* indiquent l'évolution dans le temps de la falaise côtière en fonction des différents paramètres.

Le développement des terrasses marines dépend de la durée de stabilité du niveau de base au niveau de cette intersection. En effet, quand le niveau de base reste constant sur une longue période, le platier ainsi formé sera d'autant plus large que le retrait de la falaise côtière sera important, donnant une terrasse marine large et bien développée. (Cf. Rosenbloom et Anderson, 1994 ; Anderson et al., 1999 ; Trenhaile, 2000 ; de Lange et Moon, 2005). Cependant, le retrait de la falaise côtière se fait lentement si le niveau marin est stable mais il peut être plus rapide lors d'une transgression marine (Ortlieb, 1987 ; Anderson et al., 1999). Plus la transgression est longue, plus le retrait de la falaise sera important. De même, la hauteur de la falaise côtière est fonction de la vitesse de soulèvement de la zone, du laps de temps entre deux périodes interglaciaires formant chacune une terrasse, de l'altitude du niveau marin atteinte lors de chacune de ces périodes et de la durée des phases d'érosion marine (Ortlieb, 1987). Les périodes interglaciaires majeures du Pléistocène formeront ainsi des terrasses marines avec un platier large et des escarpements (falaise côtière) hauts. Ces deux caractéristiques morphologiques permettent facilement d'identifier les terrasses marines associées aux stades isotopiques majeurs du Pléistocène, tels que le 5e, 9c et 11.

La plateforme d'abrasion va atteindre un état d'équilibre lié à l'érosion et au dépôt des sédiments en suspension et elle sera inclinée vers la mer d'environ 2-4° (Bradley et Griggs, 1976). L'angle entre la falaise côtière et le platier est appelé pied de falaise et matérialise le niveau marin 0. Une plateforme est généralement plane, inclinée de quelques degrés vers la mer, mais des variations topographiques peuvent être préservées par érosion différentielle et/ou parce que le temps nécessaire à leur élimination totale par abrasion n'a pas été suffisant (e.g. écueils rocheux de taille variable ; Figure 23 ; Figure 24).

Lorsque l'apport sédimentaire est important, le platier peut être recouvert d'une couche épaisse de sédiments (e.g. lors de la régression marine ; Bradley et Griggs, 1976 ; Lajoie et al., 1991). On ne parle alors plus d'une plateforme d'abrasion *sensu stricto* (wave-cut platform) mais d'une terrasse marine de dépôts ou terrasse marine construite par les vagues (wavebuilt terrace) (Gilbert, 1890 ; Ortlieb, 1987). Les différents niveaux conservés sous forme de terrasses marines de dépôts, se situent en général au débouché d'une rivière et/ou à l'intérieur d'une baie.

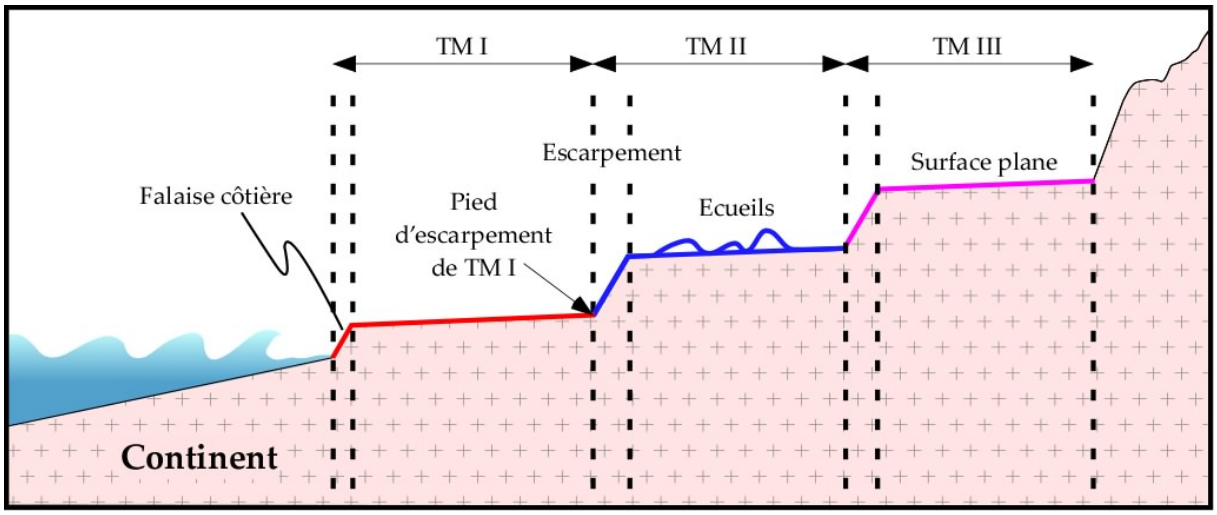


Figure 23 : Morphologie des terrasses marines. Succession de trois terrasses marines, de TM III, la plus ancienne, à TM I, la plus jeune. TM III (en rose) est constituée d'une surface plane, c'est-à-dire d'un platier aplani lors de la formation de la terrasse, et d'un escarpement. TMII (en bleu) présente des écueils rocheux le long du platier car le temps nécessaire à leur abrasion et aplanissement complets n'a pas été suffisant lors de la formation de la terrasse (ou que les roches étaient plus résistantes). TM I (en rouge) est composée d'une surface plane et d'un escarpement qui correspond à la falaise côtière encore active, c'est-à-dire qui est soumise à l'érosion littorale et qui recule. Le pied d'escarpement de TM I matérialise le paléo-niveau marin 0 responsable de sa formation, contemporain de l'élaboration du platier correspondant à la surface plane de TM I.

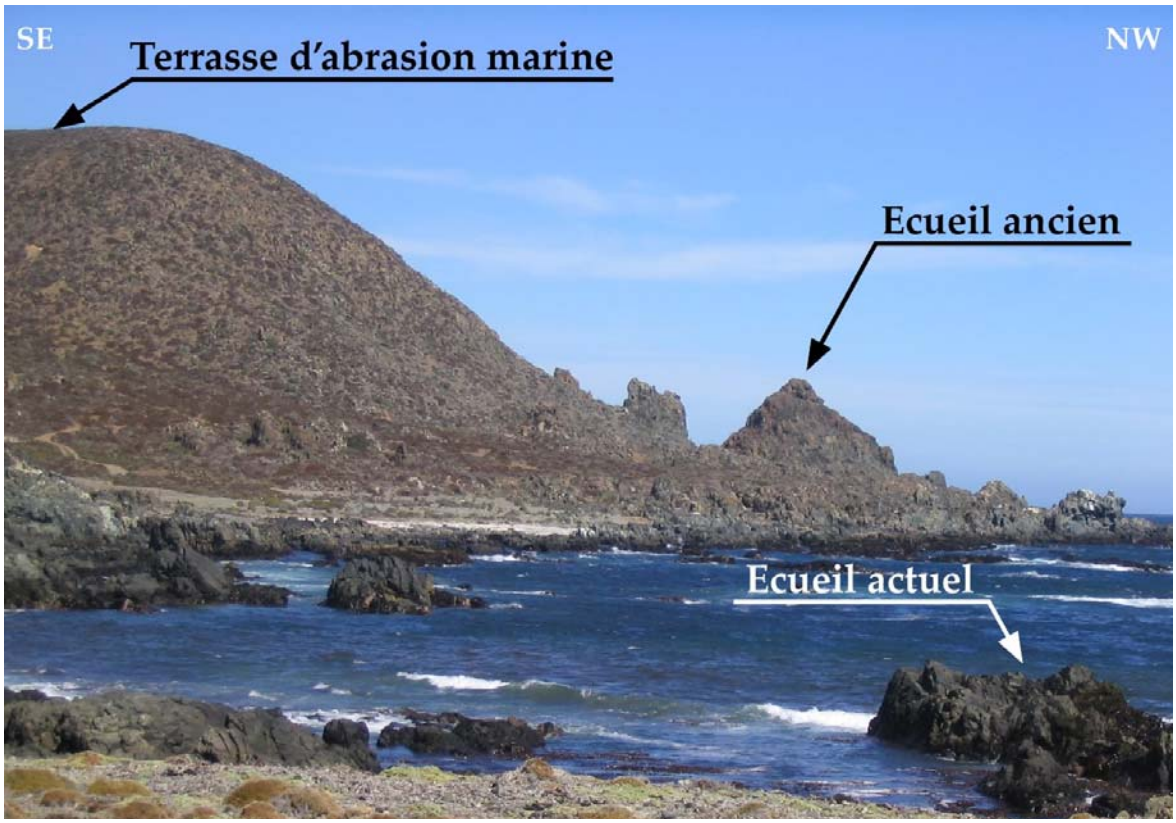


Figure 24 : Photographie d'écueils rocheux. L'écueil rocheux est dit actuel quand sa base est encore immergée et soumise à l'érosion marine. L'écueil rocheux ancien a été soulevé avec la terrasse marine qui le porte et préservé. Enfin, on peut observer dans le quart en haut à gauche de la photographie, un niveau de terrasse d'abrasion marine avec son escarpement et sa surface plane.

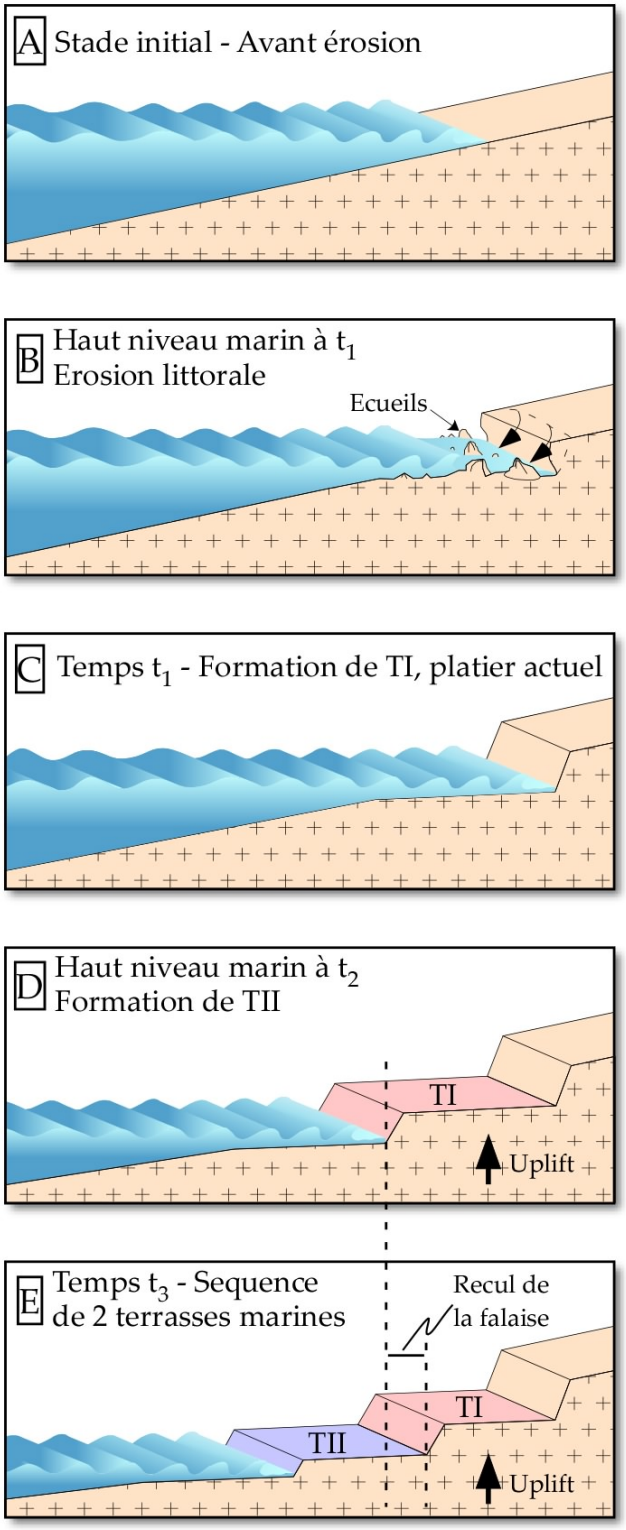


Figure 25 : Les différents stades de formation d'une séquence de terrasses marines. A : Stade initial – Côte avant érosion par les vagues. B : Début de la formation de la terrasse marine lors d'un haut niveau marin à t_1 (stade interglaciaire) : entaille de la falaise, sapement par les vagues et formation de la falaise côtière (falaise vive) ; érosion du platier. Présence d'écueils rocheux liés à des roches plus résistantes, moins facilement érodables. Le temps nécessaire à leur abrasion totale n'est pas suffisant. C : La terrasse marine TI est formée, le platier est complètement aplani (temps t_1). La terrasse a une pente de quelques degrés vers la mer. D : La terrasse marine TI a été soulevée et préservée lors du stade glaciaire suivant (chute du niveau marin) et/ou du soulèvement rapide du continent – La terrasse marine TII se forme, selon le même schéma, lors du stade interglaciaire suivant (temps t_2). E : La terrasse marine TII est à son tour soulevée et préservée lors du stade glaciaire suivant t_2 et du soulèvement rapide du continent. Lors de la formation de TII, la falaise côtière a reculé et TI a été en partie érodée. La largeur de sa surface a diminué. Deux terrasses marines se sont donc formées au temps t_1 et t_2.

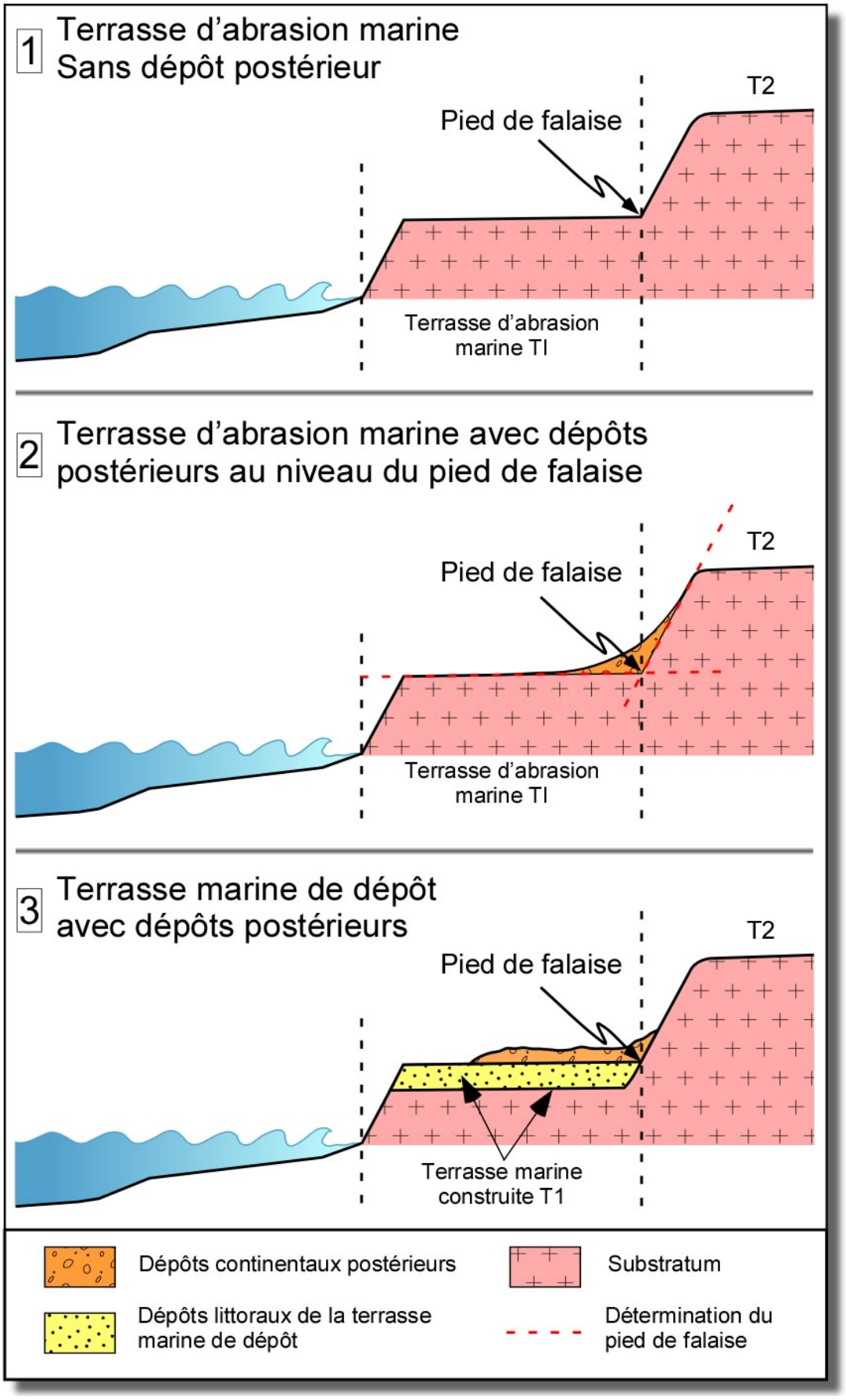
2.4. La préservation des terrasses marines

Quand le niveau marin baisse, suite à une régression et/ou un soulèvement côtier, la morphologie littorale due à l'érosion marine, individualisée en terrasse, est préservée (Bradley et Griggs, 1976 ; Anderson, 1990 ; Lajoie et al., 1991). Une nouvelle falaise côtière, limitant la terrasse à l'aval, peut alors être érodée lors du haut niveau marin du stade isotopique (cycle eustatique) ou du sous-stade isotopique suivant. La formation et le soulèvement successifs de plusieurs terrasses marines forment ainsi une série de terrasses marines étagées (Figure 25). Cependant, quand un haut niveau marin suivant est suffisamment haut et dure longtemps, le retrait de la falaise côtière peut être si important qu'il peut éroder une terrasse marine, ou une succession de terrasses marines, formée précédemment (Anderson et al., 1999 ; Saillard et al., accepté). De même, une terrasse marine peut être érodée lors de la transgression du haut niveau marin suivant si 1) le soulèvement n'a pas été suffisant (vitesse de surrection faible) pour placer la terrasse hors d'atteinte des agents de l'érosion littorale et/ou si 2) l'intervalle de temps entre les hauts niveaux marins est court (Ortlieb, 1987 ; Rosenbloom et Anderson, 1994). Par conséquent, une séquence de terrasses marines ne conservera pas forcément l'enregistrement de tous les hauts niveaux marins de l'histoire des variations eustatiques. L'enregistrement de la succession des niveaux marins de la séquence de terrasses marines peut être discontinu, mais ceci est très important pour suivre l'évolution géodynamique de la marge.

La morphologie complète d'une terrasse marine comprend, de la mer vers le continent, un escarpement (une ancienne falaise côtière), une surface plane érodée par les vagues et l'angle entre cette surface plane et l'escarpement de la terrasse au-dessus, appelé angle du pied de falaise (Figure 6). Cet angle du pied de falaise marque l'ancienne position de la ligne de côte lors du haut niveau marin qui a permis la formation de la terrasse. L'altitude actuelle de ce pied de falaise est utilisée pour caractériser chaque terrasse marine d'une séquence afin d'en déduire le déplacement vertical depuis leur formation et la vitesse de soulèvement. L'océan érode la côte dans une région donnée avec un taux similaire au cours des temps géologiques (Wallace, 1990), le profil de la plateforme d'abrasion actuelle est donc comparable à celui d'un ancien haut niveau marin. Ainsi, chaque haut niveau a le potentiel de créer une plateforme d'abrasion et une falaise côtière.

Une fois la terrasse marine émergée et soulevée, elle est soumise aux processus d'érosion affectant le continent : érosion fluviale, éolienne, météorisation et biologique qui dégradent ces surfaces, incisent et perturbent leur topographie. L'escarpement de la terrasse marine (la paléo-falaise côtière) est soumis à l'érosion et le profil de l'escarpement tend à s'uniformiser et devenir moins abrupt (la pente diminue), fonction d'une constante de diffusion propre à la zone étudiée : le haut de l'escarpement est érodé et les sédiments produits viennent couvrir le pied de falaise. L'érosion de l'escarpement est rapide au début et diminue au fur et à mesure que la pente de l'escarpement diminue (Bradley et Griggs, 1976 ; Wallace, 1990 ; Lajoie et al., 1991 ; Anderson et al., 1999). Ceci peut être quantifié et modélisé en suivant des lois de diffusion. De même, l'escarpement peut être incisé et disséqué par un réseau de drainage jusqu'à créer une discontinuité le long de la terrasse. Plus le niveau de base va varier et diminuer, plus l'escarpement sera incisé (en profondeur et en largeur) et plus les terrasses seront anciennes (Anderson et al., 1999). Cette évolution, liée à l'érosion continentale postérieure à la mise en place de la terrasse, et les dépôts qu'elle produit sont très importants à prendre en compte lors de la mesure de l'altitude du pied de falaise de la terrasse marine et l'échantillonnage destiné à la datation au ^{10}Be (Figure 26).

Figure 26 (page suivante) : Détermination de l'altitude des pieds de falaise en fonction de la morphologie des terrasses marines. La détermination précise de l'altitude du pied de falaise est un important critère de reconnaissance d'une terrasse marine puisqu'il matérialise le paléo-niveau marin 0, auquel s'est formée la terrasse. C'est en mesurant son déplacement vertical que l'on quantifie le soulèvement subi par la terrasse depuis sa formation, son abandon par la mer et sa position actuelle. (1) Dans le cas d'une terrasse d'abrasion marine, la détermination de l'altitude du pied de falaise est immédiate car celui-ci correspond à l'altitude de l'angle entre la partie plane de la terrasse et l'escarpement supérieur. (2) Dans le cas d'une terrasse d'abrasion marine dont le pied de falaise est recouvert de dépôts postérieurs à la formation de la terrasse, ces dépôts viennent masquer le pied de falaise. La détermination de l'altitude de celui-ci sur le terrain devient difficile et se fait donc à partir de critères géométriques sur un profil GPS de la terrasse : l'altitude du pied de falaise correspond à l'altitude de l'intersection entre la pente régionale de la partie plane de la terrasse et la pente moyenne de l'escarpement au-dessus. (3) Dans le cas d'une terrasse marine de dépôts, recouverte de dépôts postérieurs, l'altitude du pied de falaise correspond à l'altitude de l'intersection entre le sommet des dépôts contemporains de la formation de la terrasse et l'escarpement supérieur. Pour cela, il est nécessaire de connaître l'épaisseur des dépôts postérieurs (analyse stratigraphique précise sur le terrain de l'ensemble des dépôts) et/ou on peut utiliser les mêmes critères géométriques décrits dans le cas (2) pour déterminer l'altitude du pied de falaise.


1
Terrasse d'abrasion marine
Sans dépôt postérieur
T2
Pied de falaise
Terrasse d'abrasion
marine TI
2
Terrasse d'abrasion marine avec dépôts
postérieurs au niveau du pied de falaise
T2
Pied de falaise
Terrasse d'abrasion
marine TI
3
Terrasse marine de dépôt
avec dépôts postérieurs
T2
Pied de falaise
Terrasse marine
construite T1
Dépôts continentaux postérieurs
Substratum
Dépôts littoraux de la terrasse
marine de dépôt
Détermination du
pied de falaise

CHAPITRE 3

MÉTHODOLOGIES DE DATATION ET DE MESURE DES TAUX DE SOULÈVEMENT UTILISÉES

3. Méthodologies de datation et de mesure des taux de soulèvement utilisées

3.1. Méthodologie de datation absolue

3.1.1. Méthode de l'isotope cosmogénique *Béryllium* 10 (^{10}Be)

3.1.1.1. Intérêt de la méthode

La méthode de datation par isotope cosmogénique du ^{10}Be est une méthode qui donne des âges d'exposition de marqueurs géologiques (surfaces topographiques, sédiments, galets et blocs) au rayonnement cosmique. Elle permet de dater des marqueurs géologiques exposés récemment au rayonnement cosmique puisque la demi-vie du ^{10}Be est de 1.35 Ma (Nishiizumi et al., 2007). L'isotope cosmogénique du ^{10}Be est produit *in-situ* dans les minéraux contenus dans les roches à la surface de la Terre et enregistre donc la durée d'exposition de ces roches au rayonnement cosmique (Cf. Gosse et Phillips, 2001). La méthode utilise la production et l'accumulation d'isotopes du ^{10}Be dans le réseau cristallin des minéraux. En effet, les particules cosmiques interagissent avec les atomes de Si, O, Al, Fe, Mg contenus dans les minéraux des roches à la surface de la Terre et produisent notamment du ^{10}Be à l'intérieur de ces minéraux (Cerling et Craig, 1994 ; Figure 27). On s'intéresse au ^{10}Be car c'est un gaz rare, non présent dans les minéraux au départ, où l'on peut faire l'hypothèse que la seule façon d'en accumuler est de le fabriquer *in-situ*. L'utilisation de cette méthode est optimale avec toutes les roches contenant du quartz (SiO_2), minéral ubiquiste et résistant à l'érosion. De plus, en l'absence de matière organique (régions arides), loess ou cendres volcaniques, la méthode du ^{10}Be produit in situ reste un des seuls moyens pour dater des marqueurs morphotectoniques.

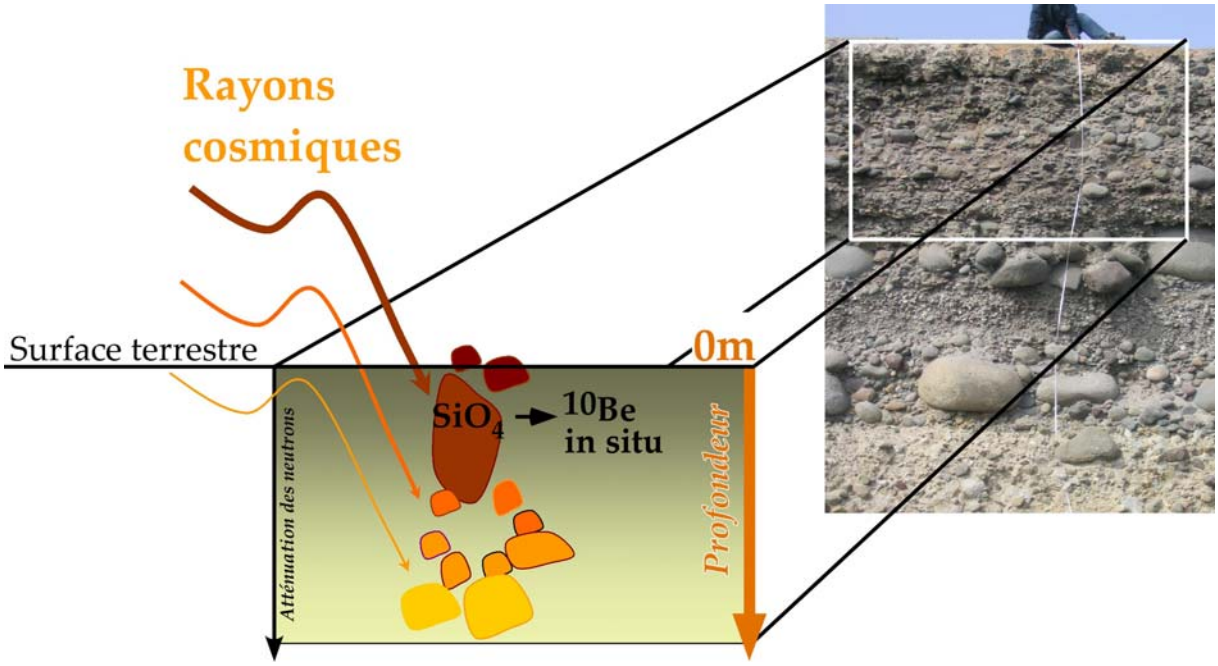


Figure 27 : Exposition d'un marqueur géologique au rayonnement cosmique et enregistrement de l'âge de sa dernière exposition. L'isotope cosmogénique du ^{10}Be est produit *in-situ*, dans les minéraux contenus dans les roches à la surface de la Terre (< 2 m) par le biais d'interactions entre les particules cosmiques et les atomes de Si, O, Al, Fe, Mg. La quantité de ^{10}Be produit *in-situ* varie avec la durée d'exposition de ces roches au rayonnement cosmique. On peut ainsi mesurer le temps d'exposition d'une surface topographique et en déduire l'âge de sa mise en place.

Le taux de production de ^{10}Be dépend de l'altitude, de la latitude, de l'angle d'incidence des rayons cosmiques et du masque topographique environnant (qui stoppe les rayons cosmiques) et diminue, en un lieu donné, avec la profondeur d'enfouissement (Figure 27 ; Figure 28). La production de cet isotope dépend du flux du rayonnement cosmique, de l'intensité du champ magnétique terrestre et des propriétés d'absorption de la matière traversée. La production de ^{10}Be est optimale en altitude, aux hautes latitudes (pôles), sans masque topographique et décroît de façon exponentielle avec la profondeur. On considère la production comme négligeable à partir de 2-3m de profondeur pour notre utilisation.

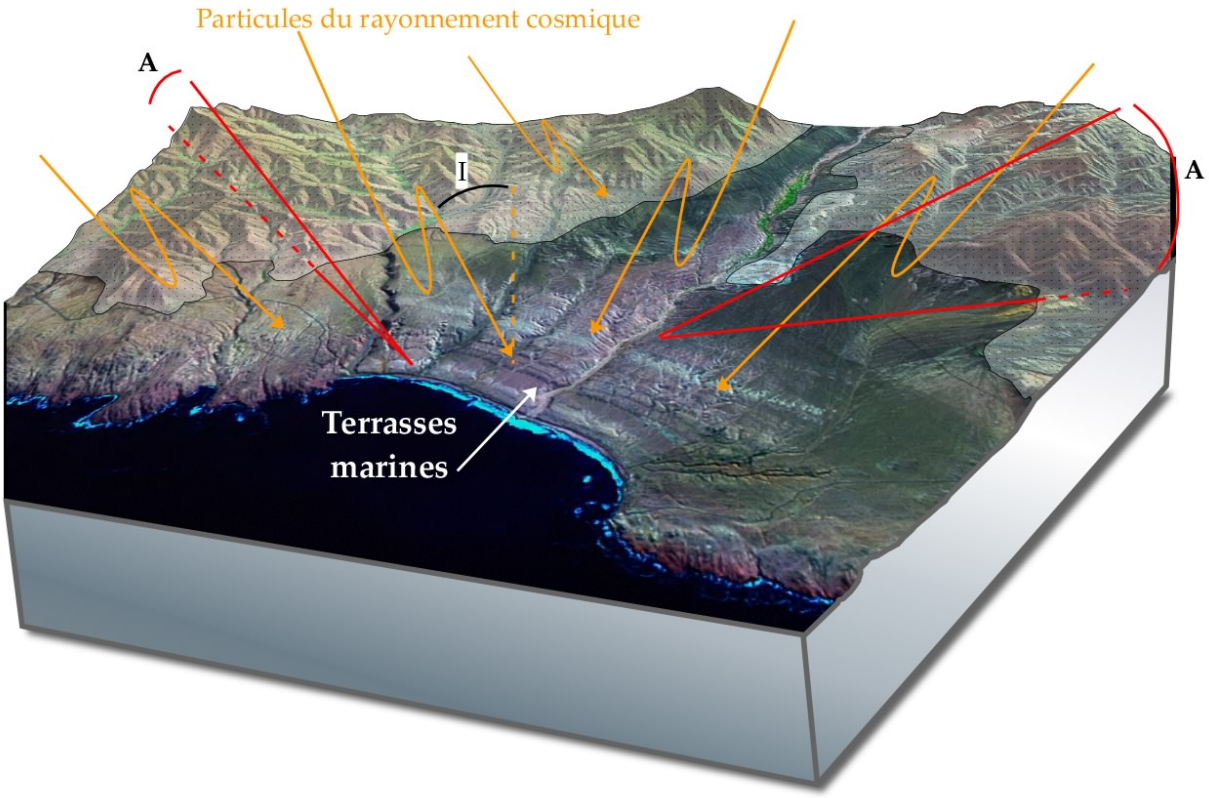


Figure 28 : Rayonnement cosmique (flux de particules), masque topographique et taux de production du ^{10}Be. I est l'angle d'incidence c'est-à-dire l'angle entre la trajectoire des particules et le zénith. A correspond au masque topographique dans une direction particulière, c'est-à-dire l'angle entre l'horizontale et l'horizon. Le taux de production en un point dépend du flux total de particules incidentes, qui peuvent provenir de toutes les directions de l'espace. La présence de reliefs environnants constitue donc un masque qui diminue localement le taux de production de ^{10}Be. Le facteur de diminution est calculé à partir de la mesure de l'angle solide autour du point considéré.

Cette méthode est généralement utilisée pour dater des surfaces formées par un agent de géomorphogenèse donné et d'en déduire ainsi l'âge de la fin de l'activité de ces processus : une surface d'abrasion glaciaire (e.g. Nishiizumi et al., 1989, 1991 ; Bierman et al., 1999), un glissement de terrain (e.g. Kubik et al ., 1998 ; Barnard et al., 2001), une surface d'abrasion marine (e.g. Stone et al., 1996), des terrasses alluviales (e.g. Anderson et al., 1996), etc.. Elle est aussi utilisée pour mesurer l'âge d'exposition d'une couverture sédimentaire (notamment lorsque les sédiments ne contiennent pas de fragments (coquilles, bois etc.) dont l'âge puisse être déterminé par la mesure du ^{14}C ou des ratios U/Th par exemple) et ainsi en déduire l'âge de la fin de sa mise en place. Ainsi il est possible de dater une surface décalée par une faille afin d'en déduire la vitesse de glissement de la faille (e.g. Mitchell et al., 2001). On peut aussi calculer des taux d'incision à partir de l'étude de terrasses alluviales (e.g. Leland et al., 1998 ;

Hall et al., 2008) et des âges d'enfouissement (e.g. Granger et Muzikar, 2001 ; Granger et Smith, 2000) en utilisant un couple d'isotopes de demi-vie différente.

Dans cette étude, nous avons utilisé cette méthode pour dater des terrasses marines afin de pouvoir calculer la vitesse du soulèvement côtier. Ainsi, la méthode permet de déterminer l'âge du début de l'exposition de la terrasse aux rayons cosmiques, c'est-à-dire l'âge d'abandon de la terrasse par la mer. Ceci suggère que nous allons dater le début de la régression marine et/ou le soulèvement côtier de la marge andine. Nous avons donc choisi cette méthode parce qu'elle : 1) donne un âge d'exposition des surfaces aux rayons cosmiques, donc de la fin de l'activité du processus d'érosion qui a généré les formes considérées, 2) est utilisée pour dater des terrasses alluviales et marines dans le monde entier et s'avère être un outil fiable (e.g., Perg et al, 2001 ; Kim et Sutherland, 2004), et enfin, 3) les zones d'étude désertiques ou semi-arides (Sud du Pérou et Nord du Chili) présentent d'excellentes conditions pour l'application du ^{10}Be, dues à l'exposition maximale aux rayons cosmiques (faible masque), une érosion particulièrement faible et l'abondance de quartz dans les terrasses marines due à la nature du substratum.

3.1.1.2. Principe

Le rayonnement cosmique est un flux de particules, constitué essentiellement de protons et de noyaux d'hélium, qui bombarde la Terre. L'énergie de ces particules favorise des réactions nucléaires à l'intérieur des minéraux qui produisent des cosmonucléides comme le ^{10}Be. A la surface de la Terre, les réactions de spallation représentent ~98% de la production de ^{10}Be et les ~2% restant sont produits par les muons. En profondeur, et ce jusqu'à ~2-3 m de profondeur, cette production par réactions de spallation devient négligeable au profit de la production par les muons qui devient prépondérante (Siame et al., 2000 ; Braucher et al., 2003).

Les particules primaires, essentiellement protons et noyaux d'hélium, sont en prévalence d'origine galactique, et l'on considère que l'intensité du bombardement dans le temps - du moins pendant le Pléistocène-Holocène - est restée constante. Toutefois l'intensité du vent solaire, variable en intensité, peut induire des fluctuations sur la production de cosmonucléides. Si on y rajoute les oscillations en direction et intensité du dipôle magnétique

terrestre on obtient une incertitude de la production moyenne qui a été récemment re-estimée à environ 6% par Stone (2000).

Nous avons vu précédemment que le quartz présente plusieurs avantages pour la mesure de concentrations de ^{10}Be. Plusieurs études ont été réalisées pour calibrer le taux de production de ^{10}Be dans le quartz de façon théorique (Lal et Peters, 1967 ; Lal, 1988) ou de façon expérimentale (Yokoyama et al., 1977 ; Nishiizumi et al., 1989, 1991 ; Brown et al., 2000). A partir des données de Nishiizumi et al. (1989), Lal (1991) a calibré de façon empirique le taux de production du ^{10}Be en surface en modélisant les variations altitudinales et latitudinales du taux de production selon le polynôme suivant :

$$P_0\,(L, z) = a(L) + b(L)z + c(L)z2 + d(L)z3 \qquad (1)$$

où P_0 (at/g/an) est le taux de production de cosmonucléides en surface, L est la latitude géomagnétique, z l'altitude en km du site et a, b, c, d sont des coefficients dépendant de L.

Pour une surface non érodée, le taux de production de ^{10}Be varie en fonction de la profondeur suivant la loi de décroissance exponentielle :

$$P(x) = P_0 e^{-\rho x / \Lambda} \qquad (2)$$

où P_0 (at/g/an) est le taux de production par spallation de cosmonucléides en surface, ϱ est la densité de la roche (g/cm3) ; x la profondeur (cm) ; Λ la longueur d'atténuation des particules qui vaut ~150 g/cm^2 pour les neutrons, ~1500 g/cm^2 pour les muons stop (μ1) et ~5300 g/cm^2 pour les muons rapides (μ2) (e.g. Braucher et al., 2003). La valeur de Λ est différente selon les auteurs. Brown et al. (1992) et Farber et al. (2005) proposent des valeurs de ~160 g/cm^2 et 205 g/cm^2, respectivement.

De façon générale, la concentration en béryllium, N(x,t) (atoms/g), est donnée par l'équation suivante :

$$N(x,t) = P_0 e^{-\rho x / \Lambda} \left(\lambda + \varepsilon\rho / \Lambda \right)^{-1} \left(1 - e^{-\left(\lambda + \varepsilon\rho / \Lambda\right) t} \right) \qquad (3)$$

qui est dépendante de P_0, le taux de production en surface, t, la durée d'exposition de l'échantillon aux rayons cosmiques, ε, le taux d'érosion et λ, la décroissance radioactive du béryllium (4,62.10^{-7} an^{-1})[1].

[1] En prenant la demi-vie du ^{10}Be égale à 1,5.10^6 an. Les échantillons ayant été passés à l'accélérateur à spectrométrie de masse et les âges calculés en prenant cette demi-vie, avant la modification de la demi-vie du ^{10}Be par Nishizumi et al., 2007 (t=1,35.10^6 an et λ=5,13.10^{-7} an^{-1})

A partir de la concentration en béryllium ($N(x,t)$), on peut calculer la durée d'exposition (t) des échantillons aux rayons cosmiques en utilisant l'équation (3).

Cependant, le taux d'érosion est plus difficile à déterminer et joue sur la détermination de l'âge d'une surface. En effet, l'érosion d'une surface rajeunit l'âge réel d'abandon de cette surface (Cf. 3.1.1.4). Pour déterminer ce taux d'érosion, plusieurs possibilités sont envisageables : 1) on peut le calculer en utilisant un couple d'isotopes et leur demi-vie respective (e.g. ^{10}Be et ^{26}Al), 2) le trouver dans la littérature dans des études précédentes pour une même zone d'étude ou 3) le considérer comme nul pour les régions désertiques (arides et hyper-arides). Ainsi, lorsque l'on considère l'érosion comme nulle, on obtient un âge minimum de la surface (t_{min}), probablement plus jeune que son âge réel. L'équation (3) est alors simplifiée et on obtient, pour un échantillon de surface ($x=0$ et $\varepsilon=0$) :

$$N(0,t) = P_0 \lambda^{-1} \left(1 - e^{-\lambda t}\right) \quad (4)$$

Et on peut en déduire l'âge minimum de la surface ($tmin$) (Figure 31) :

$$t_{\min} = -\frac{1}{\lambda} \times \ln\left(1 - \frac{\lambda \times N(0,t)}{P_0}\right) \quad (5)$$

Les roches affleurant sur des topographies élaborées sur un substratum stable devraient montrer des profils de concentration en ^{10}Be qui s'ajustent avec les courbes de décroissance exponentielle théorique, sans héritage, c'est-à-dire sans préexposition. Par contre, la détermination de l'âge d'une surface présentant des dépôts sédimentaires amène deux complications : 1) l'héritage en ^{10}Be acquis durant une pré-exposition des roches et celui généré dans le sédiment pendant l'exhumation et le transport, et 2) les processus post-dépôts. Pour avoir une idée précise de tous ces processus, un profil en profondeur complet de la concentration en ^{10}Be doit être mesuré pour fixer l'érosion et le temps (Figure 29).

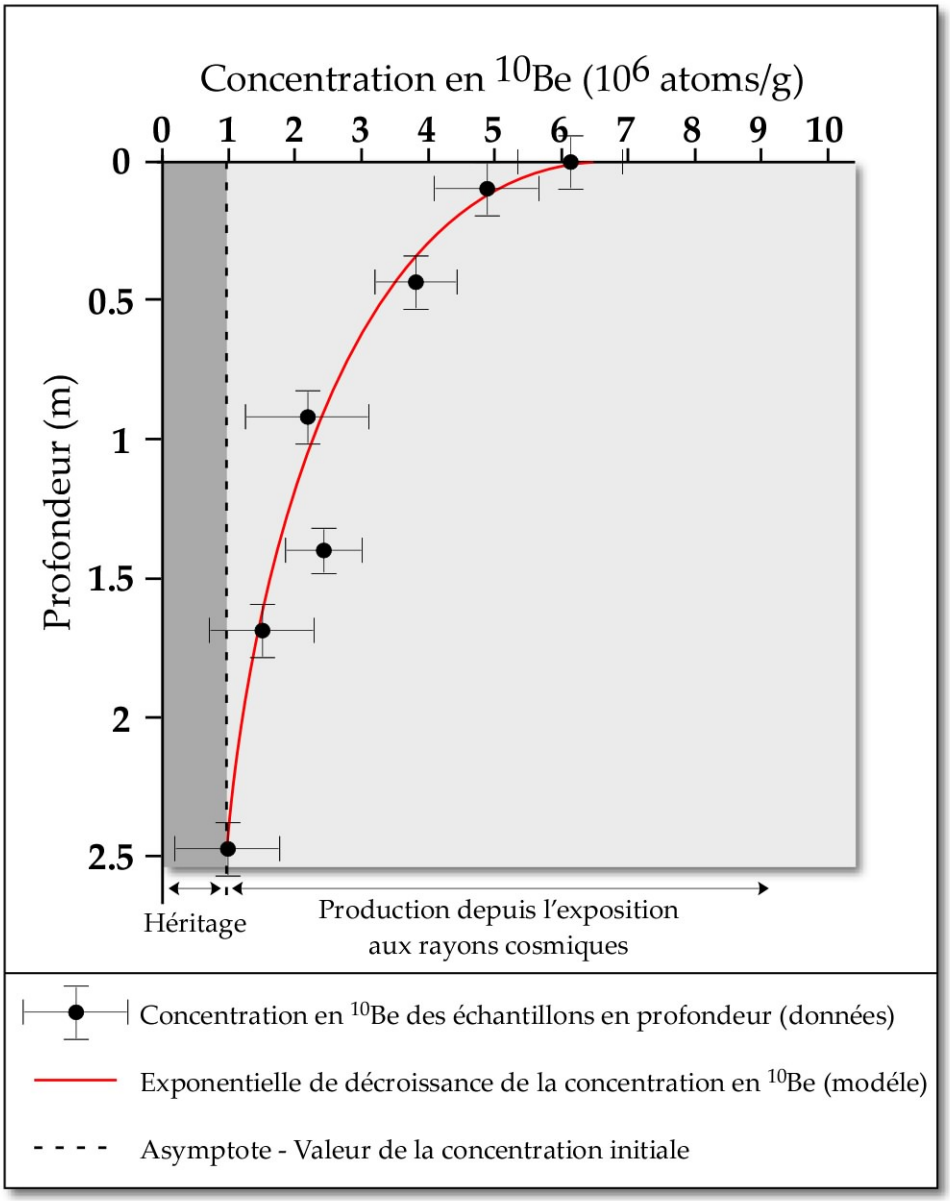


Figure 29 : Exemple de décroissance exponentielle de la concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur (inspiré de Burbank et Anderson, 2001). L'exponentielle (le modèle) est déduite des différentes concentrations mesurées dans des échantillons prélevés à différentes profondeurs et des lois théoriques, comme étant celle qui s'ajuste le mieux aux données. L'échantillonnage en profondeur selon un profil vertical permet de déterminer la part de l'héritage et déduire l'âge de la surface, en considérant l'héritage identique pour tous les échantillons. L'héritage correspond à la concentration initiale (N0) en ^{10}Be contenue dans tous les échantillons avant la production de ^{10}Be liée à l'exposition de la surface au rayonnement cosmique. La concentration initiale peut être déterminée graphiquement en prenant la valeur de l'asymptote vers laquelle tend l'exponentielle. Si l'héritage est nul, l'exponentielle n'est pas décalée et tend vers 0 (concentration initiale 0). La concentration en ^{10}Be de l'échantillon le plus profond, protégé de l'action des rayons cosmiques, correspond à la concentration en ^{10}Be héritée (concentration initiale). L'âge de la surface est calculé à partir de la concentration en ^{10}Be donnée par l'exponentielle en surface.

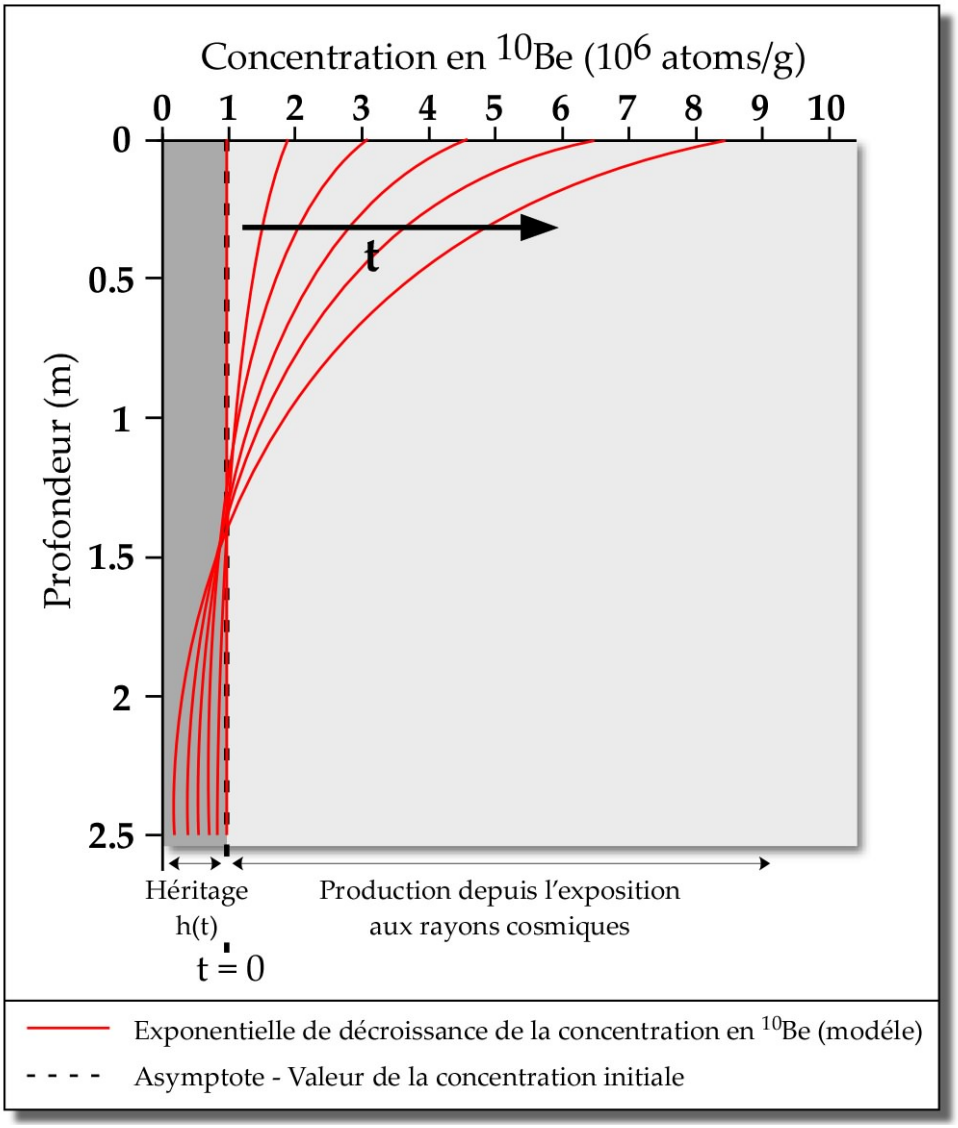


Figure 30 : Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be, en fonction de la profondeur, avec la durée d'exposition (d'après Carretier, 2000, modifié). Cette évolution temporelle est matérialisée par les différentes courbes de décroissance exponentielle (en rouge) pour un profil en profondeur avec une concentration initiale. Plus la durée d'exposition est longue, plus la concentration en ^{10}Be augmente. De même, l'héritage décroît avec le temps $h(t)=h_0e^{-\lambda t}$.

La concentration en ^{10}Be dans la roche augmente au cours du temps d'exposition avant d'atteindre un état d'équilibre, c'est-à-dire un palier limite où les gains (production de ^{10}Be) seront totalement compensés par les pertes (désintégration du ^{10}Be et érosion). Cet état d'équilibre sera d'autant plus précoce que l'érosion sera forte (Figure 30 ; Figure 31).

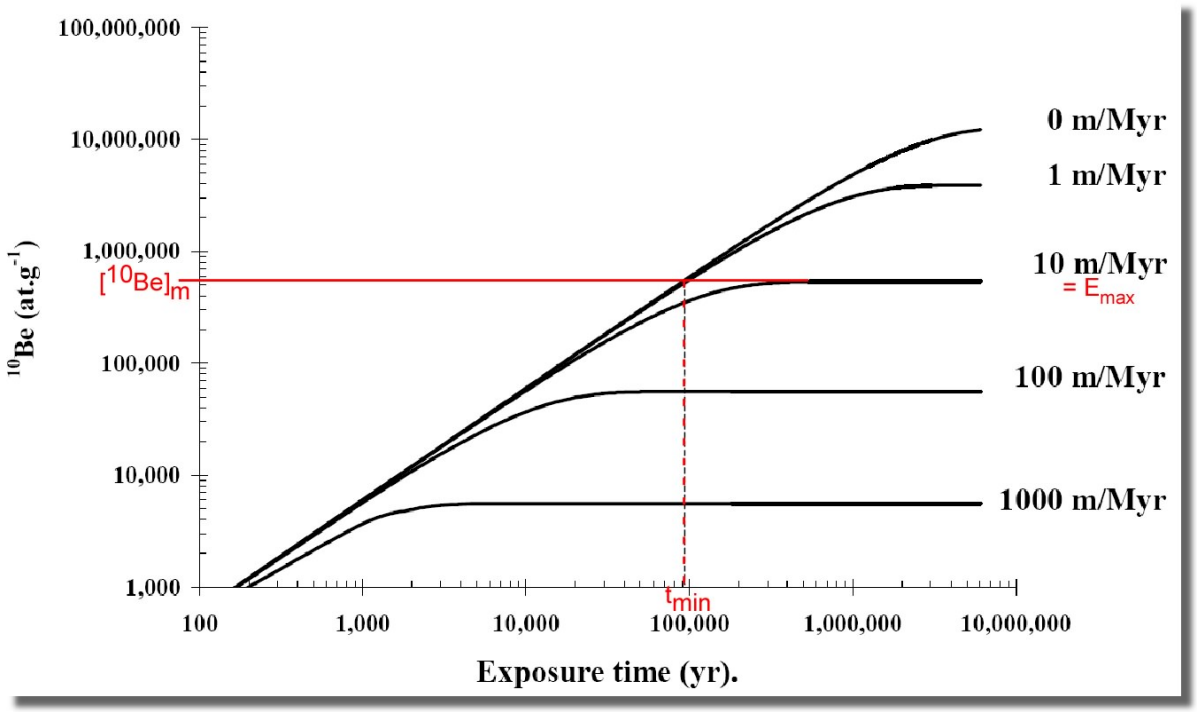


Figure 31 : Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition pour différents taux d'érosion (d'après Braucher, 1998). A noter le palier atteint par la concentration en ^{10}Be qui matérialise un état d'équilibre entre gains et pertes pour un taux d'érosion donné. Cet état d'équilibre sera atteint d'autant plus vite que le taux d'érosion sera fort. Noter que pour la concentration mesurée $[^{10}Be]_m$, le temps ne peut pas être inférieur à t_{min} et le taux d'érosion ne peut pas être supérieur à E_{max}.

Les profils des concentrations en fonction de la profondeur permettent aussi de mettre en évidence des cas plus complexes, comme pour la superposition de deux couches issues de dépôts alluviaux d'âge différent. Dans ce cas, on peut trouver une solution qui minimise les écarts aux données en testant plusieurs modèles avec des combinaisons différentes des paramètres.

Quand un profil en profondeur complet de la concentration en ^{10}Be n'a pas pu être mesuré, c'est-à-dire que le nombre d'échantillons est insuffisant pour permettre d'ajuster de façon univoque une exponentielle de décroissance aux données, on peut appliquer un autre modèle. Ce modèle consiste à considérer chaque échantillon en profondeur comme ayant été ramassé en surface. Pour cela, il faut faire « remonter » chacun des échantillons suivant une exponentielle de décroissance propre à chaque échantillon jusqu'à la surface. Chaque exponentielle dépendant du taux d'érosion que l'on impose, de la profondeur et de l'héritage.

3.1.1.3. Stratégies d'échantillonnage en surface / selon un profil en profondeur.

Tous les processus d'érosion et de dépôt qui affectent une surface après son élaboration doivent être pris en compte dans l'interprétation des mesures de la concentration en ^{10}Be et leur signification chronologique. Ainsi, dans le cas de la datation d'une série de terrasses marines, il faut tenir compte de l'érosion des surfaces, de la couverture sédimentaire mobile comme les dunes, de la contamination d'une surface inférieure par une surface supérieure (transport de blocs, colluvions de pente le long de l'escarpement, tous les produits de l'érosion comme le sable etc.), des cônes de déjection, mais aussi de l'histoire ante-dépôt des sédiments (transport, pré-exposition), appelée héritage.

Pour prendre cela en compte, nous avons adopté plusieurs stratégies d'échantillonnage des terrasses marines en fonction de la nature du matériel à dater (roches in situ, blocs ou sédiments) mais aussi en fonction des possibilités de terrain propres à chaque zone étudiée (tranchées, route qui recoupe la terrasse etc.). En effet, il existe deux possibilités d'échantillonnage des terrasses marines : l'échantillonnage en surface de la terrasse et l'échantillonnage le long d'un profil vertical depuis la surface vers la profondeur.

3.1.1.3.1. La stratégie d'échantillonnage en surface

La stratégie d'échantillonnage en surface consiste à récolter plusieurs échantillons de roches à la surface de la terrasse, d'une épaisseur inférieure à 5 cm, afin d'avoir une répartition statistique de mesures de l'âge de la terrasse (Figure 32). Entre 3 et 5 échantillons sont nécessaires pour bien contraindre l'âge en déterminant l'âge moyen des échantillons et éventuellement pour repérer les échantillons aux histoires ante ou post-dépôt anormales. Pour une terrasse marine sans dépôts, on peut diminuer le nombre d'échantillons.

Figure 32 : Photographie d'un échantillonnage en surface d'une terrasse d'abrasion marine (Au sud de Mina Talca, Chili, ~30.9°S-71,6°W). Nous échantillonnons les 3-5 premiers centimètres de la roche qui affleure.

3.1.1.3.2. La stratégie d'échantillonnage le long d'un profil en profondeur

La stratégie d'échantillonnage le long d'un profil vertical depuis la surface vers la profondeur consiste à prélever 4-5 échantillons entre la surface et ~2 m de profondeur (Figure 33). L'intérêt de ce type d'échantillonnage par rapport au précédent est d'obtenir le couple âge et érosion possible de la surface de la terrasse marine. Pour cela, il faut comparer la courbe de décroissance exponentielle du modèle théorique de pré-exposition nulle ou négligeable des dépôts (e.g. Brown et al., 1992) avec celle déduite de la concentration du ^{10}Be contenue dans les échantillons en fonction de la profondeur. La différence renseigne sur les deux paramètres précédents.

Figure 33 : Photographies d'un échantillonnage d'une terrasse marine de dépôts le long d'un profil en profondeur (Chala, Pérou). Pour réaliser cet échantillonnage, nous avons creusé des fosses d'environ 2 m de profondeur dans la terrasse et échantillonné des galets prélevés à différentes profondeurs.

Dans les deux stratégies, il est nécessaire d'échantillonner la partie plane de la terrasse, le plus près possible du pied de falaise de chaque terrasse, pour que l'âge calculé soit le plus représentatif de l'âge d'abandon de la terrasse. La zone échantillonnée doit être dépourvue de dépôts postérieurs à la formation de la terrasse (cônes alluviaux, colluvions etc.) et

éloignée du réseau de drainage, étranger à la formation de la terrasse et pour minimiser l'érosion. Les autres paramètres à prendre en compte sont : la position des échantillons les uns par rapport aux autres, pour l'échantillonnage en surface et la profondeur pour l'échantillonnage le long d'un profil, la géométrie, l'épaisseur, l'état d'altération et la nature de l'échantillon mais aussi l'altitude et la latitude du lieu d'échantillonnage et le masque topographique environnant qu'il faut chercher à minimiser. Tous ces paramètres sont ensuite pris en compte afin de 1) minimiser les pertes de matière par érosion et les effets de tout autre processus post-formation par abrasion ou post-dépôt et du masque topographique, et de 2) calculer l'âge ^{10}Be de la terrasse.

Dans le cas des terrasses d'abrasion marine (i.e. les zones de San Juan de Marcona et Ilo au Pérou et la zone des Altos de Talinay au Chili), nous avons non seulement échantillonné en surface le substratum qui affleure (roche in situ) ou des morceaux de blocs sur la surface mais nous avons aussi pu réaliser des profils en profondeur (Cf. Chapitre 4). L'intérêt des terrasses d'abrasion marine est que nous pouvons en général nous affranchir des problèmes d'héritage des dépôts, en échantillonnant la roche in situ, et que l'érosion y est minimale (zone désertique et taux d'érosion du substratum nettement inférieur à celui d'une couverture sédimentaire). Dans le cas des terrasses marines de dépôts (i.e. les zones de Chala et Yauca au Pérou), nous avons préféré effectuer des profils verticaux depuis la surface jusqu'à ~1.5 m de profondeur, plutôt qu'un simple échantillonnage de surface pour déterminer l'héritage et l'érosion possibles afin de mieux contraindre l'âge de la terrasse (Cf. 1).

Toutefois, afin de réduire au maximum les incertitudes d'interprétation auxquels nous allons devoir faire face du point de vue géomorphologique (érosion des surfaces, contamination d'une surface inférieure par une surface supérieure, reprise ou formation d'une surface lors d'un bas niveau marin, imbrication de cônes alluviaux, estimation du temps de dépôt d'une terrasse marine, durée des processus d'abrasion…), nous avons, préalablement à l'échantillonnage, étudié en détails la géomorphologie, la stratigraphie et la sédimentologie des cibles échantillonnées mais aussi utilisé d'autres géochronomètres comme l'âge U/Th sur des coquilles. Les résultats obtenus sont intégrés et comparés.

3.1.1.4. Analyse en laboratoire et principe de la méthode de calcul des âges de surfaces et le long d'un profil en profondeur

Toutes les préparations chimiques des échantillons en laboratoire ont été réalisées à l'*University of California, Santa Cruz (USA)* au cours de deux séjours de trois et deux mois en 2005 et 2006, respectivement. Le protocole en laboratoire de cette préparation, du broyage à la préparation des cibles est en annexe 1. La purification du quartz et la séparation du béryllium ont été effectuées selon la méthode de Kohl et Nishiizumi (1992). Les oxydes de béryllium (BeO) ont été mixés avec du niobium (Nb, métal de transition gris, rare, mou, et ductile) pour une meilleure lecture du rapport $^{10}Be/^{9}Be$ à l'accélérateur à spectrométrie de masse (ASM). Des cibles (cathodes en inox) sont ensuite remplies du mélange homogène BeO-Nb de chaque échantillon pour la mesure du rapport à l'ASM.

3.1.1.4.1. Protocole en laboratoire

Cf. Annexe 1.

3.1.1.4.2. Principe de la méthode de calcul des âges de surface et selon un profil en profondeur

Toutes les mesures du rapport $^{10}Be/^{9}Be$ ont été réalisées au *Center for Accelerator Mass Spectrometry of the Lawrence Livermore National Laboratory* et normalisées aux étalons ICN du ^{10}Be préparés par K. Nishiizumi en utilisant la demi-vie du ^{10}Be de 1.5 Ma (Hall et al., 2008). Même si la demi-vie du ^{10}Be vient juste d'être réévaluée à 1.35 Ma (Nishiizumi et al., 2007), les mesures n'ont pas besoin d'être renormalisées avant d'utiliser le calculateur en ligne CRONUS-Earth (http://hess.ess.washington.edu ; Balco et al., 2008) pour l'obtention des âges, puisque elles ont été faites avant le 25 Juin 2007 et donc avec les anciens étalons (Hall, S.R., communication personnelle, 2007)(Cf.4.1.1.1.2). Enfin, en utilisant le ^{9}Be total ajouté lors de la préparation chimique des échantillons, le poids des échantillons et le rapport isotopique $^{10}Be/^{9}Be$ mesuré, nous pouvons en déduire la concentration en ^{10}Be de chaque échantillon.

Lors du passage à l'accélérateur, deux types d'erreurs sont déduites : l'erreur analytique et l'erreur « géologique ». L'erreur analytique est liée à toute la procédure de préparation chimique des échantillons en laboratoire. Pour la quantifier un blanc est réalisé en même

temps que les échantillons pour chaque jeu d'échantillons (1 jeu= 11 échantillons + 1 blanc). Toutes les quantités qu'on ajoute à ce blanc sont connues (^{9}Be, acides etc.) et donc tout ce qui est ajouté au départ doit être retrouvé dans les mêmes proportions lors du passage à l'accélérateur. Ainsi, c'est cette différence à l'arrivée qui permet de quantifier l'erreur analytique. L'erreur « géologique » inclut les erreurs associées aux taux de production calculés (latitude, altitude, épaisseur de l'échantillon, masque topographique…) ainsi qu'à tous les processus géologiques (érosion différentielle, héritage, à des dépôts différentiels et/ou a à une couverture sédimentaire postérieure, etc.).

Les âges des échantillons en surface on été calculés grâce au calculateur en ligne CRONUS-Earth (http://hess.ess.washington.edu ; Balco et al., 2008). Ce calculateur permet notamment d'obtenir, à partir de mesures de concentration en ^{10}Be et ^{26}Al, des âges d'exposition, des taux d'érosion et de calculer le masque topographique.

Pour les échantillons des profils verticaux de la surface vers la profondeur, nous avons utilisé un programme qui intègre toutes les équations théoriques développées dans la partie 3.1.1.2 et nécessaires au calcul des âges d'exposition des terrasses marines. (Cf. Vassallo et al. (2005) pour une autre application de ce programme et Siame et al. (2004) pour la méthode d'inversion).

Pour certains profils verticaux de la surface vers la profondeur, le nombre d'échantillons n'était pas suffisant pour pouvoir ajuster une exponentielle de décroissance ou l'intervalle de confiance n'était pas satisfaisant pour en déduire un âge fiable. Nous avons donc choisi de les ramener en surface et de calculer les âges pour des taux d'érosion différents. Nous avons utilisé un programme développé par Vincent Regard sous Scilab où nous avons pu faire varier le taux d'érosion, la profondeur de départ des échantillons et la masse volumique du matériel traversé par les rayons cosmiques (Cf. 4.2.5.1.2 et 4.2.5.1.3).

Avec les échantillons de surface, on obtient un âge « direct » de la terrasse marine datée contrairement à l'échantillonnage en profondeur mais on n'obtiendra pas d'information sur l'héritage et l'érosion. En effet, après le passage à l'accélérateur des échantillons en profondeur, il faut calculer la courbe de décroissance de la concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur des échantillons et en la comparant avec la courbe de décroissance exponentielle théorique, on peut en déduire l'âge et l'historique de la terrasse (érosion et

héritage) (Cf. Théorie 3.1.1.2). Pour un échantillonnage en surface, l'existence de ces processus éventuels peut être mise en évidence mais n'est pas quantifiable. En effet, si aucun de ces processus n'a existé, les âges des échantillons d'une même surface seront bien groupés et l'écart type sera petit. S'il y a de l'héritage, les âges vont se disperser. De plus, les âges apparaîtront plus vieux, si les échantillons contiennent de l'héritage, ou plus jeunes, si la surface a subi une érosion, que l'âge réel d'abandon de la terrasse. Par contre, l'érosion ne va pas disperser les âges puisqu'elle est la même pour tous les échantillons. Ainsi, comme nous ne pouvons quantifier la part exacte de ces processus géologiques postérieurs à la formation de la terrasse, nous prendrons une barre d'erreur de 2σ (deux fois l'écart-type) pour l'âge moyen.

Une fois l'âge calculé, il faut, dans la mesure du possible, corréler chaque niveau de terrasse marine à un haut niveau marin d'une période interglaciaire (stade ou sous-stade isotopique), car, conformément à notre modèle de formation des terrasses marines, il est établi qu'une terrasse marine se forme lors d'un haut niveau marin (période interglaciaire ; Cf. 2.3). De plus, l'âge d'exposition d'une terrasse marine doit refléter la durée d'exposition depuis l'abandon de la terrasse par régression marine et/ou soulèvement côtier.

Ainsi, en combinant une courbe eustatique précise des variations du niveau marin au cours du Pléistocène et l'âge ^{10}Be de chacune des terrasses marines, nous pourrons calculer les vitesses de soulèvement pour chaque intervalle de temps entre deux hauts niveaux marins (et donc entre deux niveaux de terrasse) et le soulèvement (Cf. Théorie 3.2 et Applications 4.3).

3.1.2. Méthodes U-Th de datation de coquilles fossiles

3.1.2.1. Principe et méthode d'échantillonnage

La technique de datation à l'uranium-thorium est une technique de datation radiométrique qui permet de mesurer l'âge des dépôts par le biais de son contenu faunistique (coraux, coquilles de lamellibranches, mollusques fossilisés etc.), grâce au déséquilibre U/Th engendré par la désintégration de l'uranium en thorium. La limite théorique de datation par la méthode ^{234}U-^{230}Th est de l'ordre de 400ka,

L'uranium (^{234}U), soluble dans l'eau de mer, se désintègre naturellement en thorium (^{230}Th), insoluble dans l'eau. Au cours de leur vie, les coraux piègent uniquement, dans le réseau cristallin des carbonates de leur organisme, de l'uranium dissous dans l'eau de mer. Puis, à la mort de l'organisme, l'uranium se désintègre en thorium (avec une demi-vie de 245 500 ans). Ainsi, il ne reste plus qu'à calculer le rapport U/Th (déséquilibre U/Th) qui fournit le temps écoulé depuis la désintégration de l'uranium en thorium, sachant que la quantité de départ en thorium dans l'organisme est nulle. Il en est de même pour les organismes marins ayant une coquille carbonatée.

Dans le cas des terrasses marines, nous avons échantillonné et daté des coquilles de lamellibranches essentiellement, les coraux étant absents dans les dépôts de terrasses au Sud Pérou et au Nord Chili.

Le déséquilibre U/Th est appliqué aux coquilles de lamellibranches, mollusques etc. 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, 1996 ; Hoang et Taviani, 1991 ; McLaren et Rowe, 1996 ; Muhs et al., 1989 ; Ortlieb et al., 1992 ; Pedoja, 2003). Cependant, les résultats U/Th obtenus sur des coquilles ne donnent pas toujours des âges aussi fiables que ceux obtenus à l'aide des coraux. En effet, les coquilles ne fixent de l'uranium que lors de leur fossilisation et les âges ne sont fiables que si elle est assez rapide. De plus, la principale limite de cette méthode est que le contenu faunistique peut facilement évoluer en milieu ouvert, c'est-à-dire qu'il sera soumis à une contamination extérieure qui viendra fausser le rapport U/Th propre à l'organisme. Ainsi, pour mettre en évidence cette possible contamination, il est nécessaire, non seulement de dater plusieurs coquilles du même dépôt et plusieurs fois, mais aussi de mesurer le rapport U/Th des coquilles actuelles, sur le bord de la plage. Ainsi, si le rapport U/Th des coquilles actuelles est très proche de 0 et que les

résultats des autres coquilles suivent la même courbe d'évolution, alors les coquilles n'auront pas évolué en système ouvert et n'auront donc pas été contaminées.

3.1.2.2. Protocole et application de la technique aux coquilles des cordons littoraux de la région de Tongoy.

Nous avons échantillonné des cordons littoraux déposés sur les terrasses marines de la baie de Tongoy, lors des régressions marines successives. Chaque cordon marque une ancienne position de la ligne de côte lors de la régression marine. Trois cordons littoraux ont été échantillonnés dans la baie de Tongoy et les analyses U-Th des coquilles ont été réalisées au Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie (LMTG) à Toulouse par Aurélie Violette, Jean Riotte et Vincent Regard.

Même si la limite théorique de datation par la méthode ^{234}U-^{230}Th est de ~400ka, son application aux coquilles reste délicate : les teneurs initiales en U et Th sont très faibles, typiquement quelques dizaines de ng/g pour U et quelques ng/g pour Th, ce qui rend le système sensible à de possibles apports en U et Th après la mort de l'animal. Les teneurs en U et Th trouvées dans les terrasses marines excèdent souvent celles des coquilles « fraîches », ce qui indique que ces apports ne sont pas négligeables. Cependant, il a été observé que ces apports ont lieu lorsque la coquille est encore immergée, c'est-à-dire peu de temps après la mort de l'animal. Cela revient à considérer que la coquille a évolué en système fermé. Dans le cas présent nous avons mesuré les concentrations en U et Th, ainsi que les rapports d'activité ($^{234}U/^{238}U$) et ($^{230}Th/^{232}Th$) dans des coquilles de plage, donc actuelles ou subactuelles, pour les comparer aux coquilles des cordons littoraux sur les terrasses. De plus, nous avons dupliqué les analyses de coquilles, sur deux coquilles différentes, pour deux échantillons : MS10, MS11.

Les coquilles ont été lavées à l'eau MQ afin d'éliminer d'éventuels grains de sable ou le ciment calcaire dans le cas de MS10, dont la diagenèse était très avancée. Après séchage, les coquilles ont été broyées grossièrement et divisées en 6 aliquots de 200 à 400 mg chacun. Des traceurs isotopiques ^{229}Th et ^{236}U ont été ajoutés avant dissolution complète par HNO_3 et H_2O_2 puis, en cas de résidu, HF-HNO_3. L'Uranium et le Thorium ont été séparés de la matrice, puis purifiés par chromatographie sur résine échangeuse d'ions AG1 X8 (Riotte et Chabaux, 1999). Les blancs de procédure sont <1pg pour l'Uranium et ~10pg pour le

Thorium. Les compositions isotopiques en U et Th ont été déterminées au LMTG par ICP-MS multi-collection (Finnigan Mat Neptune) en mode multistatique. La procédure d'acquisition pour l'Uranium a été optimisée pour des teneurs en Uranium très variables (Violette et al., in prep.). Les incertitudes analytiques pour 10ng de standard international d'Uranium NBS 960 sont de 3-4 ‰ pour le rapport $^{234}U/^{236}U$ et de 0.4-0.6 ‰ pour le rapport $^{236}U/^{238}U$. La sensibilité en abondance du ^{232}Th sur le pic du ^{230}Th a été calculée en début de séquence en mesurant la traînée de pic de ^{232}Th à chaque dixième de masse entre 229,5 et 230,9 sur un standard Th IRMM 035. Les mesures d'échantillons sont encadrées par des mesures de blanc. Un standard IRMM 035 est mesuré tous les trois échantillons et les rapports $^{230}Th/^{229}Th$ et $^{232}Th/^{229}Th$ sont calculés par normalisation externe. L'incertitude moyenne sur la mesure de 10ng de standard IRMM 035 est de 7 ‰ pour $^{230}Th/^{229}Th$ et 1.2 ‰ pour $^{232}Th/^{229}Th$.

Les âges ont été calculés par le logiciel ISOPLOT 3.00, développé par K.R. Ludwig (2003). Ce logiciel corrige de la contamination détritique (^{232}Th) à partir d'une représentation en trois dimensions des rapports U-Th ($^{232}Th/^{238}U$ - $^{230}Th/^{238}U$ - $^{234}U/^{238}U$) et d'une droite de régression normalement formée par les aliquots. L'interception de cette droite dans le plan $^{232}Th/^{238}U=0$ permet de déterminer la composition ($^{234}U/^{238}U$) et ($^{230}Th/^{238}U$) de la fraction authigène et donc l'âge (Ludwig et Titterigton, 1994). Ce logiciel calcule en outre l'erreur associée à l'âge, l'écart moyen à la droite de régression (MSWD) et un indice de probabilité. Ces différents facteurs sont contrôlés par les erreurs analytiques et les facteurs géologiques. Une faible probabilité associée à un indice MSWD > 1 peut par exemple signifier des âges différents à l'intérieur d'une même série d'aliquots, des apports détritiques multiples ou encore des pertes ou des gains en U et Th (évolution en système ouvert).

3.2. Détermination des taux de surrection de la côte

Dans ce travail de recherche, deux méthodes de calcul des taux de surrection côtière, ont été utilisées. La première méthode est celle utilisée en général et utilise l'équation (1) de Lajoie (1986). La deuxième diffère quelque peu de celle de Lajoie (1986) (Equation 2). La différence entre les deux méthodes réside dans l'intervalle de temps considéré. En effet, Lajoie (1986) calcule une vitesse moyenne entre l'âge de formation de la terrasse et l'actuel. La deuxième méthode permet de calculer les vitesses de soulèvement entre deux niveaux de terrasses successives, sur un intervalle de temps entre deux hauts niveaux marins. L'intérêt de cette méthode est d'obtenir une résolution fine de l'évolution des vitesses de soulèvement sur une longue période de temps. Cette méthode permet de mettre en évidence l'histoire cumulée du soulèvement côtier, enregistré par une série de terrasses marines, sur des intervalles de temps consécutifs.

L'équation utilisée par Lajoie (1986) est :

$$V = \frac{(D - e)}{T} \qquad (1)$$

Où V est la vitesse de soulèvement, D le déplacement vertical de la terrasse marine (altitude actuelle du pied de falaise), e l'altitude atteinte par le haut niveau marin qui a formé la terrasse (au temps T), par rapport au niveau marin actuel et T l'âge de la terrasse (Figure 34).

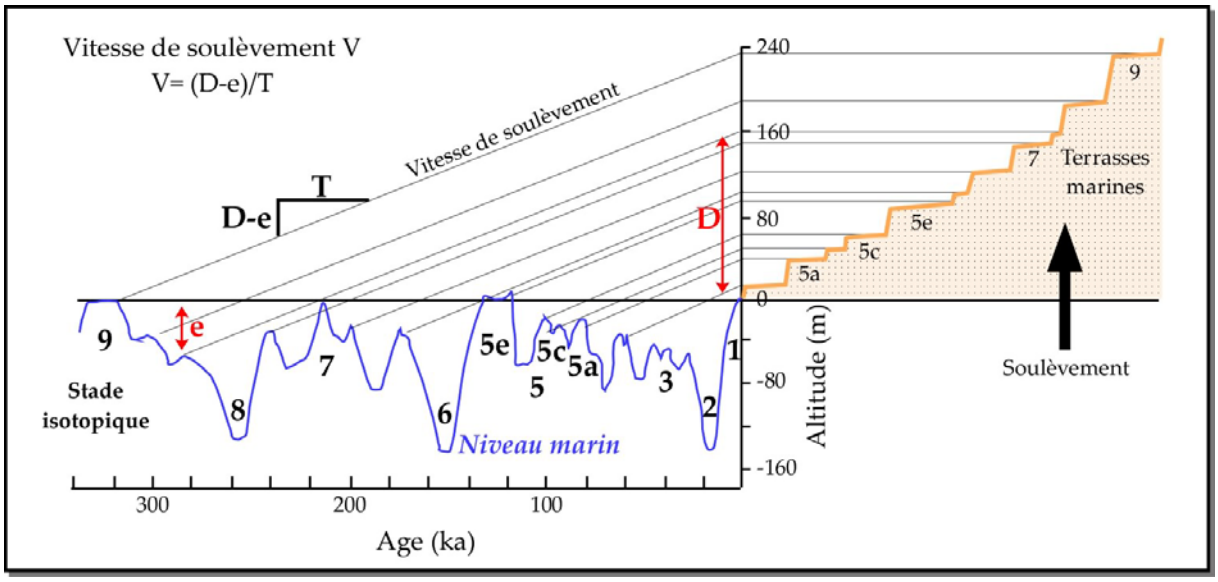


Figure 34 : Exemple d'une corrélation graphique des variations du niveau marin au cours des derniers 340 ka avec les différents niveaux de la séquence de terrasses marines, en considérant une vitesse de soulèvement constante. Le soulèvement côtier est enregistré grâce à l'empreinte des paléo-niveaux marins 0, liés aux variations eustatiques et des terrasses qui leur sont associées. Le déplacement vertical *(D)* de la terrasse soulevée et l'altitude *(e)* atteinte par le haut niveau marin durant lequel s'est formée la terrasse au temps T permettent de calculer la vitesse de soulèvement moyenne de la côte. (Modifié d'après Lajoie, 1986 et Burbank et Anderson, 2001).

Pour calculer la vitesse moyenne V sur un intervalle de temps t_1- t_2 (Δ_{12}), nous avons appliqué l'équation (2) (modifiée de Lajoie (1986)) à chaque niveau de terrasses marines.

$$V_{\Delta 12} = \frac{(D_1 - e_1) - (D_2 - e_2)}{t_1 - t_2} \qquad (2)$$

Où D_1 est l'altitude actuelle (au temps t=0) du pied de falaise de la terrasse datée la plus haute (temps t_1), e_1 est l'altitude atteinte par le haut niveau marin au temps t_1 par rapport à celle du niveau actuel (0), D_2 est l'altitude actuelle (au temps t=0) du pied de falaise de la terrasse datée suivante (en dessous) (temps t_2), e_2 est l'altitude atteinte par le haut niveau marin au temps t_2 par rapport à celle du niveau actuel (0), t_1 est l'âge de la terrasse marine 1, issu des corrélations aux stades isotopiques marins et t_2 est l'âge de la terrasse marine 2, issu des corrélations aux stades isotopiques marins (Figure 43).

La détermination de l'altitude du pied de falaise, qui représente le soulèvement côtier depuis sa formation, peut s'avérer délicate surtout s'il y a beaucoup de dépôts postérieurs à

la formation de la terrasse marine. Dans ce cas, il est nécessaire de, soit repérer l'altitude des dépôts de plage ou de la zone intertidale, soit de prendre l'intersection entre la pente régionale de la surface plane et la pente de l'escarpement si on a essentiellement des dépôts proches du pied de l'escarpement. S'il n'y a pas de dépôts, le changement de pente entre la surface plane et l'escarpement correspond au paléo-niveau marin 0. Pour cela, nous avons réalisé des profils GPS cinématiques des terrasses marines afin de déterminer avec précision (centimétrique) l'altitude des pieds de falaises et les pentes (escarpement et plateforme). Les profils ont été mesurés par rapport à l'ellipsoïde de référence puis corrigé localement avec la valeur du géoïde. L'altitude 0 correspond donc à la ligne de rivage et l'altitude des pieds de falaise est mesurée par rapport à cette altitude 0.

Les âges (t) et les altitudes (e) des différents stades isotopiques sont fournis par la littérature et sont fiables pour le dernier million d'années (e.g. Siddall et al., 2006 et références internes ; Fleming et al., 1998 ; Lambeck et al., 2002).

La barre d'erreur ΔV sur la vitesse de soulèvement prend en compte toutes les barres d'erreurs concernant l'altitude du pied de falaise (ΔD), l'âge du stade isotopique (Δt) et l'altitude du paléo-niveau marin (Δe), suivant l'équation suivante :

$$\frac{\Delta V}{V} = \sqrt{\left(\left(\frac{\Delta D_1 + \Delta e_1 + \Delta D_2 + \Delta e_2}{D_1 - e_1 - D_2 + e_2}\right)^2 + \left(\frac{\Delta t_1 + \Delta t_2}{t_1 - t_2}\right)^2\right)} \quad (3)$$

On obtient donc pour chaque terrasse marine datée, une vitesse de soulèvement $V \pm \Delta V$.

CHAPITRE 4

ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE ET TECTONIQUE DES SEGMENTS CÔTIERS DE L'OROCLINE BOLIVIEN

4. Etude géomorphologique et tectonique des segments côtiers de l'Orocline bolivien.

Nous développons dans ce chapitre l'étude successive des différents segments côtiers sélectionnés le long de l'Orocline bolivien (Figure 35), en décrivant le type de terrasses marines rencontré, la ou les méthodes de datation des terrasses utilisées en fonction de la nature des terrasses préservées. A partir des résultats obtenus, nous calculons les vitesses de soulèvement des différents secteurs étudiés.

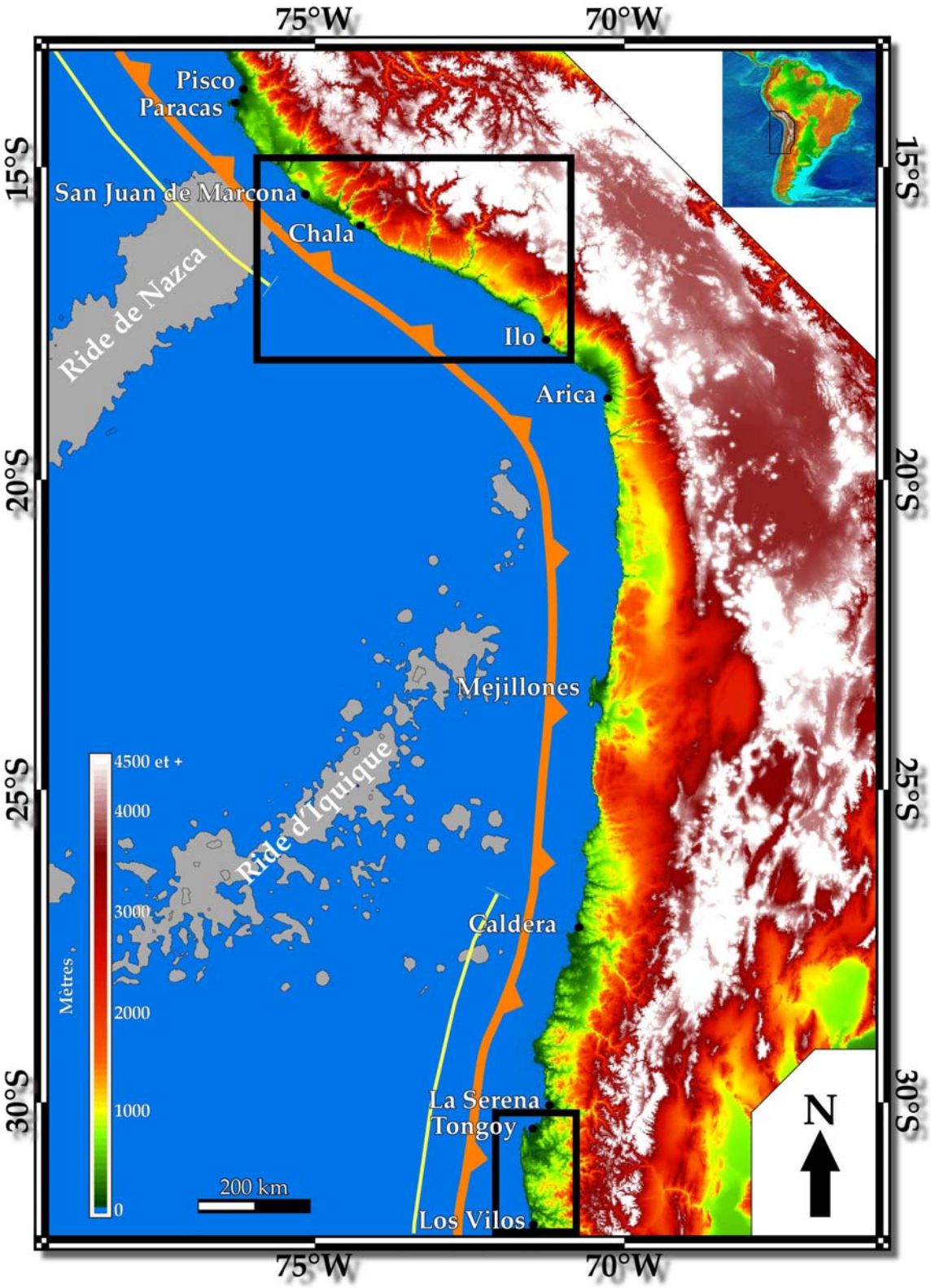


Figure 35 : Mosaïque de MNT SRTM à 90 m des Andes Centrales, avec la localisation des deux zones d'étude de part et d'autre de l'Orocline bolivien (les deux rectangles noirs) : la zone de la côte du sud du Pérou, entre San Juan de Marcona et Ilo (Cf. Figure 53), et la zone entre Tongoy (Altos de Talinay) et Los Vilos, dans le Centre Nord du Chili (Cf. Figure 36). Le contour des rides de Nazca et d'Iquique correspond à l'isobathe -3700 m et est issu du logiciel GMT. Le trait épais orange et les triangles associés matérialisent la fosse de subduction du Pérou-Chili. Les deux traits jaunes représentent les segments de subduction horizontale.

4.1. La zone des Altos de Talinay-Baie de Tongoy (Centre-nord, Chili)

4.1.1. Les terrasses d'abrasion marine du flanc occidental des Altos de Talinay

Ce sous-chapitre fait principalement l'objet d'un article accepté dans la revue ***Earth and Planetary Science Letters***. Par rapport à cet article, des datations ^{10}Be complémentaires de terrasses marines ont été ajoutées ainsi que des datations U-Th de coquilles contenues dans des dépôts de terrasses et des cordons littoraux de la baie de Tongoy (Figure 36). Toutes ces datations permettent *in fine* de déterminer la dynamique régionale de la zone côtière entre ~30,25°S et 31,5°S.

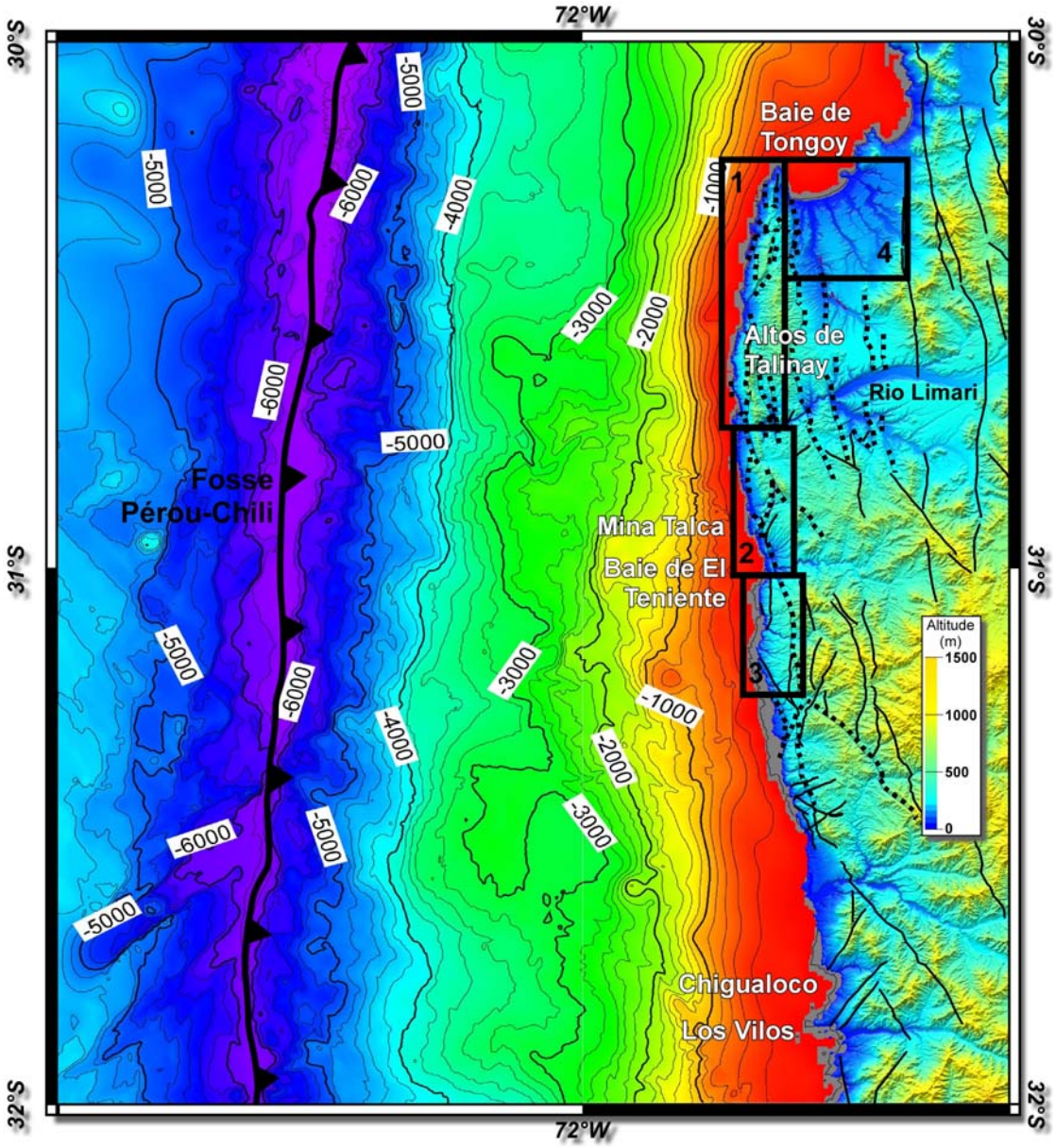


Figure 36 (Page précédente) : Carte de localisation des secteurs étudiés en détail dans la zone des Altos de Talinay-Baie de Tongoy dans le centre-Nord du Chili (*Norte Chico*). Mosaïque de MNT SRTM à 90 m et bathymétrie issue d'une nouvelle compilation bathymétrique de Clouard et al., 2003 . 1 et 2 – Zones au Nord de la baie de El Teniente (Cf. 4.1.1.1). 3 – Zone au Sud de la baie de El Teniente (Cf. 4.1.1.2). 4 – Zone de la baie de Tongoy (Cf. 4.1.2). Les traits sur le continent matérialisent les failles normales et les rectangles noirs le long des failles indiquent le sens de leur plongement.

4.1.1.1. Au nord de la baie de El Teniente (31°S)

4.1.1.1.1. Résumé de l'article

Dans cet article, nous montrons que, depuis 700 ka, les vitesses de soulèvement ont été très variables le long de la marge andine, dans le Centre-nord du Chili, vers 31°S. Le soulèvement de la zone côtière de l'avant-arc chilien a été enregistré par une séquence de cinq terrasses d'abrasion marine étagées entre 6 et plus de 400 m d'altitude. Nous avons daté ces cinq terrasses à l'aide de la méthode du ^{10}Be. Ces terrasses se sont formées lors de stades interglaciaires correspondant aux (sous)-stades isotopiques (S)SI 1, 5e, 7e, 9c et 17 (Figure 37). A partir de ces corrélations et de l'altitude du pied de falaise de chaque terrasse, nous avons calculé les vitesses de soulèvement qui varient de 103 ± 69 mm/ka entre 122 (SSI 5e) et 6 ka (SI 1), à 1158 ± 416 mm/ka entre 321 (SSI 9c) et 232 ka (SSI 7e). L'absence de terrasses marines préservées, associées aux hauts niveaux marins des stades isotopiques 11, 13 et 15, reflète des vitesses de soulèvement faibles durant cette période. Nous proposons ainsi que cette zone côtière a été essentiellement soulevée lors de deux courtes périodes, l'une suivant le SI 17 et l'autre suivant le SSI 9c. Ces deux événements s'accompagnent en surface de l'activité de failles normales contemporaines. Ce soulèvement irrégulier de la côte chilienne au Pléistocène pourrait être le résultat de processus liés à la subduction, tel que le passage épisodique de matériel accrété sous l'avant-arc. Dans l'état actuel de nos connaissances, cet article est le premier à présenter des âges d'exposition au ^{10}Be, d'une séquence entière de terrasses d'abrasion marine qui révèle des vitesses de soulèvement irrégulières sur la marge andine.

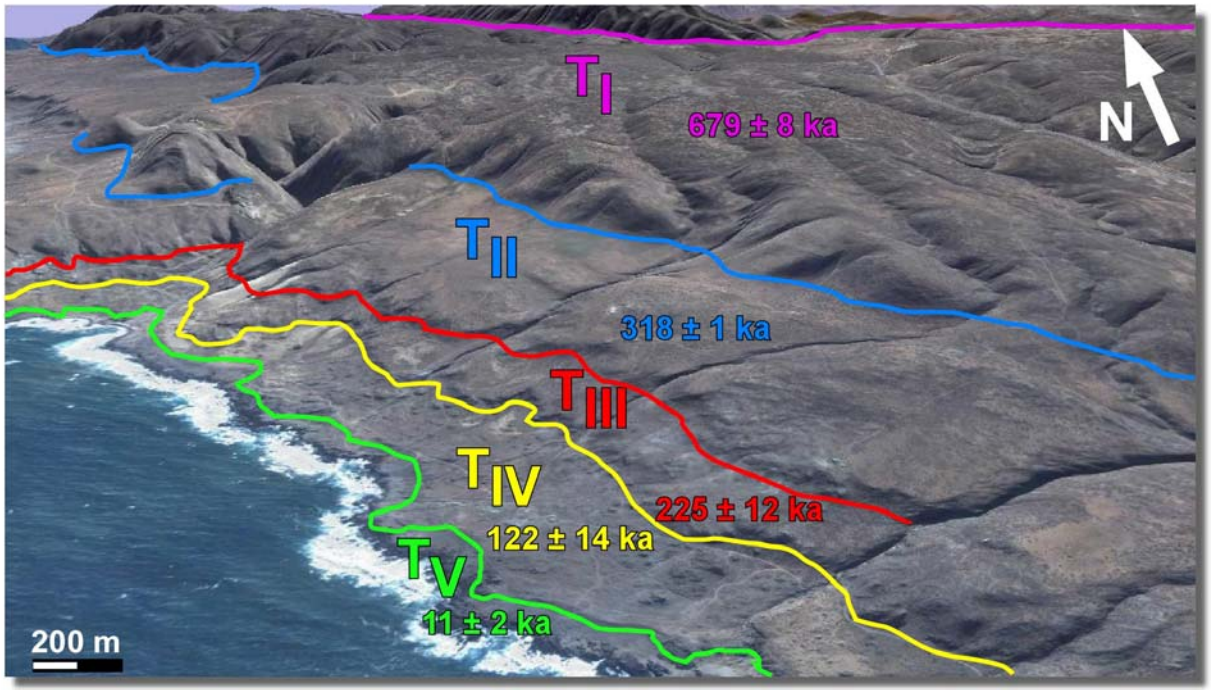


Figure 37 : Vue en 3D de la morphologie des terrasses d'abrasion marine préservées sur le flanc occidental des Altos de Talinay au Chili (Mina Talca ; Cf. localisation Figure 36). T_I, T_{II}, T_{III}, T_{IV}, T_V: Talinay I, Talinay II, Talinay III, Talinay IV, Talinay V. Les lignes en couleur délimitent les pieds de falaise des terrasses. L'image est extraite de Google Earth (http://earth.google.fr). Copyright: Terrametrics, DigitalGlobe, Europa Technologies image NASA, 2007.

4.1.1.1.2. Article accepté dans la revue Earth and Planetary Science Letters

Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ^{10}Be dating

M. Saillard[a,*], S.R. Hall[b], L. Audin[a], D.L. Farber[b,c], G. Hérail[a], J. Martinod[a], V. Regard[a], R.C. Finkel[c,d] and F. Bondoux[a]

[a] *LMTG, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 Avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France*

[b] *University of California, Santa Cruz, Dept. of Earth Sciences, Santa Cruz, CA 95060, USA*

[c] *Lawrence Livermore National Laboratory, LLNL, Livermore, CA 94550, USA*

[d] *University of California, Berkeley, Dept. of Earth and Planetary Sciences, Berkeley, CA 94720, USA*

* Corresponding author, Phone: (+33) 5 61 33 26 62, Fax: (+33) 5 61 33 25 60 (France).

E-mail addresses: saillard@lmtg.obs-mip.fr (M. Saillard), shall@pmc.ucsc.edu (S.R. Hall), laurence.audin@ird.fr (L. Audin), farber2@llnl.gov (D.L. Farber), gerard.herail@ird.fr (G. Hérail), martinod@lmtg.obs-mip.fr (J. Martinod), regard@lmtg.obs-mip.fr (V. Regard), Finkel1@llnl.gov (R. Finkel), bondoux@lmtg.obs-mip.fr (F. Bondoux).

Keywords.

Beryllium-10, marine terrace, Pleistocene, uplift rate, Central Andes, underplating.

To be submitted to EPSL, Draft 10/09/08

ABSTRACT

Pleistocene uplift of the Chilean coast is recorded by the formation of wave-cut platforms resulting from marine erosion during sea-level highstands. In the Altos de Talinay area (~31ºS), we have identified a sequence of 5 wave-cut platforms. Using in situ produced ^{10}Be exposure ages we show that these platforms formed during interglacial periods at 6, 122, 232, 321 and 690 ka. These ages correspond to marine isotopic stages (MIS) or substages (MISS) 1, 5e, 7e, 9c and 17. Shoreline angle elevations used in conjunction with our chronology of wave-cut platform formation, illustrate that surface uplift rates vary from 103 ± 69 mm/ka between 122 and 6 ka, to 1158 ± 416 mm/ka between 321 and 232 ka. The absence of preserved platforms related to the MIS 11, 13 and 15 highstands likely reflects slow uplift rates during these times. We suggest that since 700 ka, the Altos de Talinay area was predominantly uplifted during 2 short periods following MIS 17 and MISS 9c. This episodic uplift of the Chilean coast in the Pleistocene may result from subduction related processes, such as pulses of tectonic accretion at the base of the forearc wedge.

1. INTRODUCTION

A former assumption used in the analysis of tectonic deformation over geodetic (10 yr) and geologic (10^6 yr) time scales is that the rate of deformation should remain constant over these time scales. In order to resolve this question and provide new constraints for integrating studies of geodetic, seismologic and geochronologic data, our study focuses on uplift rate calculations over various time ranges. This should lead to a unique estimation of long-term rates of deformation (Chéry and Vernant, 2006) while, at the same time, provide an estimation of variability over shorter time scales. This premise is currently being tested (cf. Friedrich et al., 2003; Allmendinger et al., 2005). However when calculating slip- or uplift-rates in order to define active tectonics, it was necessary in most of previous studies to assume that the short-term rate inferred from the displacement of a geologic marker (<100 ka), may be a robust signal of the average long-term rate over a time period of ~ 0.4-1 Ma (Bloom et al., 1974; Bull, 1985; Lajoie, 1986; Burbank and Anderson, 2001; Marquardt et al., 2004). In this paper, we study and date a sequence of five marine terraces to constrain the variability of the coastal Andean uplift rate. Considering that each marine terrace has a time resolution related to one sea-level highstand, our data integrate uplift rate over 100 kyr time steps, the periodicity of marine terrace formation. More rapid uplift rate variations that may have occurred during this time step will not be represented on the morphological scale and thus not considered.

Marine terraces are an important class of geologic markers that are produced through complex interactions between sea-level fluctuations and uplift along an active margin (Bradley and Griggs, 1976; Merritts and Bull, 1989; Anderson et al., 1999; Muhs et al., 1990; Lajoie et al., 1991) that can in theory, provide important constraints on the rates of coastal uplift (Chappell, 1983; Lajoie, 1986; Burbank and Anderson, 2001). Along the Andean forearc, sequences of marine terraces record changes in sea-level together with the uplift history of the coastal area (DeVries, 1988; Hsu, 1992; Goy et al., 1992; Macharé and Ortlieb, 1992; Ortlieb et al., 1992, 1996; Ota et al., 1995; Zazo, 1999; Zazo et al., 1994; Cantalamessa and DiCelma, 2004; Marquardt et al., 2004; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2006; Quezada et al., 2007). However, at many locations (e.g., Papua New Guinea, USA, Peru, Chile, Ecuador) where marine terraces have been studied, steady uplift is often assumed and chronostratigraphical correlation of the terraces to sea-level highstands is used to assign ages due to the restricted access to datable material (Muhs et al., 1990; Hsu, 1992; Macharé and Ortlieb, 1992; Goy et al., 1992; Ota et al., 1995; Burbank and Anderson, 2001; Cantalamessa and Di Celma, 2004; Pedoja et al., 2006). In this study, we focus on the Altos de Talinay area of Chile (~30°-31°S). The general morphology of the area has been previously described (Paskoff, 1966, 1970; Chávez, 1967; Herm, 1969; Ota et al., 1995; Benado, 2000; Heinze, 2003). This area shows a well developed sequence of five wave-cut platforms (WCPs) directly abraded into the bedrock.

The study area is located above the Pacific shoreline, at the foot of the Chilean Coastal Cordillera along a ~100 km-long stretch of coast from Tongoy (30.25°S) to south of Bahía El Teniente (31°S;Coquimbo region, Chile; Figure 38). Due to the subduction of the Nazca Plate beneath the South American plate at a rate of ~82 mm/a (DeMets et al., 1994), this segment of the Chilean coast is seismically active and the area experiences a recurrent major interplate event approximately every 100 yrs (1647, M*w* = 8.5; 1730, M*w* = 8.7; 1880, M*w* = 7.7; 1943, M*w* = 8.3; Beck et al., 1998; Heinze, 2003). Moreover, this region shows a high degree of seismic coupling between the subducting Nazca and the overriding South America plates (Lemoine et al., 2001; Pardo et al., 2002; Gardi et al., 2006). This suggests that the upper plate morphology may display evidence of the ongoing subduction processes related to the position of the seismogenic zone (i.e. marine terraces or/and active tectonics; Audin et al., 2008).

In the Coquimbo region, the Coastal Cordillera progressively passes to the Precordillera and finally the high Cordillera of the Andes. In contrast to the morphology north of La Serena (~29.9°S) or south of 33°S, the morphology of the margin along this segment of the Andean Cordillera does not show a Central Depression nor an active volcanic arc. This particular morphological sequence is developed above a segment of flat subduction - between 30°S and 33°S – which is bordered to the north and south by normal dipping subduction zones (Gutscher et al., 2000; Yañez et al., 2001; Figure 38). Yañez et al. (2001) suggest that the flat slab segment of the Nazca plate in this area is related to the aseismic Juan Fernandez ridge (33°S), which has been continuously subducting beneath South America at the same piercing point since 10 Ma. Thus, the Juan Fernandez ridge did not induce the Pleistocene WCPs formation observed in Tongoy region (Figure 38).

A number of different methodologies have previously been employed to establish the chronology of terrace formation in this area. These include amino-acid racemization, Electron Spin Resonance, ^{14}C dating and U-series dating of shells (Herm, 1969; Ota et al., 1995). However, due to the poor shell content of the deposits, accurate age determinations are still lacking. In contrast, in situ produced cosmogenic radionuclides (CRNs) have been demonstrated to be a robust tool for the absolute dating of marine terraces (Perg et al., 2001; Kim and Sutherland, 2004; Quezada et al., 2007; Alvarez-Marrón et al., 2008). Abrasion surfaces dating constitutes an original approach with respect to built marine terraces (Ortlieb, 1987). We thus avoid any source of errors due to inheritance or transport because of the availability of in situ exposed bedrock. In this study, we present new chronologic data from the sequence of marine terraces in this area to provide absolute coastal uplift rates on the Andean margin over the last ~1 Ma. Our approach is to quantify uplift rates along the Chilean coastal active margin using mapped geomorphic markers, cosmogenic ^{10}Be surface exposure ages of the WCP sequence and known sea level changes.

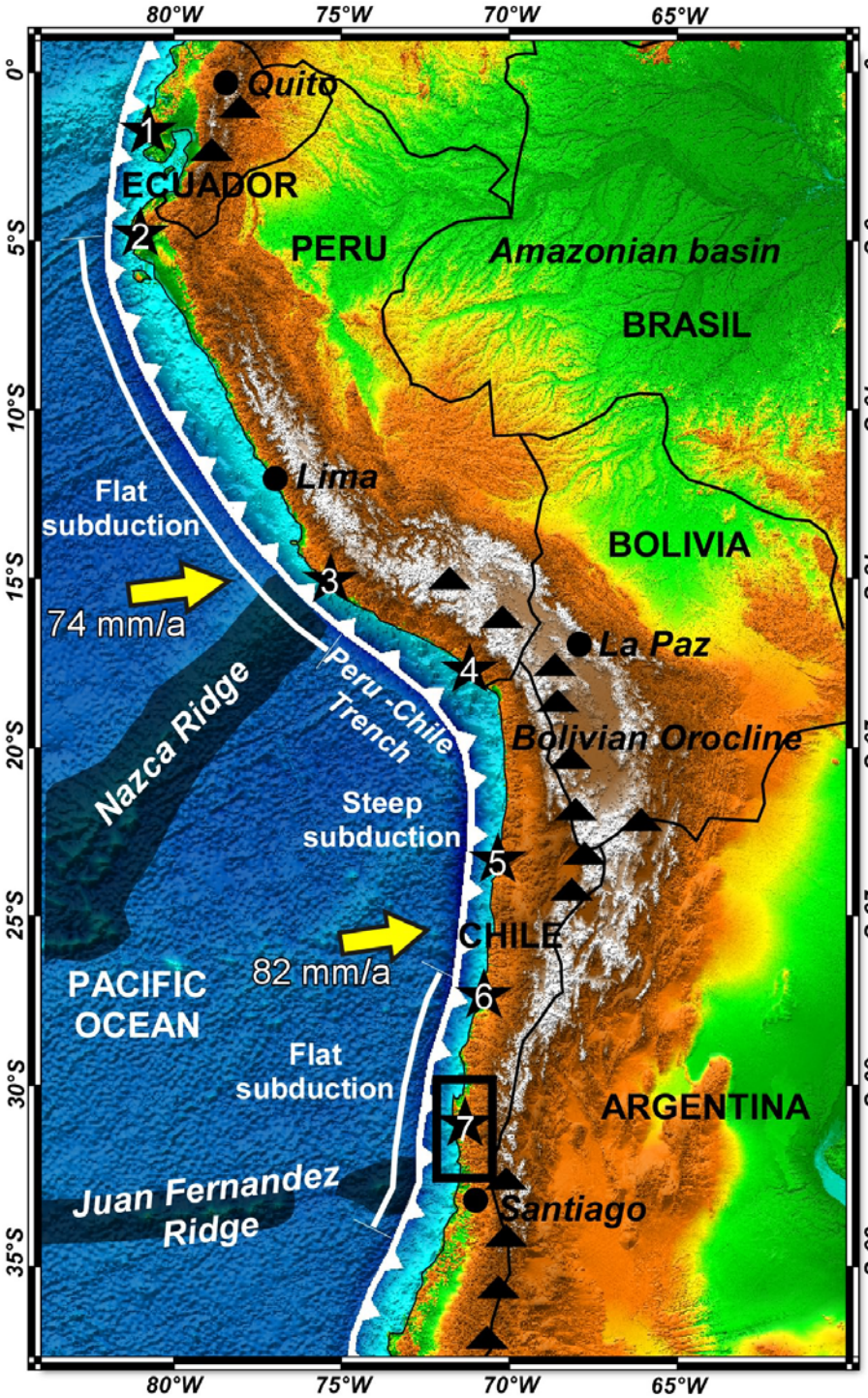


Figure 38 : Geodynamic setting of the study area (black box) on bathymetric and topographic digital elevation model of Eastern Pacific Ocean and South America. Velocities are calculated from NNR-NUVEL-1A plate motion model of DeMets et al. (1994). White line with triangles corresponds to the Peru-Chile trench. White line between two dashes mark flat slab subduction zone. Black triangles are active volcanoes. Black stars with numbers correspond to previously study marine terrace locations. 1: Ecuador – North of the Talarac Arc (Cantalamessa and DiCelma, 2004; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2006). 2: Northern Peru – South of the Talarac Arc (DeVries, 1988; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2006). 3: Southern Peru – Above the Nazca Ridge and Chala Bay (Hsu, 1992; Goy et al., 1992; Macharé and Ortlieb, 1992; Zazo, 1999). 4: Southern Peru – Ilo (Ortlieb et al., 1992; Zazo et al., 1994). 5: Chile – Mejillones area (Ortlieb et al., 1996; Zazo, 1999). 6: Chile – Caldera (Marquardt et al., 2004; Quezada et al., 2007). 7: Chile – Altos de Talinay area (Ota et al., 1995).

2. GEOLOGIC SETTING

Within the study area, the Coastal Cordillera is a zone of distinct relief reaching elevations of 742 masl, locally called the Altos de Talinay. Here, wide and well-defined WCPs occur along the western edge of the Coastal Cordillera. The eastern edge of the Coastal Cordillera is delimited to the north of the study area by the Tongoy Bay in the north. The Río Limarí drainage basin is located in the southern part of the study area together with an intervening lowland referred to here as the Tongoy Paleobay Depression (Figure 39). The contact between the Coastal Cordillera and Tongoy Paleobay Depression is a steeply east dipping normal fault, the Puerto Aldea Fault (PAF). This NNW-SSE fault shows a light left-lateral component and offsets Plio-Pleistocene alluvial and fluvial strata of the Limarí Formation by ~5 m. A number of micro-basins, filled with Plio-Pleistocene sediments or Quaternary alluvial deposits, are juxtaposed along the PAF (Heinze, 2003). The regional bedrock is mainly Devonian-Carboniferous metasediments and Triassic-Jurassic igneous complexes (Bohn Horst, 1967; Heinze, 2003; Figure 39). As a result of erosive wave-action, the WCPs were developed indifferently across this heterogeneous substratum.

In contrast, the Tongoy Paleobay Depression has undergone a different coastal dynamic and thus, is filled with the Miocene-Pliocene marine and continental sedimentary series of the Coquimbo Formation (Emparan and Pineda, 2006; Le Roux et al., 2006). White calcareous deposits, referred to as Losa, contain abundant fossils of Pleistocene age (Bohn Horst, 1967; Heinze, 2003) and are preserved up to an elevation of 140-145 masl within the Tongoy Paleobay Depression. These Losa deposits are indurated, concentric, concave to the north and parallel to the present-day shoreline of Tongoy Bay. Each deposit corresponds to a former position of the shoreline during the last Pleistocene regression.

3. MORPHOTECTONIC ANALYSIS

3.1. Geomorphologic model of WCPs formation

A WCP is formed by wave and spindrift erosion of the coast during a sea-level highstand. The extent of WCP development depends on how long base level is static. When base level is static over a long period, increased coastal cliff recession results in a wider WCP (Trenhaile, 2000; de Lange and Moon, 2005). The complete morphology of a WCP contains a scarp (a previous coastal cliff), a planar wave-cut surface and a shoreline angle or inner edge

(Figure 40A). The shoreline angle is a geomorphologic feature that marks the change in slope between the scarp of the previous WCP and the planar wave-cut surface. It reflects the position of the former coastline and its elevation characterizes each WCP (Lajoie, 1986). We measured shoreline angle elevations using a GPS profile. In the field, outcrops of the basement bedrock exist in numerous places along the wave-cut platform, free of debris. But in most cases where the shoreline angle is covered by debris flows, we considered the shoreline angle elevation as the intersection between the regional slope of the planar wave-cut surface and the mean slope of the above scarp (cf. Figure 41). According to our model, when base level decreases as a result of sea-level fall and/or coastal uplift, the WCP is exposed and preserved while a new coastal cliff is eroded. However, if a subsequent sea-level highstand is high enough and persists over a long time period, coastal cliff recession may be so great that it erodes a previously formed WCP, or a succession of WCPs (Anderson et al., 1999). Marine terraces can also be completely eroded during the next transgression if the uplift rate is low and/or the time interval between highstands is small (Rosenbloom and Anderson, 1994). As a result, a sequence of preserved WCPs will not likely record all of the sea level highstands in the marine record.

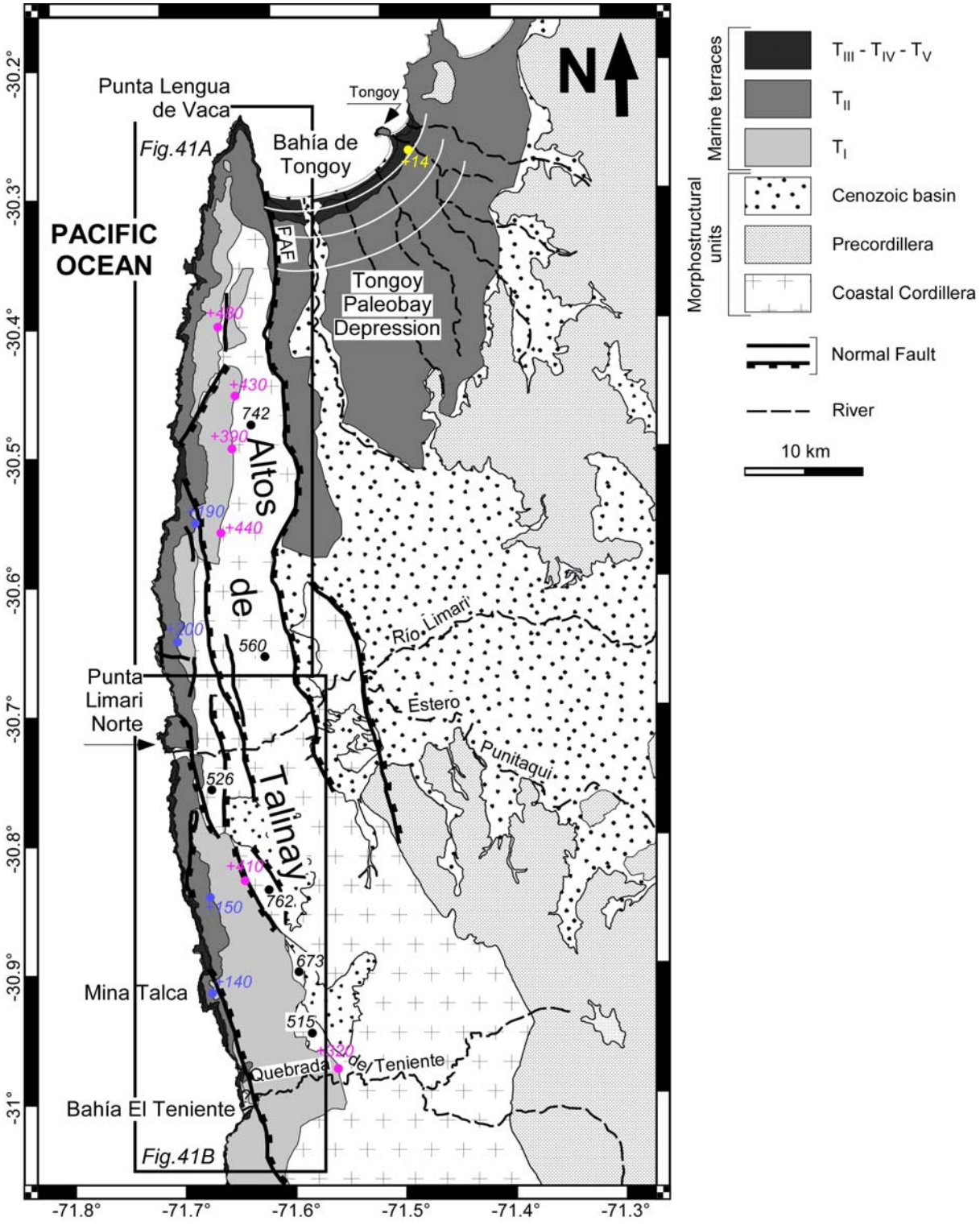


Figure 39 : Map of the study area showing the morphostructural units (modified from Heinze, 2003), the distribution of marine terraces, major faults and rivers. The black boxes outline the location of Figure 41A and B. PAF: Puerto Aldea Fault. White concentric circles in the Tongoy Paleobay Depression are Losa deposits (see paragraph 2). 'Cenozoic basin' corresponds to Tongoy-Limari basin with Cenozoic marine and continental sediments. The Precordillera is mainly composed of Cretaceous volcanic rocks, while the Coastal Cordillera contains granitic batholiths and Paleozoic metamorphic rocks. Color numbers indicate shoreline angle elevations (pink: T_I; Blue: T_{II}; Yellow: T_{IV}). Black numbers in italic indicate quote elevations.

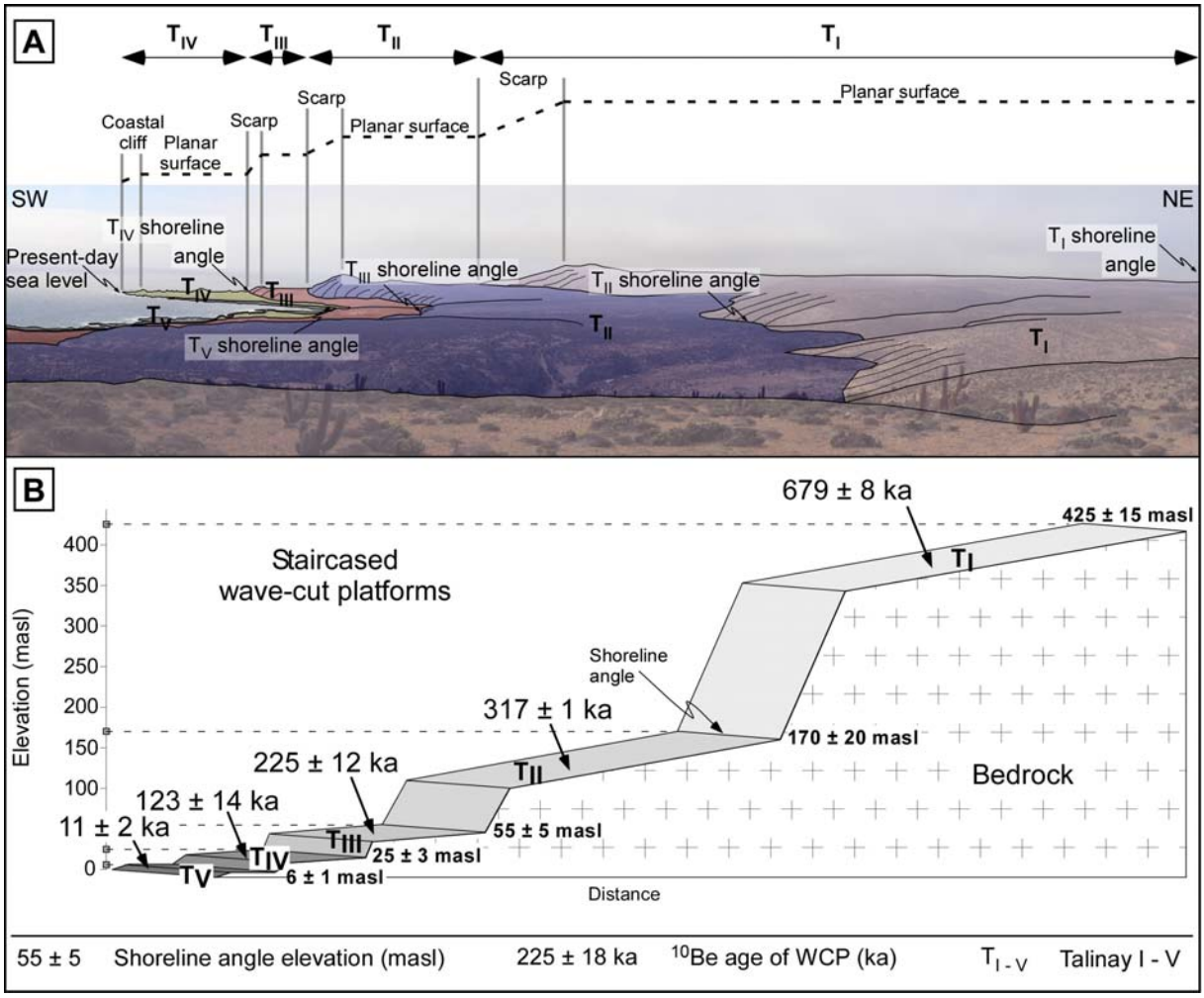


Figure 40 : A - Panoramic view of WCPs sequence near Mina Talca with their mean morphological features. T_I, T_{II}, T_{III}, T_{IV}, T_V: Talinay I, Talinay II, Talinay III, Talinay IV, Talinay V. B – Schematic cross-section of WCPs sequence and ^{10}Be age of each WCP (without horizontal scale). Dashed lines show shoreline angle elevation.

3.2. WCPs of the Altos de Talinay area

In the Altos de Talinay area, five staircased WCPs up to 400 masl are preserved in a less than 10 km stretch of coast. We refer to these terraces as Talinay I-V from the oldest and highest (Talinay I; T_I) to the youngest and lowest (Talinay V; T_V; Ota et al., 1995; Figure 39; Figure 40; Figure 41). Each platform is an erosional wave-cut surface carved onto igneous rocks, which are now covered with scattered siliciclastic sediments less than 20 cm thick. The WCPs dip gently seaward and are discontinuous along the coast. Where the discontinuous terrace segments are identified along the coast, there are slight variations in the elevation of their shoreline angles and in their platform widths. We mapped and sampled this sequence of platforms in two locations within the study area, one in the northern end and one in the southern end (Figure 41).

T_I is the widest WCP within the study area and extends from Punta Lengua de Vaca to south of 30.6°S. T_I is continuous from south of Punta Limari Sur to south of Bahía El Teniente. T_I extends over a minimum of a 1.3 km to a maximum of a 7.5 km-wide area with the widest part in the southern portion of the study area. While, the shoreline angle is not always preserved, we measured its elevation where it is the best preserved. On the A-B GPS profile (Figure 41), the TI shoreline angle elevation is well constrained. We calculated the uncertainty on this measurement according to the C-D GPS profile. The T_I shoreline angle elevation is ~425 ± 15 masl.

T_{II} is the best-preserved WCP of the sequence. It is continuous over the ~100 km-long coastal area studied and it tapers out to the south near Bahía El Teniente (Figure 39 and Figure 41). T_{II} extends over a minimum of a 500 m to a maximum of a 2.5 km-wide area and has a very shallow slope (less than 1°). Contrary to T_I, T_{II} is wider in the northern portion of the study area. The WCP shoreline angle elevation varies from 150 masl to 190 masl. A steep and dissected scarp, the remnant coastal cliff, separates T_{II} from T_I. Some sand deposits cover the abraded bedrock particularly close to the shoreline angle near the scarp of T_I.

T_{III} is the least well developed WCP. Along the coastal area, this platform is very discontinuous and narrow with a maximum width of 400 m. T_{III} is more developed in the southern part of the study area and extends from Punta Limari Norte to north of Bahía El Teniente. Only a small remnant of T_{III} is preserved in the north, at the extreme northern end near Punta Lengua de Vaca. Its shoreline angle elevation is ~55 ± 5 masl. T_{III} morphology

often shows stacks of the previous surface (T_{II}) which shows that T_{III} is not completely abraded. Additionally, the eroded bedrock surface is partially covered by a few centimeters of sand deposits.

T_{IV} is quite continuous along the ~100 km coastal area. It is narrow with a maximum width of ~1km near Mina Talca. This WCP contains many remnants of the previous surface and is covered by a thin layer of sand with sub-angular clasts (10-50 cm in diameter). The elevation of the shoreline angle varies between 22 and 28 masl.

T_{V} is discontinuous along the coastal area from Punta Lengua de Vaca to south of Bahía El Teniente. It is very narrow and does not exceed 150 m in width. In the topographically lowest portions of this WCP, marine action (waves and spindrift) still abrades this surface. The abraded bedrock is covered by several centimeters of beach deposits overlain by angular to sub-angular clasts (10 - 40cm in diameter). The elevation of the shoreline angle varies between 5 and 7 masl.

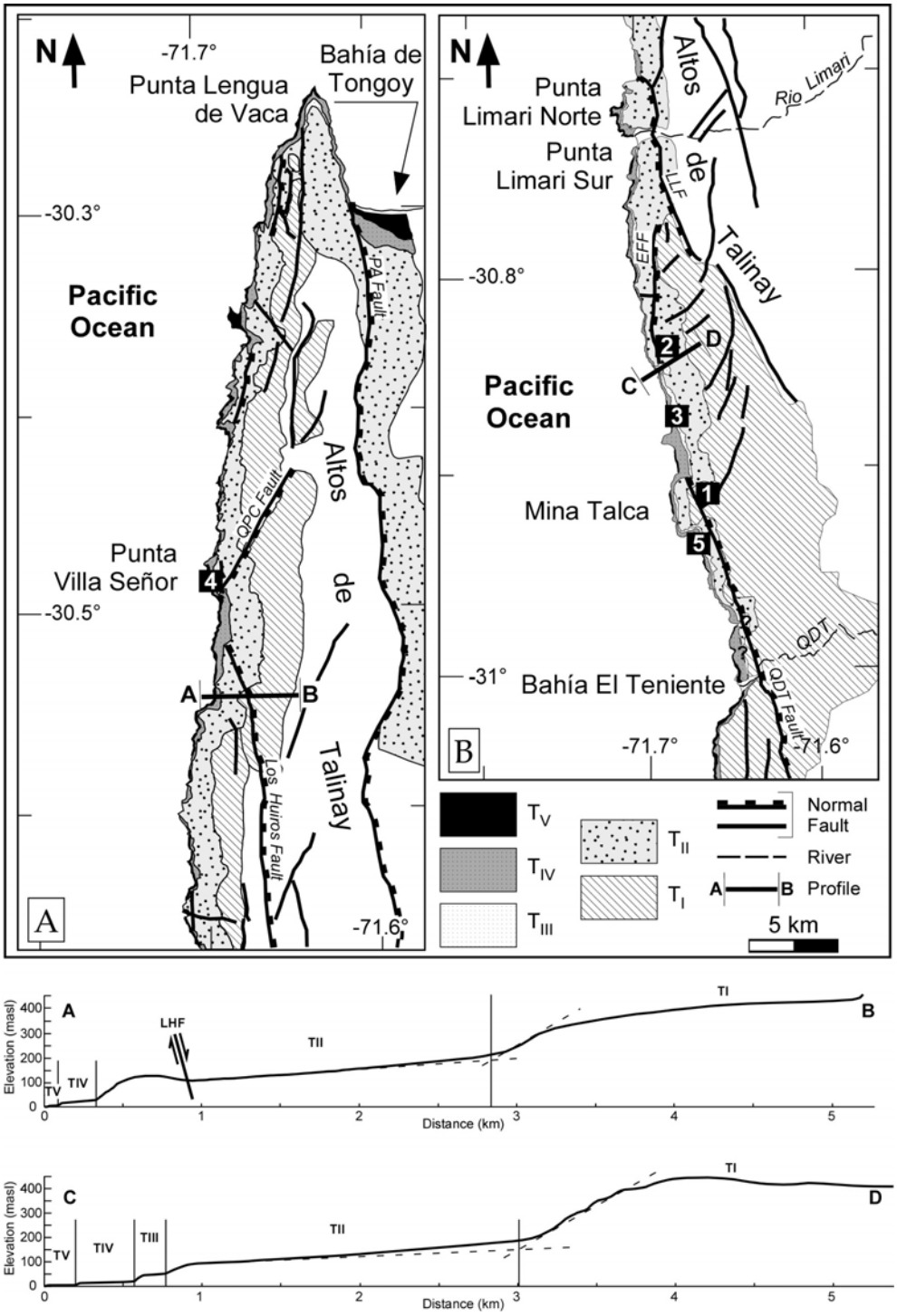


Figure 41 : Geomorphological maps of the two study areas showing the distribution of the five marine terraces, major faults and rivers, samples location and kinematic GPS profiles location. See Figure 39 for figure location. (A) The northern zone. (B) The southern zone – PA Fault: Puerto Aldea Fault – QPC Fault: Quebrada Palo Cortado Fault – LLF: Los Loros Fault – EFF: El Fraile Fault – QDT Fault: Quebrada del Teniente Fault (defined by Paskoff, 1970) – U: Upthrown block – D: Downthrown block – A-B and C-D: GPS profiles – Black squares with numbers represent the sample locations; 1, 2, 3, 4 and 5 correspond to the sampled surfaces from either T_I, T_{II}, T_{III}, T_{IV} or T_V respectively. (C) GPS profiles – Vertical solid lines delimit each marine terrace using the shoreline angle position. Dotted lines are used to determine the real shoreline angle elevation of TII because some sediment overlies TII close to its shoreline angle. We attempted to take the real slope of the marine terrace, bare of sediments and the mean slope of the scarp between TII and TI. – LHF: Los Huiros Fault.

3.3. Fault systems affecting the WCPs

Along the western edge of the Altos de Talinay, numerous faults striking sub-parallel to the coast offset these planar surfaces. In general, the structures are NNW-SSE to N-S trending, subvertical, normal faults (e.g., Quebrada del Teniente Fault, Los Huiros Fault, Los Loros Fault, El Fraile Fault) and, generally, the western block is uplifted (Figure 41). Dip parallel striae suggest that the faults are predominantly dip slip, with no evidence of a strike-slip component. They affect mainly T_I (e.g., Quebrada Palo Cortado, Quebrada del Teniente Fault, Los Huiros Fault) and to a lesser degree T_{II} (e.g., Quebrada Palo Cortado Fault, Los Loros Fault, Los Huiros Fault, El Fraile Fault). There is no robust evidence of fault displacements on T_{III}, T_{IV} and T_V along the coast.

Active faulting influences the morphology of the WCPs by affecting shoreline angle elevations, surface gradients, and platform widths. For example, shoreline angle elevations of the five WCPs are lower in the south than in the north. T_I is not only cut by a greater number of faults than the other four surfaces but also with larger vertical offsets. Some faults cut obliquely through the set of WCPs and thus, we can determine the recurrent activity of those faults. For example, based on offset shoreline angle elevations, the Quebrada Palo Cortado Fault displaces T_I by 100 m and T_{II} by 20 m (Ota et al., 1995; Figure 41). No vertical offset along this fault is observed on T_{IV} and T_V. As a second example, the Quebrada del Teniente Fault cuts T_I and T_{II} with a varying amount of vertical offset along the same terrace, decreasing along strike from south - where T_I is offset by 26 m at Bahía El Teniente - to the north where T_{II} is offset by 1 m. There is no vertical displacement on T_{III}, T_{IV} and T_V.

4. METHODOLOGY: ^{10}BE EXPOSURE AGE MODELS AND SAMPLING STRATEGY

The use of cosmogenic radionuclides (CRN) to date alluvial and marine terraces is established as a robust tool in many previous studies (Perg et al, 2001; Brocard et al., 2003; Siame et al., 2004; Kim and Sutherland, 2004; Vassalo et al., 2007; Regard et al., 2006). In situ produced CRN - here we use ^{10}Be - record the duration of surface exposure to cosmic rays (cf. Gosse and Phillips, 2001; Siame et al., 2006) and can thus be used to provide an absolute exposure age of a surface. We apply the following strategy to sample WCPs in the Altos de Talinay area and estimate the abandonment age of the marine terrace. In our model, the

surface CRN concentration is zero during WCP formation as a result of the abrasion process and last steps of terrace leveling. CRN accumulation begins after terrace abandonment due to either marine regression or a period of coastal uplift (or a combination of both). We sampled each WCP away from the shoreline angle to limit burying problems (such as alluvial or colluvial deposits…) and away from the outer scarp due to scarp diffusion. Considering our hypothesis the obtained age of one site per WCP should apply to the whole WCP function of the direct correlation to the sea level curve. We assume that erosion during the formation of the WCP is vertical and similar along the whole WCP surface. Additionally, we assume that the period of abandonment span is short compared to the eustatic cycle period.

We collected samples from the top 5 cm of abraded quartz-rich plutonic bedrock from each WCP (Figure 41) except for T_{IV} and T_V, where we collected thin pieces from the tops of quartz-rich igneous clasts (~10-50 cm in diameter). At each site we collected 2-3 samples within an area of ~6 m in diameter. We have analyzed 3 of the collected samples from each T_I, T_{III}, T_{IV} and T_V sites and 2 from T_{II} site.

As the Atacama Desert climate has been arid since ~15 Ma and hyper arid since at least 3 Ma, this region experiences extremely low erosion rates (Alpers and Brimhall, 1988; Hartley, 2003; Kober et al., 2007). Erosion rates reported here are between $0.1e^{-3}$ and $1e^{-3}$mm/an (Dunai et al., 2005; Kober et al., 2007). In central Chile, paleobotanical evidence also supports aridification starting at ~15 Ma (Le Roux et al., 2006 and references therein). Additionally, we sampled planar sites on the wave-cut surface without any relief and surface incision and away from gullies. Thus, we present model ages calculated with a zero erosion model, as these are likely a close approximation to the WCP formation age. The parameters for the model ages and the analytical errors are summarized in Table 1. The internal uncertainty reflects only the analytical error and the external uncertainty includes errors associated with the calculated production rates. Geologic processes, such as differential erosion, inheritance, or covering by a debris mantle that has since been eroded away, would all induce further scattering of the data. In fact, these post-formation geologic processes introduce the largest source of error in the calculation. At present, we cannot uniquely identify which processes have been active on the surface. At this site, the sparse river network (two main rivers) is older than the terrace formation and constantly incises the sequence of WCPs, developing

canyons. Thus, it is unlikely that external or further depositional processes provide significant surface covering on the WCPs, except for colluvial deposits near the scarp. To address any other erosion processes, we present the mean and standard deviation for each WCP (Table 1).

5. RESULTS: AGES OF WCPs

In our field area, we have sampled exposed bedrock from T_I, T_{II}, and T_{III}, as there is no significant sediment cover on the abraded WCP bedrock. In contrast to studies where sediment covering WCPs has been sampled (e.g.Perg et al., 2001), we are independent of any assumptions regarding the transport history. For these surfaces, we calculate average exposure ages of 679 ± 8 ka for T_I, 318 ± 1 ka for T_{II}, and 225 ± 12 ka for T_{III} (Table 1). In contrast, for T_{IV} and T_V we collected pieces of clasts deposited on the top of the WCP. We have assumed that the clasts from the same terrace surface have the same exposure history as the terrace, however they are likely to differ in their prior exposure history and therefore contain different inherited nuclide concentrations.

The mean age is 149 ± 20 ka for T_{IV} and 25 ± 14 ka for T_V, but for TIV and TV, exposure ages scatter more than for TI, TII and TIII, due to the type of sample. We have assumed that the youngest clast sample age has a lower inheritance and thus, most closely reflects the WCP formation age. Consequently, we take the youngest age of T_{IV} and T_V and we sum the internal and external uncertainties of the youngest age as error bar. This model yields ages of 122 ± 14 ka for T_{IV} is and 11 ± 2 ka for T_V (Table 1 and Figure 40B and Figure 41).

WCPs	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Thickness (cm)	Elevation (masl)	Atoms ^{10}Be /g Qtz	Error in Atoms ^{10}Be/g Qtz	Thickness scaling factor	Shielding factor	Production rate (atoms/g/yr) (muons)	Production rate (atoms/g/yr) (spallation)	Internal uncertainty (yr)	External uncertainty (yr)	Exposure age (yr)	External + internal uncertainty (yr)	Average age (ka)	Error-standard deviation(ka)
T_I	30.90	71.66	5	241	2940267.1	47440.8	0.9590	1.0000	0.213	4.78	13065	74905	687839	87970	678693	7861
					2870098.4	51152.0	0.9590	1.0000	0.213	4.78	13963	72718	668646	86681		
					2909754.0	67809.0	0.9590	1.0000	0.213	4.78	18604	75069	679593	93673		
T_{II}	30.84	71.69	5	102	1320298.3	38798.8	0.9585	0.9996	0.203	4.25	10086	32852	318586	42938	317647	939
					1313069.8	26590.0	0.9585	0.9996	0.203	4.25	6906	31826	316708	38732		
T_{III}	30.87	71.68	5	30	912994.6	29575.7	0.9585	0.9950	0.198	3.98	7872	23494	230304	31366	225385	11860
					832706.4	33261.6	0.9585	0.9950	0.198	3.98	8766	21829	209039	30595		
					937413.2	20536.2	0.9585	0.9950	0.198	3.98	5482	23446	236813	28928		
T_{IV}	30.48	71.69	5	18	678906.2	16584.9	0.9590	0.9986	0.197	3.94	4340	16754	170726	21094	149307	20389
					619799.2	12029.2	0.9590	0.9986	0.197	3.94	3125	14998	155317	18123		
					490067.7	9796.0	0.9590	0.9986	0.197	3.94	2506	11693	121880	14199		
T_V	30.95	71.67	5	4	46575.6	2243.7	0.9590	0.9999	0.196	3.92	548	1172	11346	1720	24629	13595
					176465.8	4445.7	0.9590	0.9999	0.196	3.92	1102	4134	43309	5236		
					78823.9	2808.4	0.9590	0.9999	0.196	3.92	688	1890	19233	2578		

Table 1 : Zero erosion model ^{10}Be surface exposure ages. All the samples are surface samples. The ages were calculated using CRONUS-Earth online cosmogenic-nuclide calculators and the production rate scaling factors from Stone (2000) and Lal (1991). The ^{10}Be/^{9}Be ratio measurements were made at the Center for Accelerator Mass Spectrometry of the Lawrence Livermore National Laboratory and normalized to ICN ^{10}Be standards prepared by K. Nishiizumi (07KNSTD3110) using a ^{10}Be half-life of 1.5 Ma. Thus, data do not need to be renormalized before using the online calculator. The internal uncertainty is only analytical error, the external uncertainty includes errors associated with the calculated production rates. The reference production rate is the sea-level high-latitude ^{10}Be production rate of 5.1 ± 0.3 ^{10}Be atoms g^{-1} y^{-1} (Stone, 2000). This production rate is scaled for latitude and altitude according to Lal (1991) and Stone (2000) and for shielding and sample thickness according to the CRONUS-Earth online cosmogenic-nuclide calculators. The average ages of T_I, T_{II}, T_{III}, T_{IV} and T_V are represented with their respective error bar (1σ).

6. DISCUSSION

6.1. Marine Isotopic Stage correlations

Comparing our model ages to the eustatic curve of Siddall et al. (2006 and references therein; Figure 42), it appears that T_I age is well correlated with the marine isotopic stage (MIS) 17 (690 ka; Table 2). Similarly, T_{II} was likely last eroded during marine isotopic substage (MISS) 9c (321 ± 6 ka), and abandoned as a result of the sea regression during MISS 9b (Table 2 and Figure 42). T_{III} is a bit less straightforward and could have last been eroded during MISS 7e (232.5 ± 2.5 ka) or 7c (216 ± 4 ka). However, as we present zero erosion ^{10}Be model ages, it is important to note that the effect of any erosion would underestimate the age of the sample. Therefore, we suggest that T_{III} likely formed during MISS 7e and was subsequently abandoned at the onset of the MISS 7d sea regression. T_{IV} was last eroded during MISS 5e (122 ± 7 ka), a period which corresponds to the most common marine terrace formation age worldwide, and was likely abandoned at the onset of MISS 5d (Table 2 and Figure 42). For T_V, correlation to a MIS is less clear. Indeed, no sea-level highstands clearly correspond to 11 ka. The closest highstand occurred at 6 ± 1 ka and corresponds to MIS 1 (Fleming et al., 1998; Lambeck et al., 2002; Table 2 and Figure 42). If our samples have inherited radionuclide concentrations, then the real age of the marine terrace should be younger than 11 ± 2 ka. Thus, it is at least plausible to assign T_V to MIS 1, however, further data need to be collected to confirm this assumption.

In support of our age assignments, we note that MISs 1, 5, 7, 9 and 17 are all interglacial periods corresponding to maximum sea-level highstands (Figure 42). ^{10}Be ages have a good correlation with sea-level highstands, which confirm our geomorphologic model of WCPs formation. However, we do not observe any dated WCPs between MIS 17 (690 ka) and MISS 9c (327 ka).Our interpretation of this sequence is that any WCPs that formed during these sea-level highstands were eroded before MISS 9c (Figure 42). The lack of scatter of the ages on the T_I, T_{II}, and T_{III} surfaces gives us confidence that the strategy of sampling from in situ-bedrock is the best approach to date WCPs. Furthermore, as the standard deviation of the mean model ages from a given surface is small, we infer that 1) by sampling in-situ abraded bedrock, we have minimized the effects of potential inherited nuclide concentrations and 2) geologic processes acting on the surfaces following abandonment are minimal. This latter interpretation is supported by the aridity along the Central Andean Pacific coast which aids

the preservation of geomorphic features in this area. The ages from T_{IV} and T_V are more scattered than those of the three other WCPs, plausibly because we sampled boulders (in contrast to bedrock for the other WCPs) which could contain different inheritances.

WCPs	Shoreline Angle elevation (masl)	Age (ka)	MIS	Age MIS (ka)	Age MIS from	Sea level elevation (masl)	Sea level elevation from	Uplift rates (mm/ka)
T_I	425 ± 15	679 ± 8	17	690	Murray-Wallace, 2002 Pirazzoli et al., 1991 Cutler et al., 2003	0 to -20±10 (-15 ± 15)	Murray-Wallace, 2002 Pirazzoli et al., 1991 Cutler et al., 2003	738 ± 151
T_{II}	170 ± 20	317 ± 1	9c	318 ± 3 to 324 ± 3 (321 ± 6)	Stirling et al., 2001	-3 to +8 (+2.5 ± 5.5)	Schellmann and Radtke, 2004	1158 ± 416
T_{III}	55 ± 5	225 ± 12	7e	230 to 235 (232.5 ± 2.5)	Li et al., 1989	-5 to -15 (-10 ± 5)	Antonioli et al., 2004; Li et al., 1989; Lundberg and Ford, 1994; Toscano and Lundberg, 1999.	389 ± 149
T_{IV}	25 ± 3	123 ± 14	5e	116 ± 1 to 128 ± 1 (122 ± 7)	Stirling et al., 1998	0 to +6 (+3 ± 3)	Schellmann and Radtke, 2004	103 ± 69
T_V	6 ± 1	11 ± 2	1	6 ± 1	Fleming et al., 1998 Lambeck et al., 2002	-3 to -5 (-4 ± 1)	Fleming et al., 1998 Lambeck et al., 2002	1667 ± 434
	0	Present-day		0		0		

Table 2: Summary table of data for each marine terrace. Shoreline angle elevation and ^{10}Be age of marine terraces, correlations to MIS, age of MISs in literature, elevation of the former sea level during MIS and uplift rates calculated from Equation 1. See text 5.1 and 5.2 for full explanation of MIS correlation and calculation of uplift rates. As uplift rates are calculated over a time interval between two WCPs, the last column is offset. Data of MIS ages and respective sea level elevation are from Siddall et al. (2006) and references therein, Fleming et al. (1998) and Lambeck et al. (2002), as indicated in the sixth and eighth column.

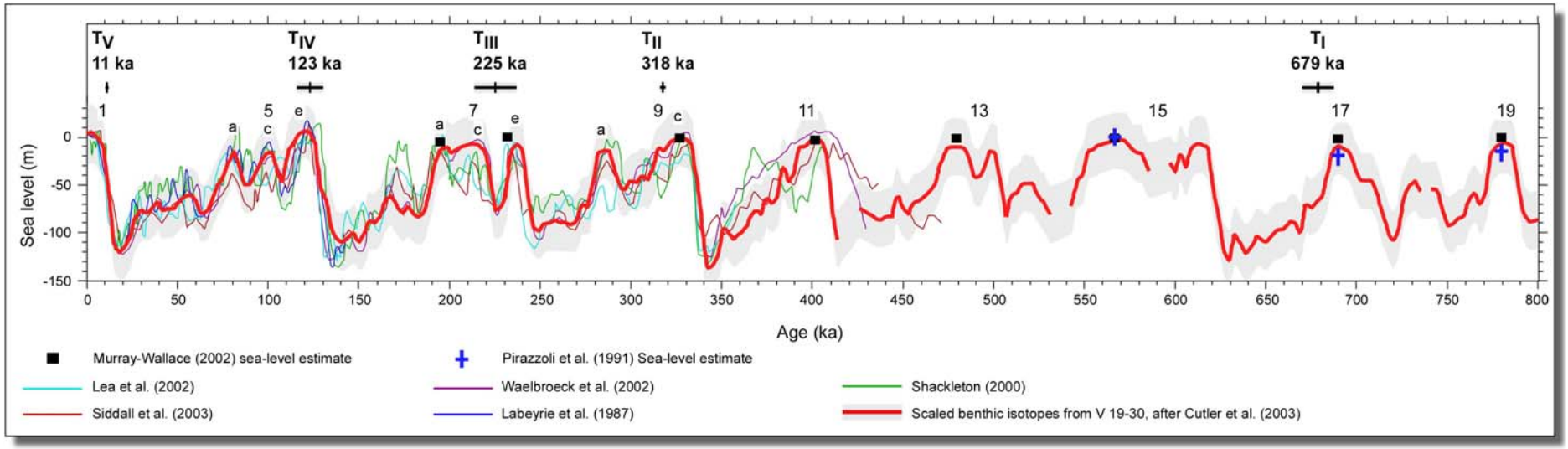


Figure 42 : The average WCP ages based on ^{10}Be surface exposure dating plotted with the eustatic curve over the last 800 ka (modified from Siddall et al. (2006)). ^{10}Be ages are represented with their respective error bars (2 σ). Odd numbers above the eustatic curve are marine isotopic stages (MIS) corresponding to interglacial periods and letters correspond to marine isotopic substages.

6.2. Calculation of uplift rates

We calculate the mean uplift rate over a time interval t_i- t_j (Δ_{ij}), using the sea level corrected elevation of the WCP (subtracting the elevation of the sea-level highstand to the present-day elevation of the WCP) and applying the following equation (modified from Lajoie (1986)) to each level of WCP (Table 2).

$$UpliftRate_{\Delta ij} = \left((ShA_i - MH_i) - (ShA_j - MH_j)\right) / \left(Age_i - Age_j\right) \quad (1)$$

Where ShA_i is the present-day elevation of the shoreline angle of the older WCP (time t_i), MH_i is the elevation of the sea-level highstand at t_i compared to the present sea-level, ShA_j is the present-day elevation of the shoreline angle of the subsequent WCP (time t_j), MH_j is the elevation of the sea-level highstand at t_j compared to the present sea-level, Age_i is the age of the WCP_i from MIS correlations (t_i) and Age_j is the age of the WCP_j from MIS correlations (t_j). Our use of the MIS ages is a direct product of the fact that the geomorphologic model of WCPs formation considers that the marine terraces formed during sea-level highstands (Lajoie, 1986; Anderson et al., 1999). We use the marine record (cf. Siddall et al., 2006) to correlate our ^{10}Be model ages to these highstands. If we follow the classical assumption of constant uplift, the mean uplift rate would be 638 ± 43 mm/ka since MIS 17 (690 ka), using the shoreline angle elevation of the older WCP (T_1) and age of T_1 from MIS correlation. Over a time interval between two WCPs, we obtain uplift rates (Table 2 and Figure 43) of 738 ± 151 mm/ka over the time interval (Δ_{12}) of 690 (t_1) - 321 ± 6 ka (t_2), 1158 ± 416 mm/ka over the time interval 321 ± 6 (t_2) - 233 ± 3 ka (t_3), 389 ± 149 mm/ka for the time interval between 233 ± 3 (t_3) - 122 ± 7 ka (t_4), 103 ± 69 mm/ka for the time interval 122 ± 7 (t_4) - 6 ± 1 ka (t_5) and 1667 ± 434 mm/ka for 6 ± 1 ka (t_5) to the present-day (t_0; Figure 43). The errors on the uplift rates include the errors involved in the age and elevation of highstands and shoreline angle elevation of WCPs. We note, the uplift rate of 1667 ± 434 mm/ka since 6 ka has an error that could be as much as factor of 2, if the 11 ka age is correct. These calculated uplift rates, compared to the mean uplift rate since 690 ka (more than 2 times lower), demonstrate the variability of uplift during time (over 700 ka). This result leads to the conclusion that a mean uplift rate should not be used to validate long-term uplift estimations.

The good correlation of the ^{10}Be ages with the sea level curve demonstrates the validity of the zero erosion hypothesis. Finally, as^{10}Be ages show a good correlation with sea-level highstands, the hypothesis of the initial zero CRN concentration and rapid regression of the sea level in comparison to the exposure time is consistent with our geomorphologic model of WCP formation.

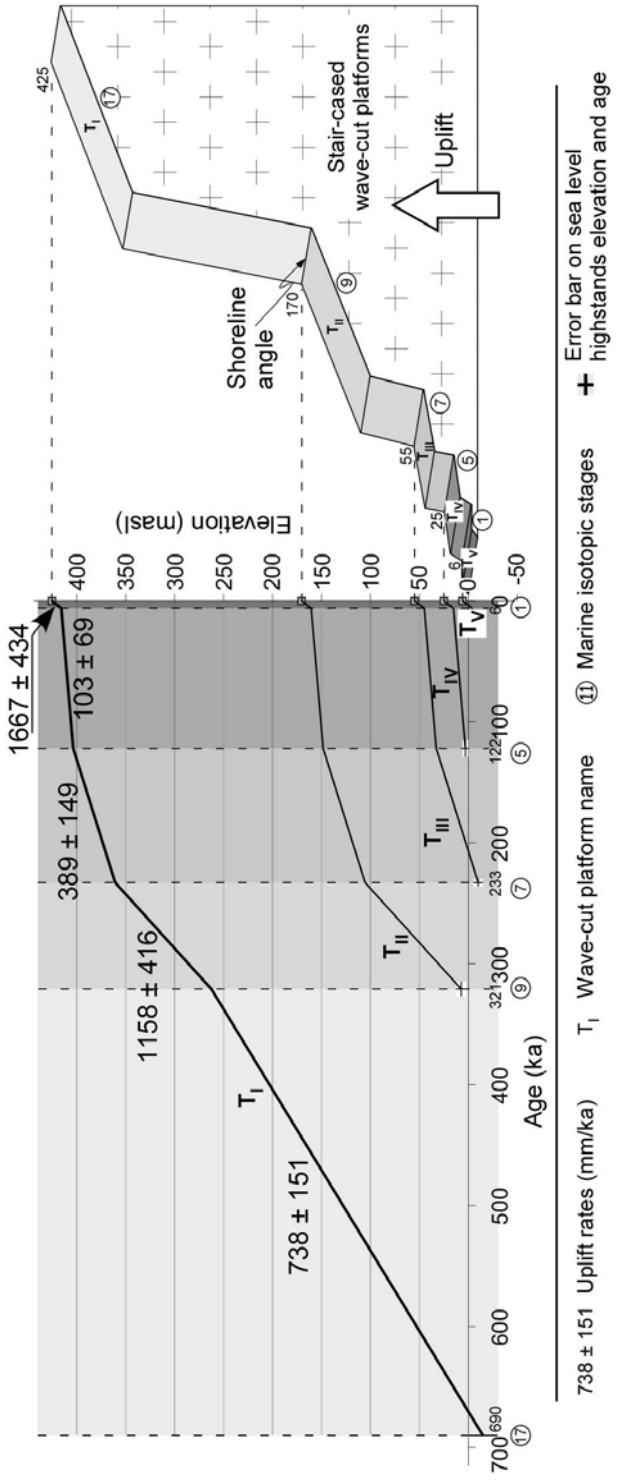


Figure 43 : WCP shoreline angle elevation vs. last sea-level highstand ages. The complete curve corresponds to uplift rates for the last 700 ka (T_I) and thus represents the timing of the uplift of the Andean coastal forearc in the study area. The top curve represents the cumulative history undergone by each marine terrace, which is derived from combining each measured segment (or time interval) of the curve. Ages and magnitudes of sea-level highstands used in the calculation of uplift rates are based on Siddall et al. (2006) and references therein, Fleming et al. (1998) and Lambeck et al. (2002). Solid lines correspond to the uplift rates calculated using equation 1 (modified from Lajoie (1986)) based on the ages for MIS 1 (6 ± 1 ka and -4 ± 1 masl), MISS 5e (122 ± 7 ka and +3 ± 3 masl), MISS 7e (232.5 ± 2.5 ka and –10 ± 5 masl), MISS 9c (321± 6 ka and +2.5 ± 5.5 masl) MIS 17 (690 ka and -15 ± 15 masl). See text 5.2 for further explanations.

6.3. Comparison of chronologic data

The chronology reported here differs somewhat from that reported by Ota et al. (1995) who assigned ages of >>330 ka, ≥330 ka, 300 ka and 125 ka to T_I, T_{II}, T_{III} and T_{IV} respectively. This discrepancy likely reflects the differences in our dating methods. Ota et al. (1995) proposed ages for the WCPs by geographically correlating the preserved marine terraces in the Altos de Talinay area with those in the Coquimbo Bay area, 100 km to the north (29.9°S), where obtained ages are based on mollusk shell aminostratigraphy and electron spin resonance. However, the morphostratigraphic correlation between the two sets of terraces is not straight forward considering 1) the distance between the sites, 2) the site locations with respect to the regional tectonic setting, and 3) the numerous faults that locally displace the WCPs. Marine terraces lie at much lower elevations in the Coquimbo Bay compared with those along the Altos de Talinay. Furthermore, the terraces in the Coquimbo Bay are described to have undergone subsequent marine reoccupation (Radtke, 1987; Leonard and Wehmiller, 1992) whereas we do not observe any reoccupation in our new data set along the Altos de Talinay area. Shells in marine terraces are notorious for evolving in open systems and thus may be subject to post deposition contamination that prevents their use as a chronologic indicator (Ortlieb et al., 1992; Pedoja et al., 2006). Thus, this method does not provide a robust means of absolute dating, in contrast with the CRN method. Finally, the strong agreement between our ages and the sea-level highstands supports both the recent models of WCP formation (e.g. Lajoie, 1986; Anderson et al., 1999) as well as our ^{10}Be chronology.

6.4. Temporal variability of uplift

Based on ^{21}Ne ages of marine terraces in the Caldera-Bahía Inglesa area (27°S), 350 km to the north of our study area, Quezada et al. (2007) report a gap between 780 ka (MIS 19) and 425 ka (MIS 11). Quezada et al. (2007) propose that the absence of marine terraces during some periods of sea-level highstands could be an indicator of (1) low uplift rates during that time interval, (2) weak interstadials during this interval and/or (3) stronger erosion of the littoral topography during the MIS 11 sea-level highstand (425 ka). We also find an absence of marine terraces over a similar time interval in the Altos de Talinay area, but the ages of the

preserved marine terraces (MIS 17 and MIS 9) are not the same as those in the Caldera-Bahía Inglesa area.

In our study area, MIS 11 is not recorded in the WCPs succession although it was a major sea-level highstand. This suggests that local tectonic factors (in this case low uplift rates during this time interval) may temporarily have been the dominant control on the coastal morphology. The different chronologies of marine terrace formation in the Altos de Talinay and Caldera-Bahía Inglesa areas show that the preservation of these terraces is not simply controlled by the magnitude of interstadials. Quezada et al. (2007) proposed that stronger erosion during MIS 11 could explain the absence of marine terraces during MIS 13 to MIS 17 in the Caldera-Bahía Inglesa area. Applying the same model to the Altos de Talinay area requires stronger erosion processes during MIS 9. Why marine erosion would have been particularly efficient during MIS 11 in Caldera, and MIS 9 in the Altos de Talinay, is not clear. Thus, we interpret that the absence of marine terraces corresponding to an interval of major sea-level highstands is mainly related to local tectonic processes and indicates low and irregular uplift rates.

As we noted earlier, two factors control the morphological evolution of the coastal forearc: 1) the rate of coastal uplift and 2) the magnitude of sea-level highstands. If the uplift rate is large, the WCP formed during the previous highstand and is displaced high enough above the coastline and can be preserved even given a subsequent highstand. In contrast, if the uplift rate is small, the old WCP, being close to sea-level, is easily eroded during the following highstand (Figure 44). In fact, when a WCP is preserved in the landscape, it means that the coastal uplift has been faster than marine erosion and that tectonic uplift was the predominant factor that controlled the morphology of the coastal forearc. Whereas, when a WCP is missing in the landscape, the amount of erosion during the subsequent sea-level highstand was the predominant factor, suggesting a moderate or minor uplift rate for that interval (Figure 44).

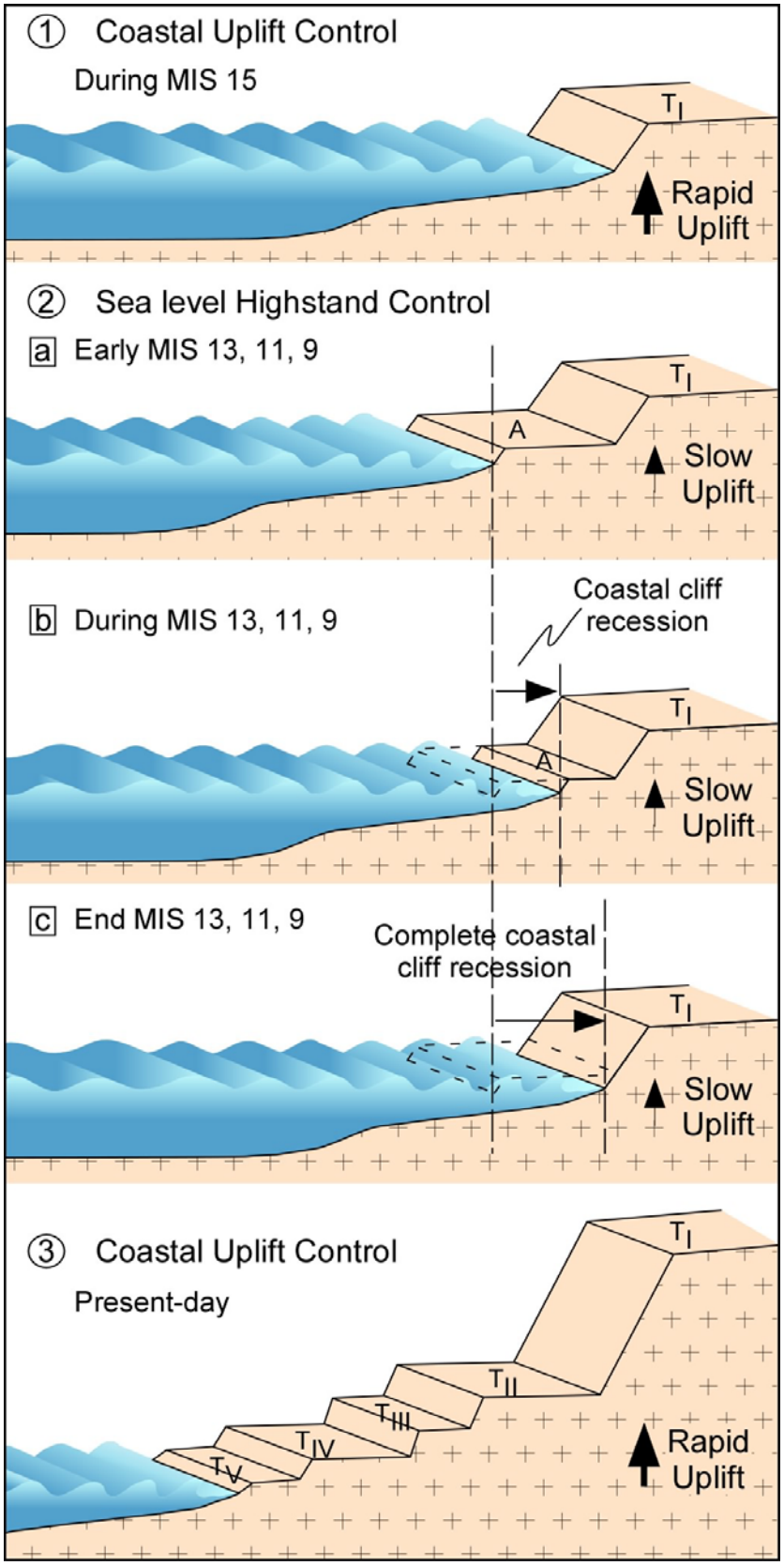


Figure 44 : Effect of the uplift rate variations on the coastal morphology in the Altos de Talinay area. When the uplift rate is high, each sea-level highstand results in the formation of a new WCP whose elevation is lower than that of the older WCP. When the uplift rate is low, marine erosion dominates the coastal morphology and may erode previously formed WCPs. "A" corresponds to a marine terrace formed during MIS 15, 13 and/or 11. See text 5.4 for full explanations.

In the present study area, there have been at least three distinct periods of morphology formation since 700 ka. In the first (following MIS 17) and third (following MISS 9c) periods, the coastal morphology has been dominated by tectonic uplift. In contrast, during the second time period (during ~250 kyr between MIS15 and MIS9), marine erosion has been predominant and terraces that formed during MIS 15, 13 and 11 were eroded by the MISS 9c highstand. This suggests that the uplift rate was lower between MIS 17 and 9, which resulted in the erosion of previous marine terraces during this sea-level highstand (Figure 44). Nevertheless, no direct evidence proves that MISS 9c eroded all of the marine terraces formed during MIS 15, 13 and 11. Alternatively, another end member model may be that each terrace formed during MIS 15, 13 and 11 eroded away during the subsequent sea-level highstand: the marine terrace formed during MIS 15 could have been eroded during MIS 13, the marine terrace formed during MIS 13 could have been eroded during MIS 11 and finally the marine terrace formed during MIS 11 could have been eroded during MISS 9c (Figure 42 and Figure 44).

Figure 45 shows the uplift rate vs. time in the Altos de Talinay area since 700 ka. The solid line corresponds to the average uplift rates calculated between each preserved WCP; gray boxes represent the corresponding error bars. The absence of some marine terraces suggests that the uplift rate has been null or low between MIS 15 and 9. The dashed line on Figure 45 corresponds to a model of uplift compatible with these data and explains the absence of marine terraces related to MIS 15, 13 and 11. As MIS 15, 13 and 11 terraces are missing from the landscape, the uplift rate calculated between MIS 17 and 9 is a mean rate. However, the uplift rate during this period is likely more variable than that represented by the overall mean rate.

Finally, we have identified at least two periods of rapid uplift since 700 ka, one between MIS 17 and 15 and one between MIS 9 and 7. The other possible period of rapid uplift, i.e. that since 6 ka, needs further confirmation before any firm conclusions can be drawn (Figure 45).

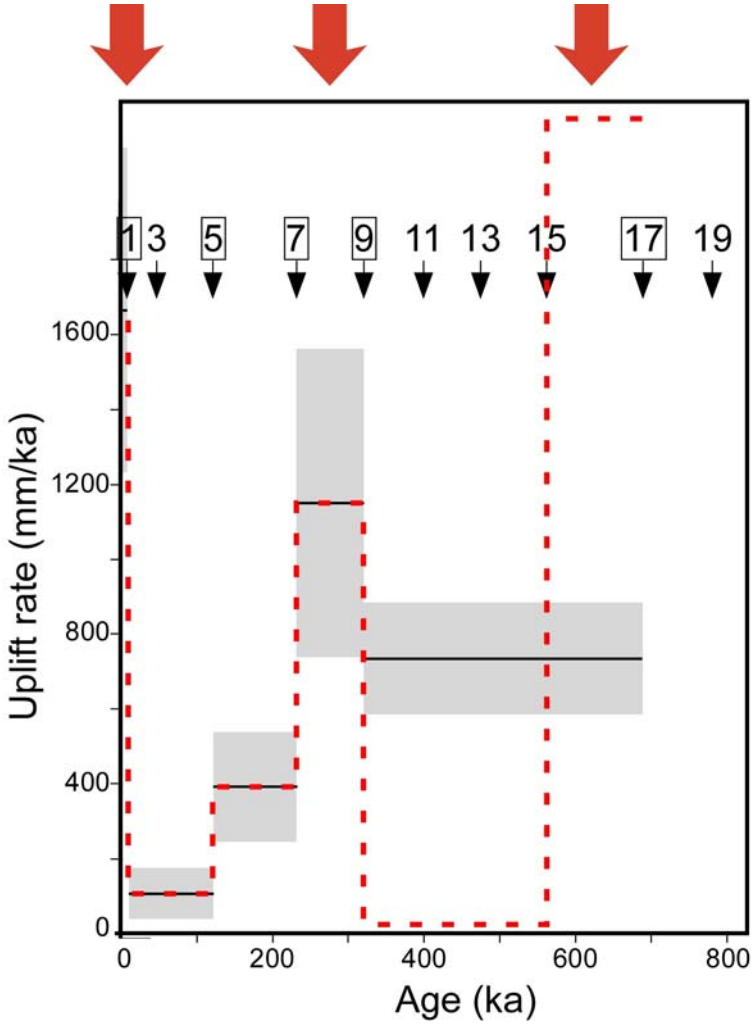


Figure 45 : Variability of uplift rate through time. The numbers correspond to the MIS of the sea-level highstands since 800 ka and the framed numbers correspond to the MIS of dated WCPs. The solid line corresponds to the average uplift rates calculated between each preserved WCP; the gray boxes represent the corresponding error bars. The dashed line corresponds to a possible model of tectonic uplift for the Altos de Talinay area compatible with WCP ages and elevations, and the absence of preserved WCP between MIS 17 and MISS 9c. The three large arrows highlight the three periods of rapid uplift, one between MIS 17 and 15, one between MIS 9 and 7 and possibly one since 6 ka. See text 5.4 for further explanations.

6.5. Causes of uplift rate variability

The difference in the records from the Altos de Talinay (an absence of MIS 17 and MIS 9 surfaces) and that at Caldera-Bahía Inglesa (missing MIS 19 and MIS 11 surfaces), suggests to us that uplift rate varies not only temporally, but also spatially along-strike. The causes of these tectonic pulses at a specific location should also be related to local coastal tectonic processes.

The WCPs were developed indifferently on a heterogeneous substratum. Therefore, lithologic variations in bedrock do not play a major role in the morphology of these terraces. The observation that T_I is more strongly deformed by normal faults than T_{II} together with the observation of no fault displacement affecting T_{III}, T_{IV} and T_V (Figure 41) suggests that fault activity is confined to time periods when the uplift rate is rapid (Figure 45). Along a fault cutting different WCPs, vertical offsets decrease toward the youngest WCPs, with no fault displacement on T_{III}, T_{IV} and T_V. Thus, local faulting in the Altos de Talinay area sometimes occurred after the formation of T_I to sometime after the formation of T_{II}, and there is no evidence that these faults have been active since the formation of T_{III}. The deformation related to faulting is also spatially variable in the Altos de Talinay area. Here, varying amounts of displacement are accommodated by the multiple faults along the coast illustrating that the area has had a complex Pleistocene tectonic history (Ota et al., 1995; Heinze, 2003).

One plausible explanation for the variability in the coastal morphology and surface uplift rates that we observe is that tectonic deformation in the forearc is strongly influenced by slab subduction processes. Indeed, the roughness of the subducted plate (e.g. irregularities, seamounts) can lead to subduction erosion and underplating of material (e.g. Hartley et al., 2000; Clift and Hartley, 2007; Encinas et al., 2007). These processes in turn are associated with offshore subsidence and onshore uplift of the active margin (Lallemand et al., 1994; Delouis et al., 1998). Clift and Hartley (2007) proposed that crustal thickening by tectonic underplating of subducted materials under the coastal regions occurs at the same time as tectonic erosion close to the trench (see also Adam and Reuther, 2000; Laursen et al., 2002; von Huene and Ranero, 2003) and thus material accreted eastward of the continental coast can explain the shift in the stress regime, from compression at the base of the forearc wedge, to extension close to the surface (Delouis et al., 1998; Adam and Reuther, 2000). In fact, deep

accretion below the coastal part of the forearc could explain the uplift contemporaneous with the activity of normal faults that we observe in the Altos de Talinay area. In this context, we suggest that the uplift rate variability and tectonic deformation are related to pulses of accretion of subducted materials at the base of the forearc wedge. This results in rapid and episodic uplift, contemporaneous with the formation or activation of normal faults. Periods of lower uplift rates might alternate with periods of higher uplift rates over time scales <<1 Myr due to topographic irregularities on the subducting plate or materiel in the trench. Thus, the changes in the Pleistocene uplift rates and activity of normal faults in this coastal part of the Chilean forearc may be a general phenomenon along oceanic-continental subduction zones. This implies that the estimation of long-term rates from geomorphologic markers on intermediate time scales may be biased by these rate changes at the 10^6 year timescale.

Nevertheless, accretion of subducted materials at the base of the forearc wedge is not the only possible mechanism responsible for strong variation in uplift rates of marine terraces in the Altos de Talinay area. With respect to the presence of marine terraces above different tectonic settings along the Andean coast, another plausible explanation for uplift rate variability could be related to the variation of the downdip position of the locked zone along the plate interface with respect to the continental forearc. Further data under process will be required to confirm this hypothesis and determine which mechanism controls the coastal uplift kinematics.

7. CONCLUSION

During the last decade, the widespread application of CRN dating methods has allowed us to decipher the geomorphic evolution of coastal areas. But still, as observed in alluvial environments, the depositional processes on marine terraces remain difficult to access. In contrast, in this study, we show that the sampling strategy from in situ-bedrock is the best approach to date WCPs using ^{10}Be surface exposure dating. The systematic sampling of successive WCPs demonstrates that it is not always suitable to correlate geomorphic markers based on chronostratigraphic observations. In the Altos de Talinay area, we show that the abandonment ages of WCPs correlate with sea-level highstands. We assign the five WCPs preserved in the Altos de Talinay area to the MIS(S)s 1, 5e, 7e, 9c and 17. These new data do not support models of WCP formation that suggest the present-day elevation of WCPs above

the modern sea-level has resulted from long-term, relatively slow, steady-state tectonic uplift of the continental margin (Cantalamessa and DiCelma, 2004). Rather, we observe that both major Pleistocene eustatic changes and coastal uplift have had a strong control on the formation of geomorphic markers within the coastal forearc. We show as well, that recent uplift rates in the Chilean coast have been highly variable during the last 700 ka at time scales intermediate between those obtained using geodetic methods (~10 yr) and those based on geological data (10^6 yr). The variability in the uplift rate we observe is likely due to localized processes linked to subduction, such as subduction erosion and underplating of subducted materials under the coastal zone. This highlights the importance of identifying several datable geomorphic markers over the timescale of interest when attempting to assess regional or local uplift rates.

ACKNOWLEDGEMENTS

To be written

REFERENCES

Adam, J., Reuther, C.-D., 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion.Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. Tectonophysics 321, 297–325.

Allmendinger, R.W., Smalley, R., Bevis, M., Caprio, H., Brooks, B., 2005. Bending the Bolivian orocline in real time. Geology 33, 905–908.

Alpers, C.N., Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, Northern Chile - evidence from supergene mineralization at La Escondida. Geological Society of America Bulletin 100, 1640–1656.

Alvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., Marquínez, J., 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. Geomorphology 93, 316–334.

Anderson, R.S., Densmore, A.L., Ellis, M.A., 1999. The generation and degradation of marine terraces. Basin Research 11, 7–19.

Audin, L., Lacan, P., Tavera, H., Bondoux, F., 2008. Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru, Tectonophysics, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.070

Beck, S., Barrientos, S., Kausel E., Reyes, M., 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. Journal of South American Earth Sciences 11, 115–129.

Benado, D.E., 2000. Estructuras y estratigrafía básica de terrazas marinas en sector costero de Altos de Talinay y Bahía Tongoy: implicancia neotectónica. Memoria, Universidad de Chile. pp. 78.

Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M., Matthews, R.K., Mesolella, K.J., 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New 230Th/234U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. Quaternary Research 4, 185–205.

Bohn Horst, T.H., 1967. Geología de la hoja Ovalle, Prov. Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas-Chile, Boletín 23, 50–54.

Bradley, W.C., Griggs, G.B., 1976. Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms. Geological Society of America Bulletin 87, 433–449.

Brocard, G.Y., van der Beek, P.A., Bourlès, D.L., Siame, L.L., Mugnier, J.-L., 2003. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. Earth and Planetary Science Letters 209, 197-214.

Bull, W.B., 1985. Correlation of flights of global marine terraces, in: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), Tectonic Geomorphology. The Binghamton Symposia in Geomorphology: Internat. Series 15. Allen and Unruh, Boston, pp. 129–152.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, Malden, USA.

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

Chappell, J.M., 1983. A revised sea-level record for the last 300,000 years from Papua New Guinea. Search 14, 99–101.

Chávez, C., 1967. Terrazas de abrasión. In Thomas, H., Geología de la hoja Ovalle, provincia de Coquimbo. lnstituto de lnvestigaciones Geológicas , Boletín 324, 137–140.

Chéry, J., Vernant, P., 2006. Lithospheric elasticity promotes episodic fault activity. Earth and Planetary Science Letters 243, 211–217.

Clift, P.D., Hartley, A.J., 2007. Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. Geology 35, 503–506.

CRONUS-Earth online cosmogenic-nuclide calculators. http://hess.ess.washington.edu/math/

de Lange, W.P., Moon, V.G., 2005. Estimating long term cliff recession rates from shore platform widths. Engineering Geology 80, 292.

Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process.Geophysical Journal International 132, 302–338.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. Geophysical Research Letters 21, 2191–2194.

DeVries, T., 1988. The geology of late Cenozoic marine terraces (tablazos) in northwestern Peru.Journal of South American Earth Sciences 1, 121–136.

Dunai, T.J., González-López, G.A., Juez-Larré, J., 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. Geology 33, 321–324.

Emparan, C., Pineda, G., 2006. Geología del Área Andacollo–Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 1/100 000, Serie Geológica Básica 96.

Encinas, A., Finger, K.L., Nielsen, S.N., Lavenu, A., Buatois, L.A., Peterson, D.E., Le Roux, J.P., 2007. Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile. Journal of South American Earth Sciences, doi: 10.1016/j.jsames.2007.07.001

Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., Chappell, 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.

Friedrich, A.M., Wernicke, B.P., Niemi, N.A., Bennett R.A., Davis, J.L., 2003. Comparison of geodetic and geologic data from the Wasatch region, Utah, and implications for the spectral character of Earth deformation at periods of 10 to 10 million years. Journal of Geophysical Research 108, 2199, doi:10.1029/2001JB000682.

Gardi, A., Lemoine, A., Madariaga, R., Campos, J., 2006. Modeling of stress transfer in the Coquimbo region of central Chile. Journal of Geophysical Research 111, B04307, doi:10.1029/2004JB003440.

Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews 20, 1475–1560.

Goy, J.L., Macharé, J., Ortlieb, L., Zazo, C., 1992. Quaternary shorelines in Southern Peru: A record of global sea level fluctuations and tectonic uplift in Chala Bay. Quaternary International 15, 99–112.

Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E.R., 2000. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. Tectonics 19, 814–833.

Hartley, A.J., 2003. Andean uplift and climate change. Journal of Geological Society of London 160, 7–10.

Hartley, A.J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S.J., Jolley, E.J., 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. Geology 28, 331–334.

Heinze, B., 2003. Active intraplate faulting in the forearc of north central Chile (30°–31°S): implications from neotectonic field studies, GPS data, and elastic dislocation modelling. Scientific Technical Report, Geoforschungszentrum, Potsdam.

Herm, D., 1969. Marines Pliozän und Pleistozän in nord und mittel Chile unterbesonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken Faunen. Zitteliana 2.

Hsu, J.T., 1992. Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude. Quaternary International 15–16, 87–97.

Kim, K.J., Sutherland, R., 2004. Uplift rate and landscape development in southwest Fiordland, New Zealand, determined using ^{10}Be and ^{26}Al exposure dating of marine terraces. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68, 2313–2319.

Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P.W., Wieler, R., 2007. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. Geomorphology 83, 97–120.

Lajoie, K.R., 1986. Coastal tectonics, Active tectonics. National Academy Press, Washington D.C., pp. 95–124.

Lajoie, K.R., Ponti, D.J., Powell, C.L.I., Mathieson, S.A., Sarna-Wojcicki, A.M., 1991. Emergent marine strandlines and associated sediments, coastal California: A record of Quaternary sea level fluctuations, vertical tectonic movements, climatic changes, and coastal processes, in: Morrison, R.B. (Ed.), Quaternary nonglacial geology: Conterminous U.S.. Boulder, CO, Geological Society of America, Geology of North America, pp. 190–203.

Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces - In situ nuclide production rates and erosion models. Earth and Planetary Science Letters 104, 424–439.

Lallemand, S.E., Schnurle, P., Malavielle, J. 1994. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. Journal of Geophysical Research 99, 12033–12055.

Lambeck, K., Ezat, T.M., Potter, E.-K., 2002. Links between climate and sea levels for the past three millions years. Nature 419, 199–206.

Laursen, J., Scholl, D.W., von Huene, R., 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. Tectonics 21, 1038, doi:10.1029/2001TC901023.

Lemoine, A., Campos, J., Madariaga, R., 2001. Evidence for earthquake interaction in the Illapel gap of Central Chile. Geophysical Research Letters 28, 2743–2746.

Leonard, E. M., Wehmiller, J. F., 1992. Low Uplift Rates and Terrace Reoccupation Inferred from Mollusk Aminostratigraphy, Coquimbo Bay Area, Chile. Quaternary Research, 38, 246–259.

Le Roux, J., Olivares, D., Nielsen, S., Smith, N., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S., 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behavior, local tectonics and eustatic sea level changes: Coquimbo Formation (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. Sedimentary Geology 184, 133–153.

Macharé, J., Ortlieb, L., 1992. Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. Tectonophysics 205, 97–108.

Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., Comte, D., 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). Tectonophysics 394, 193–219.

Merritts, D.J., Bull, W.B., 1989. Interpreting Quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, Northern California, from uplifted marine terraces. Geology 17, 1020–1024.

Muhs, D.R., Kelsey, H.M., Miller, G.H., Kennedy, G.L., Whelan, J.F., 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.

Ortlieb, L., 1987. Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique. Etudes et thèses, ORSTOM, Paris, 779 + 257 p.

Ortlieb, L., Ghaleb, B., Hillaire-Marcel, C., Macharé, J., Pichet, P., 1992. Déséquilibres U/Th, rapports allo/isoleucine et teneurs en ^{18}O des mollusques de dépôts littoraux pléistocènes du sud du Pérou : une base d'appréciation chronostratigraphique. Compte Rendu de l'Académie des Sciences 314, 101–107.

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.-L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996. Coastal deformation and sea level changes in northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. Quaternary Science Reviews 15, 819–831.

Ota, Y., Miyauchi, T., Paskoff, R., Koba, M., 1995. Plio-Quaternary terraces and their deformation along the Altos de Talinay, North-Central Chile. Revista Geológica de Chile 22, 89–102.

Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., Boroschek, R., Astroza, M., 2002. The October 15, 1997 Punitaqui Earthquake (Mw = 7.1); a destructive event within the subducting Nazca Plate in Central Chile. Tectonophysics 345, 199–210.

Paskoff, R., 1966. Terrasses littorales et tectonique récente entre l'embouchure du Río Limari et la baie Teniente, province de Coquimbo, Chili. Revista Geográfica 65, 57–67.

Paskoff, R., 1970. Recherches géomorphologiques dans le Chili semi aride, Biscaye Frères, Bordeaux.

Pedoja, K., 2003. Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou) : relations avec le contexte géodynamique. Ph.D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 351 p.

Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., Labrousse, B., 2006. Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. Marine Geology 228, 73–91.

Perg, L.A., Anderson, R.S., Finkel, R.C., 2001. Use of a new ^{10}Be and ^{26}Al inventory method to date marine terraces, Santa Cruz, California, USA. Geology 29, 879–882.

Quezada, J., Gonzalez, G., Dunai, T., Jensen, A., Juez-Larre, J., 2007. Pleistocene littoral uplift of northern Chile: ^{21}Ne age of the upper marine terrace of Caldera-Bahia Inglesa area. RevistaGeológica De Chile 34, 81–96.

Radtke, U., 1987. Marine terraces in Chile (22°-32° S) - Geomorphology, Chronostratigraphy, and Neotectonics. Congress of the International Union for Quaternary Research 12, 1–247.

Regard, V., Bellier, O., Braucher, R., Gasse, F., Bourles, D., Mercier, J., Thomas, J.-C., Abbassi, M.R., Shabanian, E., Soleymani, Sh., 2006. ^{10}Be dating of alluvial deposits from Southeastern Iran (the Hormoz Strait area). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 242, 36–53.

Rosenbloom, N.A., Anderson, R.S., 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 99, 14013–14029.

Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sebrier, M., Cushing, M., Bourles, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., Yiou, F., 2004. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). Earth and Planetary Science Letters 220, 345–364.

Siame, L., Bourlès, D.L., Brown, E.T., 2006. In Situ-produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes. Geological Society of America, ISBN 0813724155, 9780813724157, 146 p.

Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.-K., 2006. Eustatic sea-level during past interglacials, in: Sirocko, F., Litt, T., Claussen, M., Sanchez-Goni, M.-F. (Eds.), The climate of past interglacials. Elsevier, Amsterdam, pp. 75–92.

Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 105, 23753–23759.

Trenhaile, A.S., 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. Marine Geology 166, 163.

Vassallo, R., Ritz, J.-F., Braucher, R., Jolivet, M., Carretier, S., Larroque, C., Chauvet, A., Sue, C., Todbileg, M., Bourlès, D., Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., 2007. Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. Tectonics 26, TC5013, doi:10.1029/2006TC002081.

von Huene, R., Ranero, C.R., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment starved convergent margin off Antofagasta, Chile. Journal of Geophysical Research 108, 2079.

Yañez, G.A., Ranero, C.R., von Huene, R., Diaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. Journal of Geophysical Research 106, 6325–6345.

Zazo, C., Ortlieb, L., Goy, J.L., Macharé, J., 1994. Fault tectonics and crustal vertical motions on the coastal of southern Peru. Bulletin INQUA Neotectonics Commission 17, 31–33.

Zazo, C., 1999.Interglacial sea levels. Quaternary International 55, 101–113.

4.1.1.2. Au sud de la baie de El Teniente (31°S)

Au sud de la baie de El Teniente, la morphologie côtière change : on n'y distingue plus que 2 ou 3 niveaux de terrasses : les niveaux T_V, T_{IV} et T_I (Figure 36 ; Figure 46). Ces trois niveaux sont des niveaux de terrasses d'abrasion marine érodés dans le substratum rocheux et recouverts de dépôts littoraux et de débris de taille variable (<50 cm de diamètre). T_V et T_{IV} sont peu développées et très étroites alors que T_I est très étendue et pentée vers la mer. T_V et/ou T_{IV} sont séparées de T_I par un grand escarpement d'environ 100 m de hauteur en moyenne (Figure 46). T_I semble être une terrasse composite, subdivisée en deux niveaux. En effet, sur le profil GPS cinématique, on distingue un escarpement de faible pente, de ~20 m de hauteur, séparant un niveau supérieur T_{Ia}, d'un niveau inférieur T_{Ib} (Figure 46 et Figure 47).

La surface de cette terrasse est décalée sur toute sa longueur par une faille majeure, la faille Quebrada del Teniente (Paskoff, 1970), orientée NNW-SSE et atteignant ~25 km de longueur totale (Figure 46 et Figure 48 ; Cf. 4.1.1.1). La faille, juste au sud de la baie de El Teniente, a un rejet de ~40 m et présente un pendage vers l'Est.

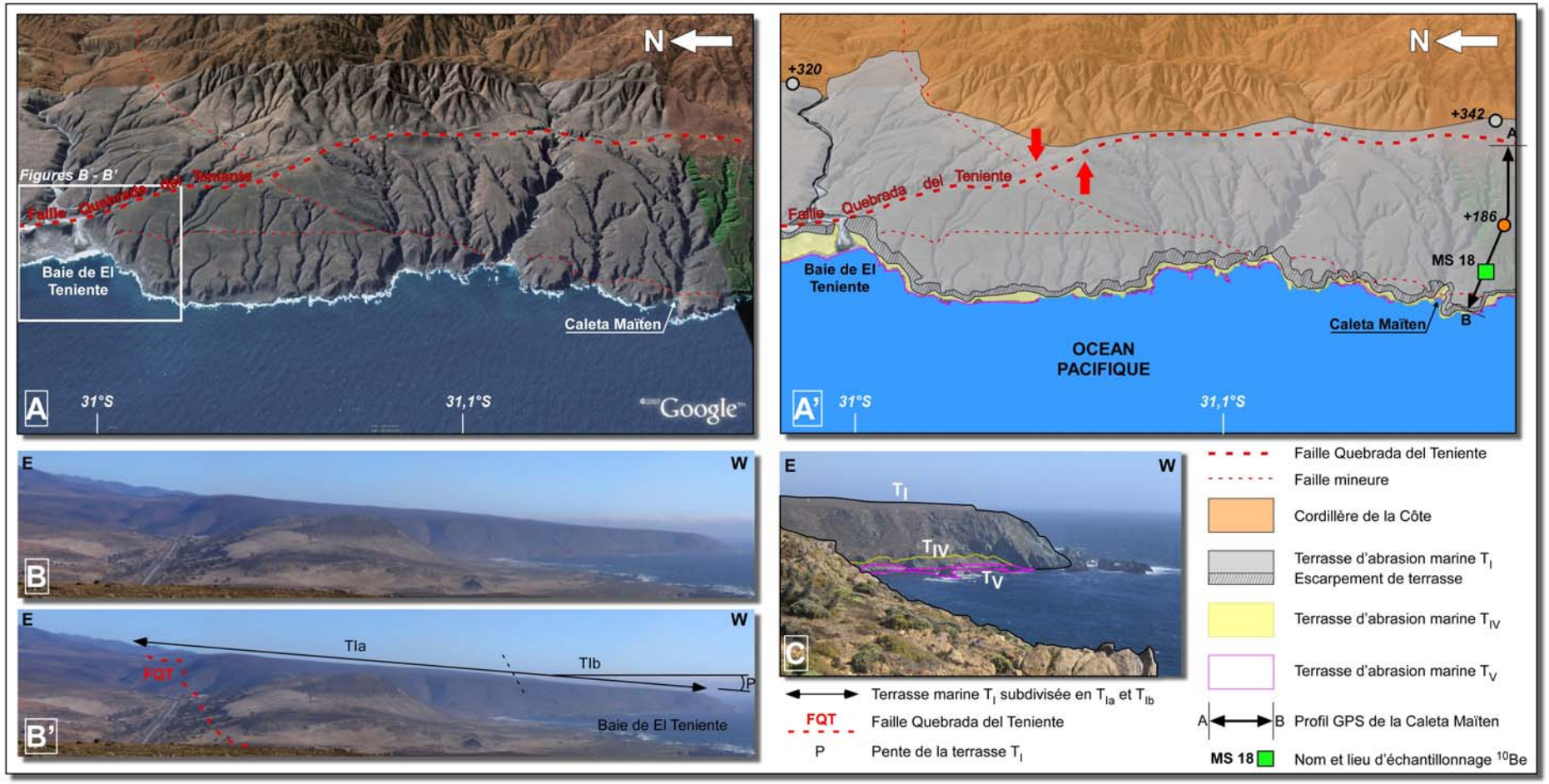


Figure 46 : A – Image satellite issue de Google Earth de la zone au sud de la Baie de El Teniente (31°S). A' – Cartographie de la morphologie côtière dans cette même zone. Au sud de 31°S, on distingue trois niveaux de terrasses marines seulement : T_V, T_{IV} et T_I (composite). Les chiffres associés aux cercles correspondent à l'altitude des pieds de falaise : +320 m à T_I, +342 m à T_{Ia} et +186 m à T_{Ib}. B et B' – Panorama de la terrasse marine composite T_I. A noter, la forte pente de T_I vers la mer. C – Photographie de l'escarpement de T_I qui plonge parfois directement dans la mer. Photographie prise vers le Sud et depuis le cap au sud de la Caleta Maïten.

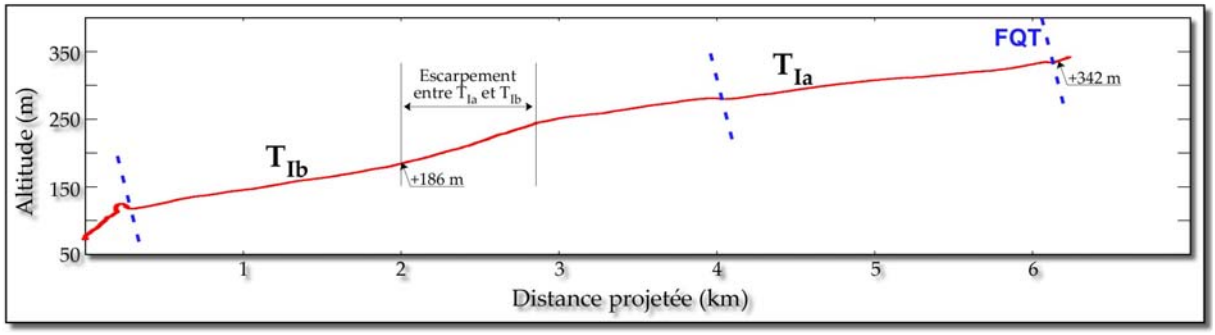


Figure 47 : Profil GPS cinématique de la Caleta Maïten (Cf. Figure 46 A' pour la localisation du profil). Les traits en pointillés bleus indiquent le tracé des failles. FQT : Faille Quebrada del Teniente.

Figure 48 : Panorama de la faille Quebrada del Teniente (FQT), au niveau de la baie del Teniente (31°S).

4.1.1.2.1. Datations complémentaires : la zone de la Caleta Maïten

Dans la zone de la Caleta Maïten, nous avons échantillonné les deux niveaux qui composent la terrasse T_I, de part et d'autre de l'escarpement. Cependant, nous n'avons pu obtenir des résultats que pour T_{Ib}. Les échantillons récoltés sur T_{Ia} n'ont pas pu être analysés, avec la méthode au ^{10}Be, car ils ne contenaient pas assez de quartz. Les trois échantillons analysés sont des morceaux de blocs de granitoïde qui reposent à la surface de la terrasse T_{Ib}. Les échantillons ont donné des âges de 466 ± 55 ka, 516 ± 65 ka et 708 ± 89 ka. Les âges obtenus sont variables et indiquent une grande part d'héritage. L'âge le plus jeune est celui qui devrait présenter le moins d'héritage et qui est donc le plus proche de l'âge réel de la terrasse. Ainsi, on peut en déduire que l'âge de la terrasse T_{Ib} est inférieur ou égal à 466 ± 55 ka. A l'inverse, l'échantillon à 708 ± 89 ka est comparable à celui du niveau de terrasse T_I, daté plus au Nord à 679 ± 16 ka (Erreur de 2σ ; Cf. 4.1.1.1). On peut supposer que cet échantillon provient d'un niveau supérieur, plus haut et plus vieux que la terrasse T_{Ib}. Il pourrait être associé au niveau T_{Ia} et aurait été transporté et déposé depuis T_{Ia} jusqu'à T_{Ib}.

4.1.1.2.2. Corrélations des âges obtenus à la Caleta Maïten avec les stades isotopiques

Nous avons fait l'hypothèse que l'âge de la terrasse TIb est inférieur ou égal à ~466 ka. Le stade isotopique le plus proche, tout en étant plus récent, correspond au stade isotopique (SI) 11 (~405 ± 10 ; Table 3). Or, ce stade isotopique n'a jamais été enregistré le long de la zone côtière des Altos de Talinay (Cf. 4.1.1.1). Ainsi, soit nous avons pu mettre en évidence le niveau associé au SI 11, préservé uniquement dans cette zone, soit l'âge de la terrasse est nettement inférieur à 466 ka et la terrasse serait associée au SSI 9c. Toutefois, l'âge du SSI 9c correspond à ~321 ± 6 ka (Cf. Table 3) et semble beaucoup trop éloigné de l'âge de l'échantillon que ne l'est le SI 11.

4.1.1.2.3. Interprétations

Au sud de la baie de El Teniente, la terrasse marine, originellement appelée T_I et attribuée au SI 17 (~690 ka ; Table 3), est en fait composée de deux niveaux de terrasses : un niveau T_{Ia} à +342 m, attribué au SI 17 et un niveau T_{Ib} à +186 m, attribué au SI 11. Le long des Altos de Talinay, c'est le seul endroit où le stade isotopique 11 aurait pu être préservé et identifié. La préservation de ce niveau est en partie liée à la présence de la faille Quebrada del Teniente qui, au vu de la pente des niveaux T_{Ia} et T_{Ib}, a soulevé et basculé ce bloc de la zone côtière et favorisé la préservation du SI 11. Ce basculement vers l'Ouest de la côte dans cette zone peut aussi expliquer l'absence des niveaux de terrasses T_{II} et T_{III}, préservés plus au Nord. L'immersion de ces niveaux qui avaient pu s'être formés lors des SSI 9c (321 ± 6 ka) et 7e (232,5 ± 2,5 ka ; Table 3) aurait permis leur érosion. Ceci implique que la faille Quebrada del Teniente a joué après le stade isotopique 7e et avant le SSI 5e (122 ± 7 ka ; Table 3), qui, lui, est préservé dans cette région.

4.1.2. Les cordons littoraux de la baie de Tongoy

La baie de Tongoy comprend trois niveaux de terrasses marines, érodées dans les séries sédimentaires marines et continentales de la Formation Coquimbo, entre +6 m et +190-200 m d'altitude environ (Figure 36 ; Figure 49). Ces trois niveaux ont pu être corrélés morphologiquement aux niveaux érodés sur les flancs des Altos de Talinay, TV, TIV et TII. Nous avons corrélé la terrasse marine la plus ancienne et la plus haute, dans la baie de Tongoy, avec la terrasse d'abrasion marine TII des Altos de Talinay mais elle apparaît anormalement large. Il est possible que cette terrasse soit une terrasse composite, constituée de plusieurs niveaux ou réoccupée lors des variations successives du niveau marin. De nombreux cordons littoraux, concaves vers le nord et parallèles au littoral actuel de la baie, sont préservés sur les terrasses marines, jusqu'à une altitude de ~135-140 m, un même niveau de terrasse pouvant présenter plusieurs cordons sur sa surface (Figure 49). Les cordons sont composés de dépôts calcaires blancs contenant de nombreux fossiles d'âge pléistocène, appelés Losa (Bohnhorst, 1967). Chaque cordon littoral correspond à une ancienne position de la paléo-ligne de rivage liée au retrait progressif de la mer lors des régressions pléistocènes. Contrairement à l'altitude du pied de falaise d'une terrasse marine, qui matérialise le niveau marin maximum atteint lors des périodes interglaciaires, l'altitude des cordons littoraux ne peut pas être reliée aux phases de haut niveau marin (Ortlieb, 1987) mais aux phases de régression d'un haut niveau marin. Les cordons littoraux postdatent ainsi les terrasses marines sur lesquelles ils reposent et permettent d'en déduire un âge minimum. Cependant, on peut considérer que le dépôt des cordons littoraux préservés sur l'ancien platier des terrasses marines se fait au tout début des régressions marines car le dénivelé au niveau du platier est très faible, de l'ordre de quelques mètres seulement, et la chute du niveau marin est ainsi rapide.

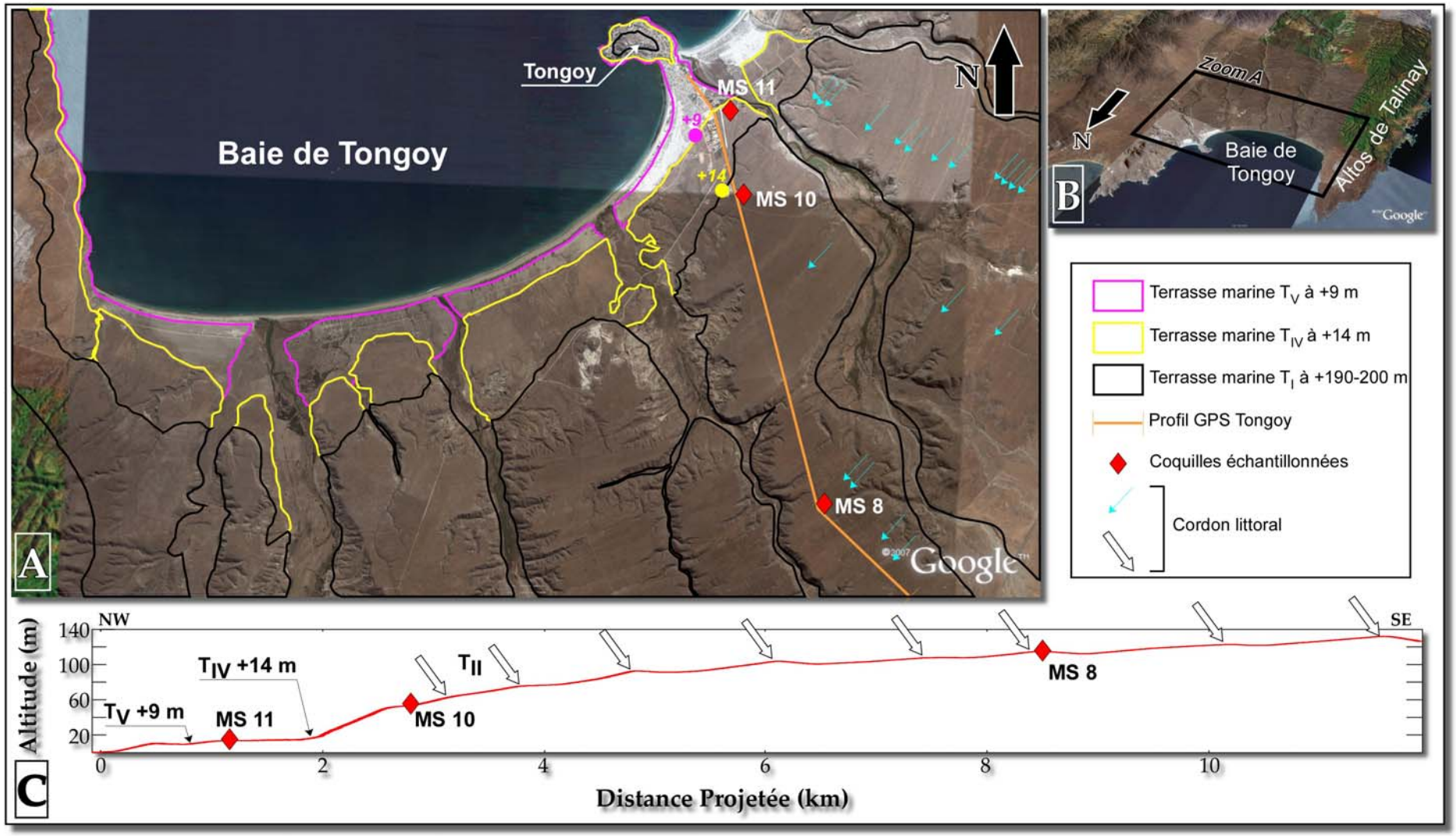


Figure 49 : Les cordons littoraux et les terrasses marines de la baie de Tongoy. A – Image satellite de la baie issue de Google Earth. Les flèches bleues indiquent quelques uns des cordons littoraux, concaves vers le Nord et parallèles au rivage, qui reposent sur les différents niveaux de terrasses marines. B – Localisation du zoom A. C – Profil GPS cinématique de Tongoy qui recoupe les trois niveaux de terrasses marines et de nombreux cordons littoraux.

4.1.2.1. Datation U-Th des coquilles contenues dans les cordons littoraux/dépôts de terrasses marines.

Nous avons daté, avec la méthode U-Th, une terrasse marine de dépôts et deux cordons littoraux de la baie de Tongoy ainsi que la levée de plage actuelle afin d'évaluer si les coquilles des cordons successifs ont évolué en système ouvert, c'est-à-dire si elles ont été contaminées (Cf. Théorie 3.1.2).

Nous avons échantillonné des coquilles contenues dans les dépôts de la terrasse T_{IV} à +14 m, dans les cordons littoraux à +48 m et +115 m et dans la levée de plage actuelle à 0 m d'altitude. Les cordons littoraux à +48 m et +115 m reposent sur la terrasse marine T_I. Les âges obtenus sont reportés sur la Figure 50. L'échantillon de la levée de plage actuelle a bien un âge de 0 an et permet de définir la courbe d'évolution à suivre afin de déterminer si les autres échantillons ont été contaminés ou non. Les échantillons MS 11.1 et MS 11.2 appartiennent aux dépôts de la terrasse T_{IV} et suivent assez bien la courbe d'évolution définie par les coquilles actuelles (MS 12). L'âge obtenu est compris entre ~114 et ~132 ka, ce qui donne un âge moyen de ~123 ± 10 ka. L'échantillon MS 10 du cordon à +48 m suit parfaitement l'isochrone mais l'âge obtenu (450 ka) est à la limite de la méthode, là où les isochrones sont très rapprochées (400 ka ; Figure 50). On peut donc dire que l'âge est supérieur à 400 ka. Quant à l'échantillon MS 8 du cordon littoral à +115 m, il ne suit pas du tout l'isochrone définie par les coquilles actuelles. Les coquilles échantillonnées en ce point ont évolué dans un système ouvert depuis leur fossilisation et ont fortement été contaminées.

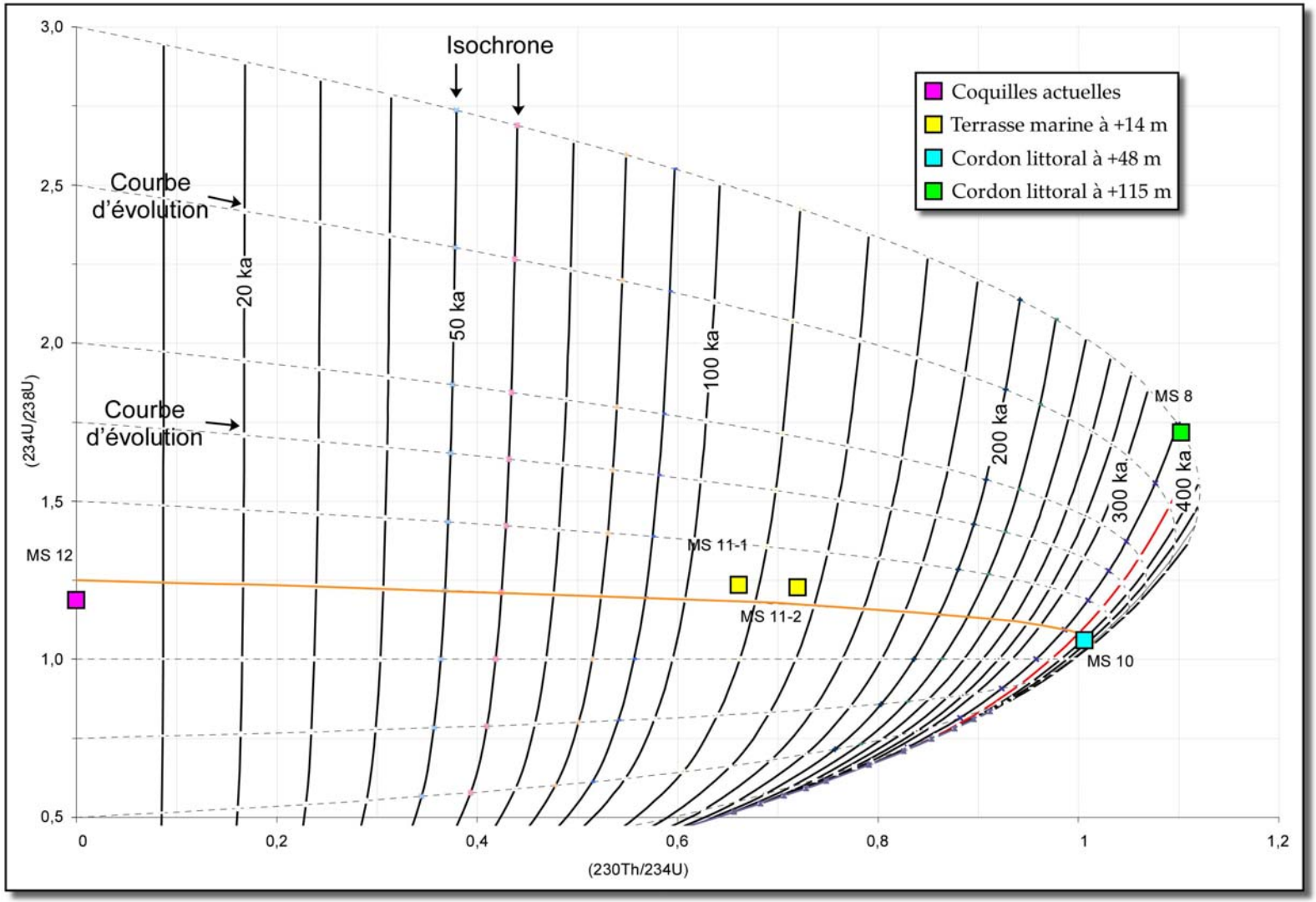


Figure 50 : Les résultats de l'analyse U-Th, des coquilles échantillonnées dans les dépôts de terrasse et les cordons littoraux ainsi que celles de la levée de plage actuelle, sur un abaque U-Th. Les lignes continues noires sont des isochrones et les lignes en pointillés sont des courbes d'évolution. MS 12, MS 11 et MS 10 suivent la même courbe d'évolution (ligne orange). MS 8 est en dehors de cette courbe d'évolution et a été probablement pollué.

En conclusion de la datation U-Th des cordons littoraux :

Les coquilles échantillonnées, dans les dépôts de la terrasse marine T_{IV} à +14 m, ont fourni des résultats radiochronologiques satisfaisants. Elles donnent un âge de ~123 ± 10 ka pour la terrasse T_{IV}. L'échantillon du cordon à +48 m n'a pas été contaminé, mais l'âge obtenu est supérieur à 400 ka, limite de la méthode. Enfin, l'échantillon du cordon à +115 m n'a pas évolué dans un système fermé depuis sa fossilisation et a été sujet à des contaminations.

4.1.2.2. Corrélations des cordons littoraux/terrasse marine aux stades isotopiques.

La terrasse T_{IV} à +14 m a été datée à 123 ± 10 ka et correspond au sous-stade isotopique 5e (122 ± 7 ka ; Table 3). Quant au cordon littoral à +48 m daté à plus de 400 ka, il peut au moins être associé à la régression marine qui suivit le stade isotopique 11 (405 ± 10 ka ; Table 3).

4.1.2.3. Interprétations

La terrasse marine de dépôts T_{IV}, dans la baie de Tongoy, a été associée au SSI 5e. Sur le flanc occidental des Altos de Talinay, une terrasse d'abrasion marine (Terrasse $T_{IV)}$) de cet âge est bien représentée. La terrasse T_{IV} a donc bien été formée lors du SSI 5e, aussi bien le long des Altos de Talinay, sur l'océan ouvert, que dans la baie de Tongoy.

Le cordon littoral à +48 m a été associé au SI 11 et repose sur la terrasse marine appelée T_{II}, dans la baie de Tongoy. Or, la terrasse d'abrasion marine T_{II} a été associée au SSI 9c le long du flanc occidental des Altos de Talinay. Ceci suggère que, dans la baie de Tongoy, la terrasse T_{II}, portant le cordon littoral +48 m associé au SI 11, serait associée au SI 11 ou est une surface composite, c'est-à-dire que différents niveaux associés à différents stades isotopiques se succèdent le long de cette même terrasse T_{II}. Aucun escarpement ne sépare entre eux ces niveaux correspondants à différents stades isotopiques. Cette configuration implique un soulèvement faible mais surtout régulier, au regard des variations du niveau de la mer, qui empêche la formation d'escarpements. Enfin, ce cordon littoral pourrait être corrélé avec le niveau de terrasse d'abrasion marine daté au sud de la baie de El Teniente et associé au SI 11 (Cf. 4.1.1.2).

Sites	Terrasses marines/ Cordons littoraux	Altitude du pied de falaise (m)	Age 10Be ou U-Th (ka)	SI	Age SI (ka)	Ages SI d'après	Altitude du haut niveau marin (m)	Altitude du haut niveau marin d'après
Altos de Talinay	TI	425 ± 15	679 ± 8	17	690	Murray-Wallace, 2002 Pirazzoli et al., 1991 Cutler et al., 2003	-15 ± 15	Murray-Wallace, 2002; Pirazzoli et al., 1991; Cutler et al., 2003.
	TII	170 ± 20	321 ± 1	9c	321 ± 6	Stirling et al., 2001	+2.5 ± 5.5	Schellmann et Radtke, 2004
	TIII	55 ± 5	225 ± 12	7e	232.5 ± 2.5	Li et al., 1989	-10 ± 5	Antonioli et al., 2004; Li et al., 1989; Lundberg et Ford, 1994; Toscano et Lundberg, 1999.
	TIV	25 ± 3	123 ± 14	5e	122 ± 7	Stirling et al., 1998	+3 ± 3	Schellmann et Radtke, 2004
	TV	6 ± 1	11 ± 2	1	6 ± 1	Fleming et al., 1998 ; Lambeck et al., 2002	-4 ± 1	Fleming et al., 1998 Lambeck et al., 2002
	Actuel			0	0		0	
Caleta Maïten	+ 342 m	342 ± 5	x	17	690	Murray-Wallace, 2002 Pirazzoli et al., 1991 Cutler et al., 2003	-15 ± 15	Murray-Wallace, 2002; Pirazzoli et al., 1991; Cutler et al., 2003.
	+186 m	186 ± 4	466 ± 55	11	405 ± 10	McManus et al., 2003	0 ± 10	McManus et al., 2003
	Actuel			0	0		0	
Baie de Tongoy	+48 m	48 ± 1	>400	11	405 ± 10	McManus et al., 2003	0 ± 10	McManus et al., 2003
	TIV	14 ± 1	~123 ± 10	5e	122 ± 7	Stirling et al., 1998	+3 ± 3	Schellmann et Radtke, 2004
	Actuel			0	0		0	

Table 3 : Table récapitulative des données concernant les terrasses marines et les cordons littoraux étudiés dans le centre-nord du Chili : altitude du pied de falaise de chaque terrasse et altitude des cordons littoraux, âges obtenus, corrélations de chaque marqueur aux stades isotopiques, âge des stades isotopiques, altitude du niveau marin atteinte lors des stades et leurs références dans la littérature.

4.2. La côte sud du Pérou

4.2.1. Introduction

La côte Sud du Pérou présente de nombreux indicateurs d'un soulèvement côtier important au moins depuis le Pliocène. Ces mouvements verticaux ne sont pas continus le long de la côte péruvienne, et on peut la diviser en trois domaines : 1) la côte Nord du Pérou, au Nord de 7°S de latitude, en soulèvement et qui présente des niveaux de terrasses marines très étendus (plusieurs kilomètres de large), appelés « Tablazos » (Devries, 1986, 1988). 2) La côte centrale du Pérou, entre 7° et 14°S de latitude, n'a pas été soulevée au Quaternaire mais, en revanche, elle subirait une subsidence. Et enfin, 3) la côte Sud du Pérou, au Sud de 14°S de latitude, qui présente un comportement différent selon les secteurs (Figure 51).

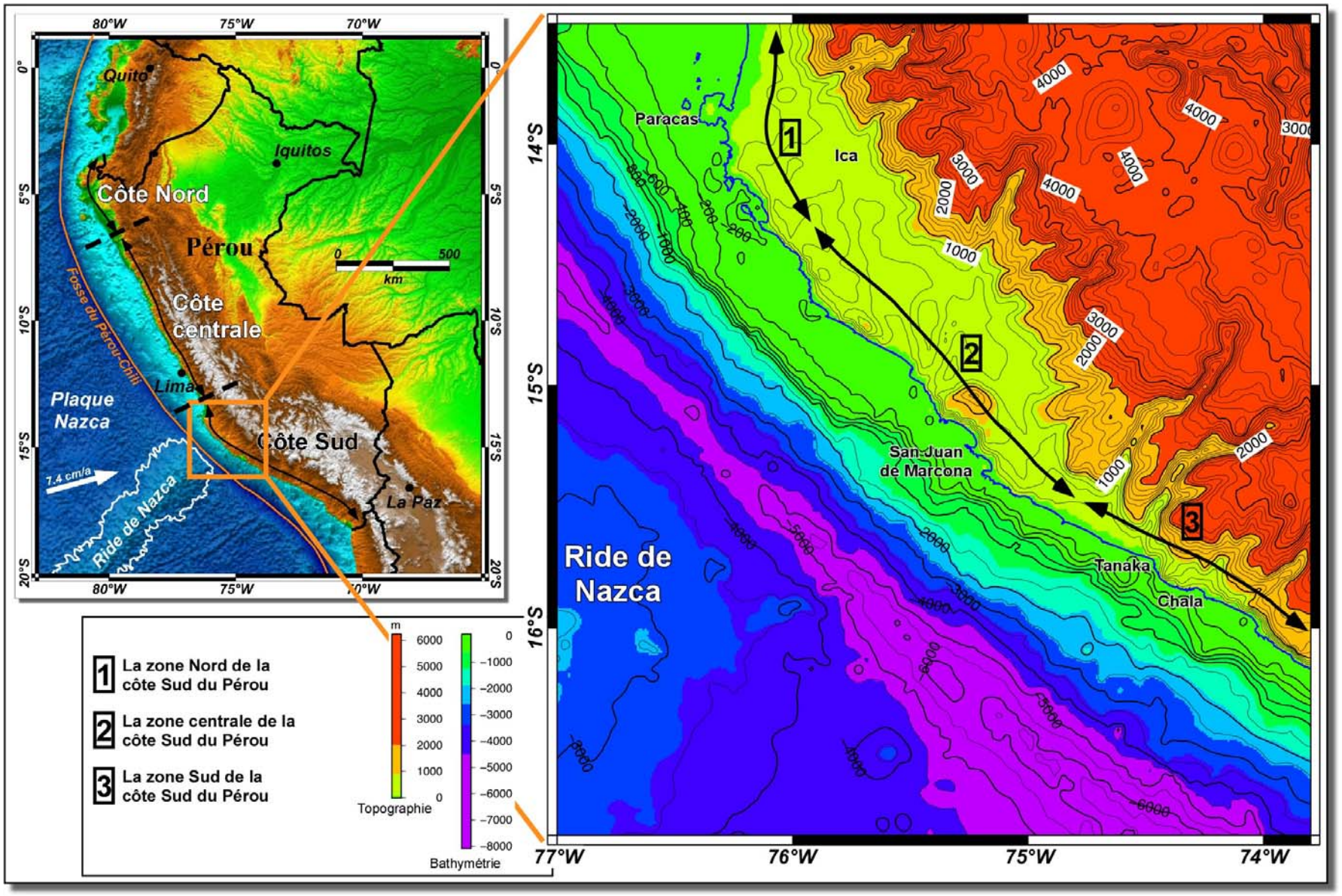
Cette partie de la côte du Pérou est caractérisée, au Nord, par la Péninsule de Paracas (~14°S) et le rapprochement de la ligne de côte vers la fosse de subduction, vers l'Ouest. Macharé et Ortlieb (1992) proposent de subdiviser la côte Sud du Pérou en trois zones à partir de critères morphologiques. La zone Nord (13°30'S-14°15'S), la zone centrale (14,25°S-15,5°S) et la zone Sud, au Sud de 15,5°S (Figure 51). Dans la zone Nord, la Cordillère de la Côte est de faible altitude, une falaise côtière abrupte et bien développée, recoupée par de nombreuses failles normales parallèles à la côte. Seulement quelques niveaux de terrasses marines d'âge inconnu (Pléistocène moyen ? ; Hsu, 1988) peuvent être observés. Cependant, aucun sédiment d'âge Pléistocène n'a été observé dans la zone de Paracas, uniquement des dépôts soulevés de la Formation Choros, Chacaltay et Pisco (Pliocène) qui composent les falaises côtières. Cette zone semble donc avoir subi un soulèvement côtier à la fin du Pliocène (?), puis, plus récemment, une subsidence. Cette dynamique de la côte est liée au passage en subduction de la ride de Nazca et à sa migration vers le Sud-est, entraînant le soulèvement de la côte à l'avant et sa subsidence à l'arrière (Macharé et Ortlieb, 1992 ; Hampel, 2002 ; Hampel et al., 2004).

Dans la zone centrale, la Cordillère de la Côte est bien développée, les points culminants atteignent 1000 m - 1200 m d'altitude. La zone côtière y est large et présente de nombreux niveaux de terrasses marines étagées en séquences. Les plus anciens dépôts de terrasse d'âge Pliocène-début Pléistocène ont été observés jusqu'à une altitude de +800 m dans la zone de San Juan de Marcona (Macharé et Ortlieb, 1992) indiquant un soulèvement côtier important, considéré comme le plus fort le long de la côte péruvienne. La limite Nord de la zone

centrale correspond à la présence des premiers niveaux de terrasses marines préservés le long de la côte, vers le Sud.

Dans la zone Sud, la Cordillère de la Côte est aussi bien développée, les sommets atteignent 1000 m - 1200 m d'altitude. Les plus hauts niveaux de terrasses marines pléistocènes n'atteignent plus que 250 m d'altitude (Huamán, 1985 ; Macharé et Ortlieb, 1992). De nombreux niveaux de terrasses marines de dépôts se développent dans les baies, à l'embouchure des rivières. Quelques niveaux de terrasses d'abrasion marine ont été préservés le long de la côte, vers le Sud, au-dessus des falaises côtières.

Figure 51 (page suivante) : Les trois domaines morphologiques de la côte péruvienne ainsi que les trois sous-domaines de la côte sud-péruvienne, différenciés suivant les mouvements verticaux côtiers subis et le type de marqueurs géomorphologiques préservés (Cf. texte) (modifié d'après Macharé et Ortlieb, 1992).


80°W
75°W
70°W
0°
5°S
10°S
15°S
20°S
Quito
Iquitos
Côte Nord
Pérou
Côte centrale
Côte Sud
Lima
La Paz
Plaque Nazca
Fosse du Pérou-Chili
7.4 cm/a
Ride de Nazca
0
500
km
14°S
15°S
16°S
77°W
76°W
75°W
74°W
Paracas
Ica
San Juan de Marcona
Tanaka
Chala
Ride de Nazca
1
2
3
1 La zone Nord de la côte Sud du Pérou
2 La zone centrale de la côte Sud du Pérou
3 La zone Sud de la côte Sud du Pérou
m
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
Topographie
0
−1000
−2000
−3000
−4000
−5000
−6000
−7000
−8000
Bathymétrie

4.2.2. Contexte géologique

Le long de la côte sud du Pérou, le passage en subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud est complexe. Nombre d'hétérogénéités ont une grande influence sur la tectonique locale. L'une des plus importantes est la subduction de la ride asismique de Nazca sous la plaque sud-américaine à ~15°S. Cette ride, orientée N45°E, oblique à la fosse et à la direction de convergence de la plaque de Nazca (N78°E) constitue un relief sous-marin d'environ 1500 m sur le plancher océanique et de 200 km de largeur maximale à sa base (Woods et Okal, 1994 ; Figure 35 ; Figure 51). Cette anomalie topographique présente une épaisseur de croûte plus importante, rendant localement la lithosphère océanique plus légère (Molnar et Gray, 1979 ; Cloos, 1993 ; Gutscher et al., 2000a). La subduction de cette ride entraîne la formation d'un segment de subduction horizontale (Gutscher et al., 2000a ; Gutscher, 2002 ; Espurt et al., 2008). Le plan de Wadati-Benioff de la plaque Nazca plonge sous la lithosphère continentale avec un angle de 30° depuis la fosse jusqu'à une profondeur de 100-120 km puis devient horizontal (Espurt, 2007) et sous-plaque la plaque chevauchante. L'entrée en subduction de cette ride a débuté au Miocène (11,2 Ma ; Hampel, 2002) puis le point d'intersection de l'entrée en subduction a migré vers le Sud-est, en balayant la côte péruvienne depuis 11°S jusqu'à 15°S (von Huene et al., 1996). Cette migration a eu d'importantes conséquences sur l'évolution des bassins d'avant-arc du Pérou (Macharé et Ortlieb, 1992 ; Cloos, 1993 ; Scholz et Small, 1997 ; von Huene et al., 1996 ; Le Roux et al., 2000 ; Hampel, 2002 ; Clift et al., 2003 ; Hampel, 2004 ; Wipf et al., 2008) et d'arrière-arc (Espurt et al., 2007 ; Espurt, 2007). Selon certains auteurs, la subduction de la ride de Nazca a entraîné le soulèvement de la zone côtière de plusieurs centaines de mètres (von Huene et Suess, 1988 ; Hsu, 1992 ; Macharé et Ortlieb, 1992 ; von Huene et al., 1996 ; Gutscher et al., 1999a ; Le Roux et al., 2000 ; Hampel, 2002 ; Clift et al., 2003). Macharé et Ortlieb (1992) observent que la déformation Plio-Quaternaire de la zone côtière, c'est-à-dire le soulèvement côtier engendré par le passage en subduction de la ride de Nazca est dissymétrique par rapport à l'axe de la ride. Le maximum de déformation Plio-Quaternaire de la région côtière est situé au-dessus du bord Sud de la ride, au niveau de la zone de San Juan de Marcona (Figure 52).

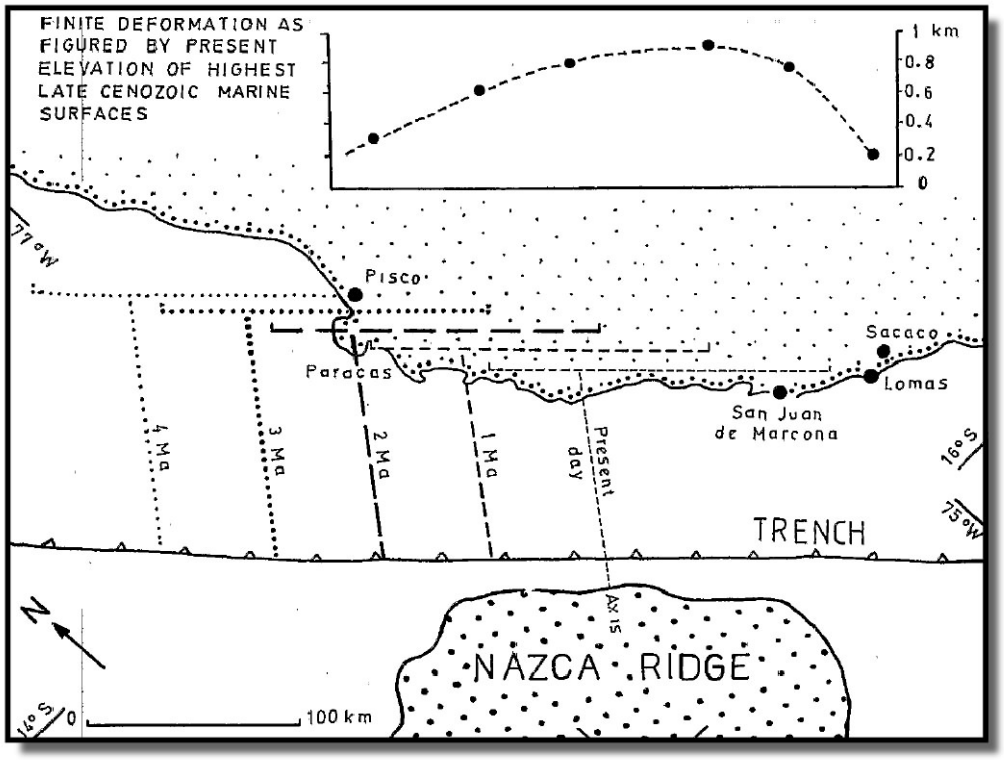


Figure 52 : Reconstruction hypothétique des positions successives de l'axe de la ride de Nazca et des zones côtières affectées par le passage de la ride. Le graphique en haut de la figure correspond à l'altitude actuelle des plus hautes surfaces marines plio-quaternaires des zones côtières reportées en-dessous. La courbe en forme de dome asymétrique représente la déformation enregistrée dans cette région. A noter que le maximum de soulèvement est situé au-dessus du bord Sud de la ride de Nazca (d'après Macharé et Ortlieb, 1992).

La transition entre les segments de subduction horizontale et celui de subduction normale se situe vers 13-15°S (Grange et al., 1984). Au sud de cette zone, la côte du Sud du Pérou est entièrement localisée au-dessus d'un segment de subduction normale. Le plan de subduction plonge sous la plaque sud-américaine avec un angle de 30°. La côte est composée d'une succession de baies, caractérisées par des niveaux pléistocènes de terrasses marines de dépôts, de falaises côtières plongeant directement dans la mer et de caps et/ou péninsules sur lesquelles se développent des niveaux de terrasses d'abrasion marine pléistocènes, comme à San Juan, Tanaka et Ilo (Figure 53 ; Cf. 4.2.3).

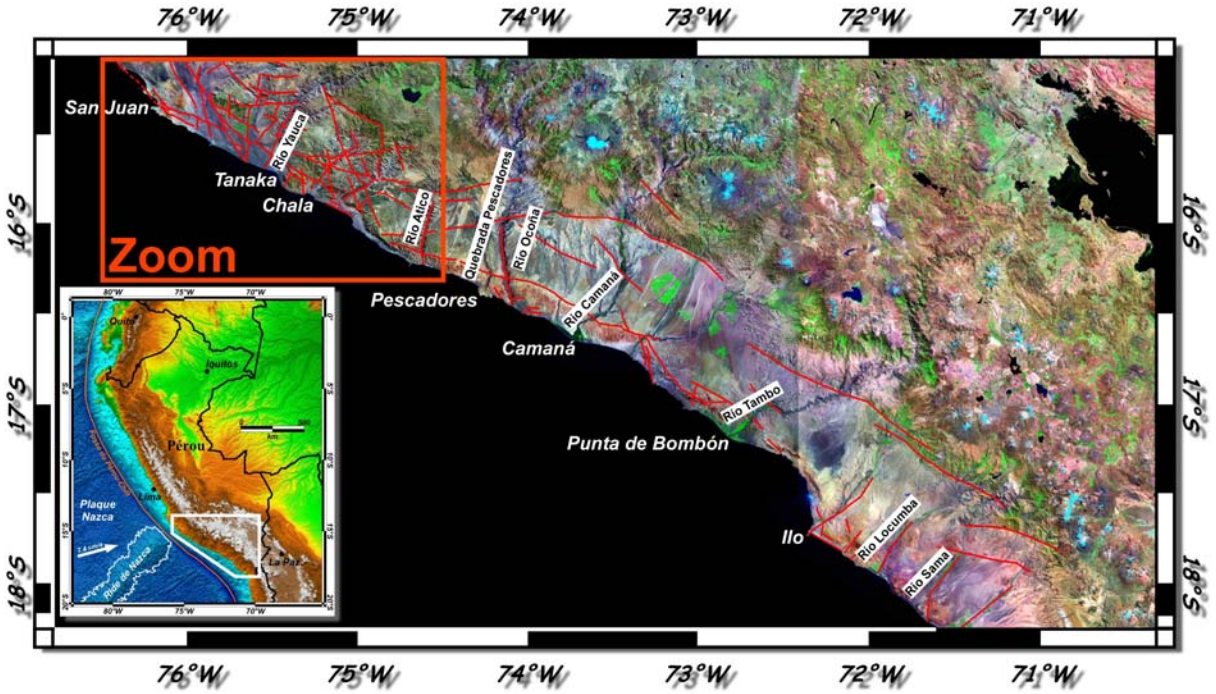


Figure 53 : Contexte tectonique du piémont du Sud du Pérou entre ~15°S et 18°S avec la localisation des principaux caps et baies ainsi que les principaux canyons transverses à la Cordillère de la Côte. Se reporter à la Figure 55 pour le zoom. Mosaïque d'images satellites Landsat.

Dans tout ce secteur, la géomorphologie de la côte traduit les effets du soulèvement côtier, comme dans la baie de Chala (15,83°S ; Goy et al., 1992 ; Zazo, 1999) qui présente une série de terrasses marines de dépôts étagées jusqu'à ~250 m d'altitude, ainsi que la péninsule de Ilo et la Pampa del Palo (Zazo et al., 1994 ; Ortlieb et al., 1996 ; Cf. 4.2.3). De même, sur la péninsule de Pescadores, un niveau coquillé est perché à plus de 270 m d'altitude, indiquant un soulèvement côtier important (Figure 54).

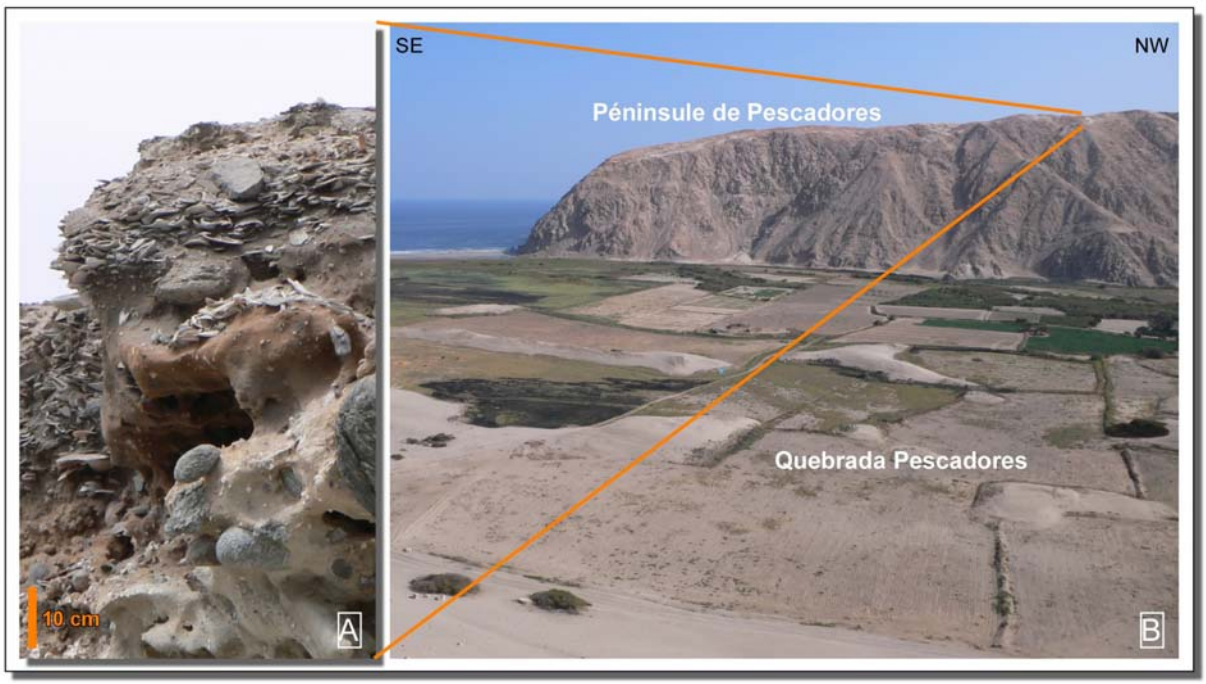


Figure 54 : A – Niveau de coquilles entières et cassées perché à plus de 270 m d'altitude au niveau de la péninsule de Pescadores. B – Photographie du versant sud de la quebrada Pescadores et de la péninsule de Pescadores.

De profonds canyons sont incisés à travers la Cordillère de la Côte, perpendiculairement à la côte, dans lesquels coulent quelques rivières à régime sporadique, comme le Río Ica, Grande, Yauca, Atico, la Quebrada Pescadores, le Río Ocoña, Camaná, Tambo, Locumba, Sama (Figure 53). Le creusement de ces grands canyons s'est effectué pendant le Pliocène (Thouret et al., 2007 ; Schildgen et al., 2007). En effet, les dépôts pliocènes se trouvent emboîtés dans ces grandes vallées creusées dans le substratum granitique. Les produits de l'érosion pliocène se sont déposés dans la mer sous forme de dépôts clastiques marins de la formation La Planchada (Huamán, 1985). Cette formation a été définie par Beaudet et al. (1976) et est comparable à la formation marine Coquimbo au Chili. Elle est contemporaine de la partie supérieure de la formation marine Pisco, d'âge Miocène supérieur-Pliocène supérieur (De Muizon et Bellon, 1980). Les affleurements de la formation La Planchada se localisent en général le long de la zone côtière en occupant des surfaces d'abrasion étagées, ainsi qu'une position transgressive à l'intérieur de vallées (e.g. vallées de Yauca, Chala, Tambo). En effet, entre la Quebrada Pescadores et le Río Ocoña et dans les secteurs de Camaná et de la Punta de Bombón, on observe un système de paléo-lignes de rivages développées jusqu'à 200 m d'altitude (Huamán, 1985).

Dans un premier temps, nous étudierons la morphologie côtière des différents sites et dans un deuxième temps, nous traiterons les datations ^{10}Be des terrasses marines de chacun des sites. La première zone d'étude est la zone de San Juan de Marcona, située au-dessus du flanc Sud de la ride de Nazca. Puis, plus au Sud, nous étudierons la zone de Chala-Tanaka-Chaviña (~15,5°S-15,83°S ; Figure 55) et enfin la péninsule d'Ilo (17,8°S), situées au-dessus d'un segment de subduction normale (Figure 53 ; Figure 55).

On peut donc, d'une part, espérer détecter l'influence de la subduction de la ride de Nazca et, d'autre part, observer le régime de déformation et de soulèvement en dehors de l'influence de cette ride

.

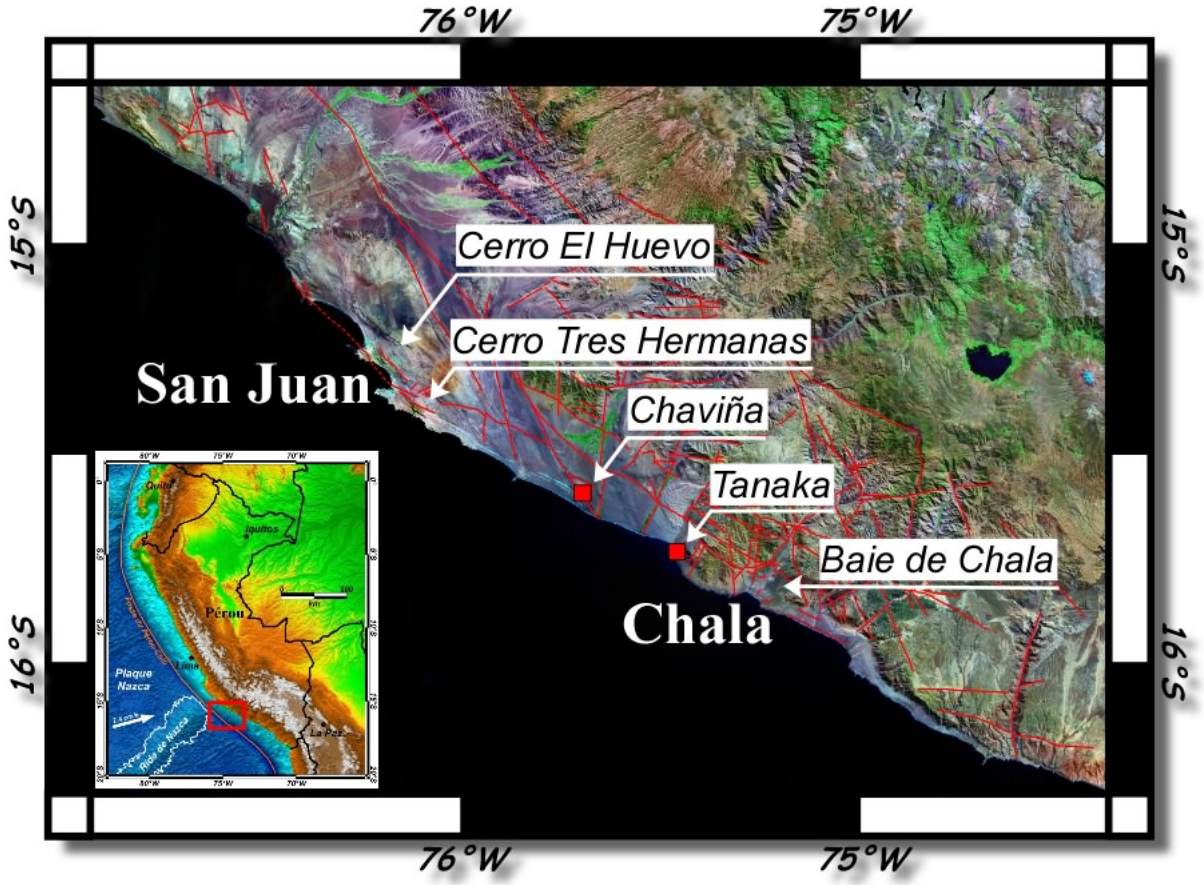


Figure 55 : Carte de localisation des sites étudiés et datés au ^{10}Be entre San Juan de Marcona et Chala. Mosaïque d'images satellites Landsat.

4.2.3. Morphologie de la zone côtière : description des terrasses marines et du système de failles qui les affecte.

4.2.3.1. La zone de San Juan de Marcona

La zone de San Juan de Marcona est caractérisée par deux baies successives, celle de San Juan et celle de San Nicolás, et deux monts sur lesquels ont été formées les terrasses marines, le Cerro El Huevo (492 m) et le Cerro Tres Hermanas (380 m), distants de ~8 km (Figure 56). Le Cerro El Huevo présente 20 niveaux de terrasses marines étagées sur son flanc sud-ouest entre 0 et 492 m d'altitude (Figure 57, Figure 58 et Figure 59 A à D).

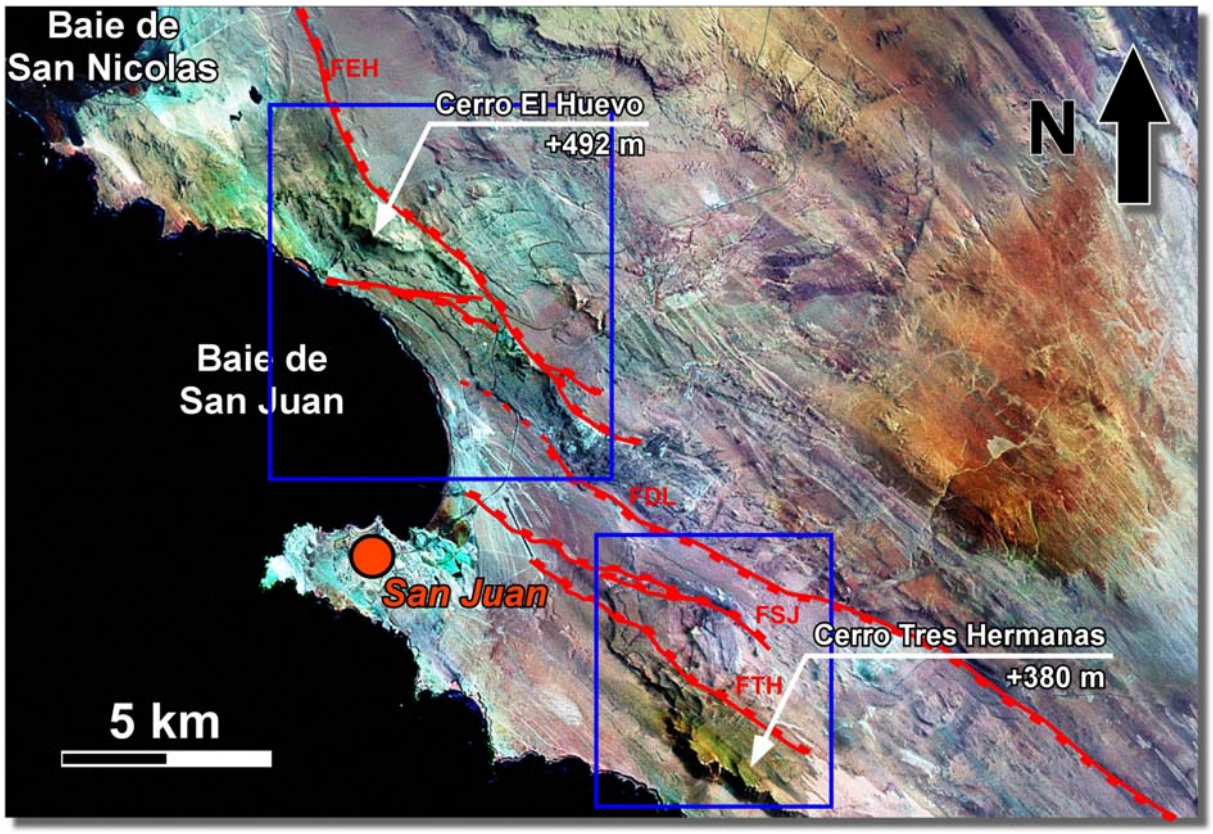


Figure 56 : Géographie de la zone de San Juan de Marcona caractérisée par la succession de deux caps et deux baies, la baie de San Juan et la baie de San Nicolás. Les nombreux niveaux de terrasses marines se développent sur les flancs des Cerros El Huevo (rectangles bleus ; Figure 57 ; Figure 58) et Tres Hermanas (Figure 60 ; Figure 61). Les traits rouges soulignent les principales failles normales de la zone. FEH : Faille El Huevo – FDL : Faille de Lomas – FSJ : Faille San Juan – FTH : Faille Tres Hermanas. Les petits rectangles rouges, le long du tracé des failles, indiquent le sens de plongement. Image satellite Landsat drapée sur un SRTM à 90 m.

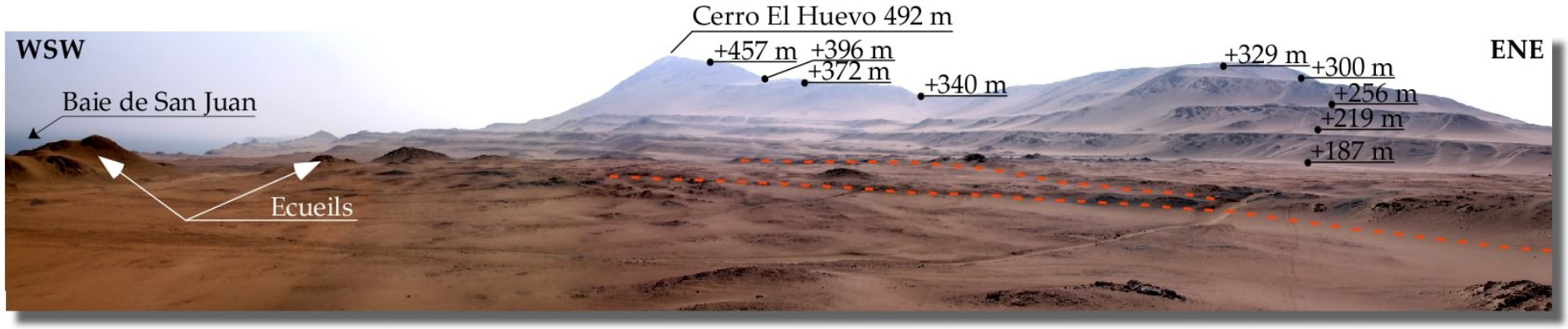
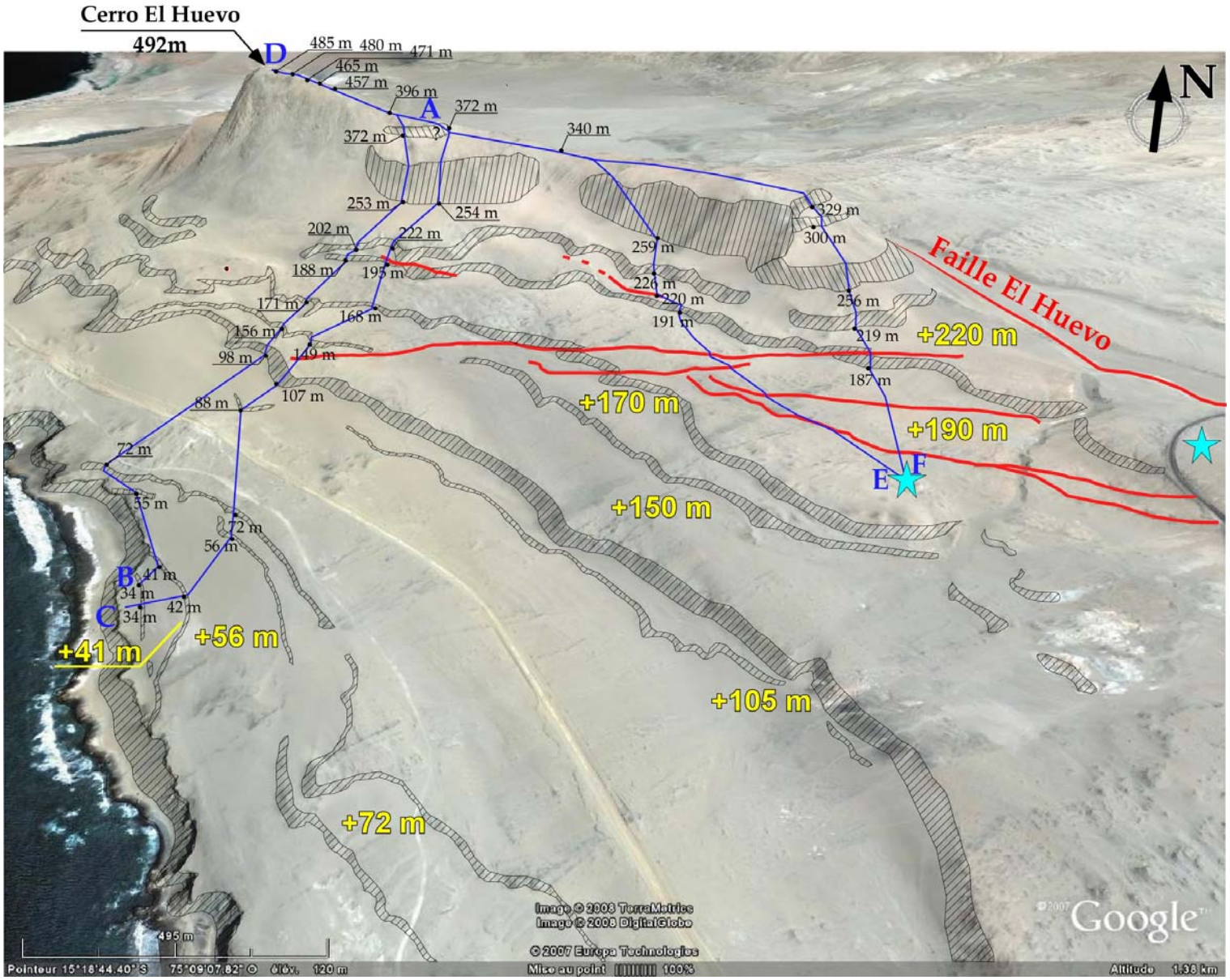


Figure 57 : Panorama des terrasses d'abrasion marine du Cerro El Huevo. Les chiffres en noir correspondent aux altitudes des pieds de falaise qui caractérisent chaque niveau de terrasse. Les traits en rouge indiquent les failles qui recoupent les terrasses. La photographie est prise depuis le sommet d'un écueil rocheux, sur la terrasse à +187 m, vers le NW.

Figure 58 (page suivante) : Cartographie des terrasses d'abrasion marine qui se développent sur le flanc sud du Cerro El Huevo. Les chiffres en noir correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine mesurées à l'aide du GPS cinématique. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines telles qu'elles seront référencées dans le texte. Les traits en bleu A-B, A-C et D-E, D-F correspondent à la localisation des profils GPS. Les traits en rouge indiquent le tracé des failles et les deux étoiles bleues, les points d'échantillonnage des terrasses. Vue 3D issue de Google Earth.


Cerro El Huevo
492m
D
485 m
480 m
471 m
465 m
457 m
396 m
A
372 m
372 m
?
340 m
253 m
254 m
202 m
222 m
188 m
193 m
171 m
168 m
156 m
149 m
98 m
107 m
88 m
72 m
55 m
72 m
56 m
B
41 m
34 m
C
34 m
42 m
+41 m
+56 m
+72 m
+105 m
+150 m
+170 m
+190 m
+220 m
Faille El Huevo
329 m
300 m
259 m
226 m
220 m
191 m
256 m
219 m
187 m
E
F
N
Image © 2008 TerraMetrics
Image © 2008 DigitalGlobe
© 2007 Europa Technologies
© 2007 Google
Pointeur 15°18'44.40" S 75°09'07.82" O
Altitude 1.38 km

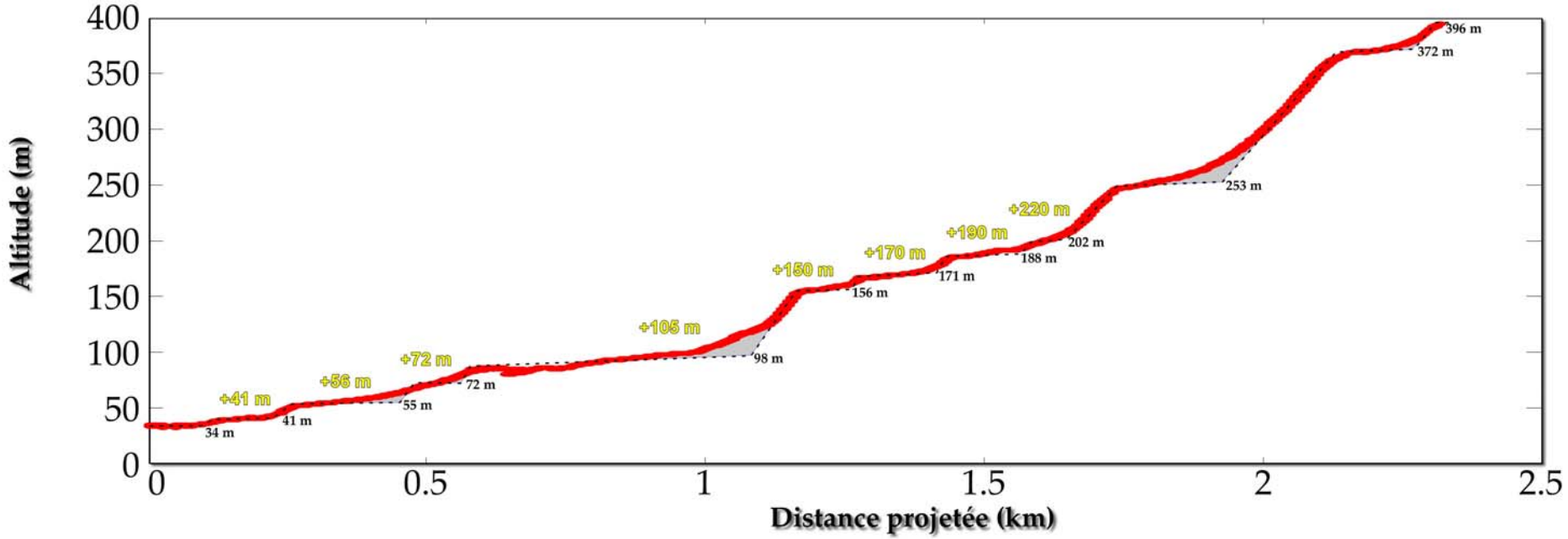


Figure 59A : Profil GPS cinématique A-B (Cf. Figure 41 pour la localisation) des terrasses d'abrasion marine du Cerro El Huevo, entre 34 et 396 m d'altitude. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines. Le trait en tirets représente le profil théorique des terrasses avant l'érosion des escarpements. Ce profil avant érosion a été tracé en prenant la pente moyenne de la surface plane sans dépôts des terrasses et la pente maximale des escarpements. Les dépôts accumulés au niveau des pieds de falaise sont représentés en gris.

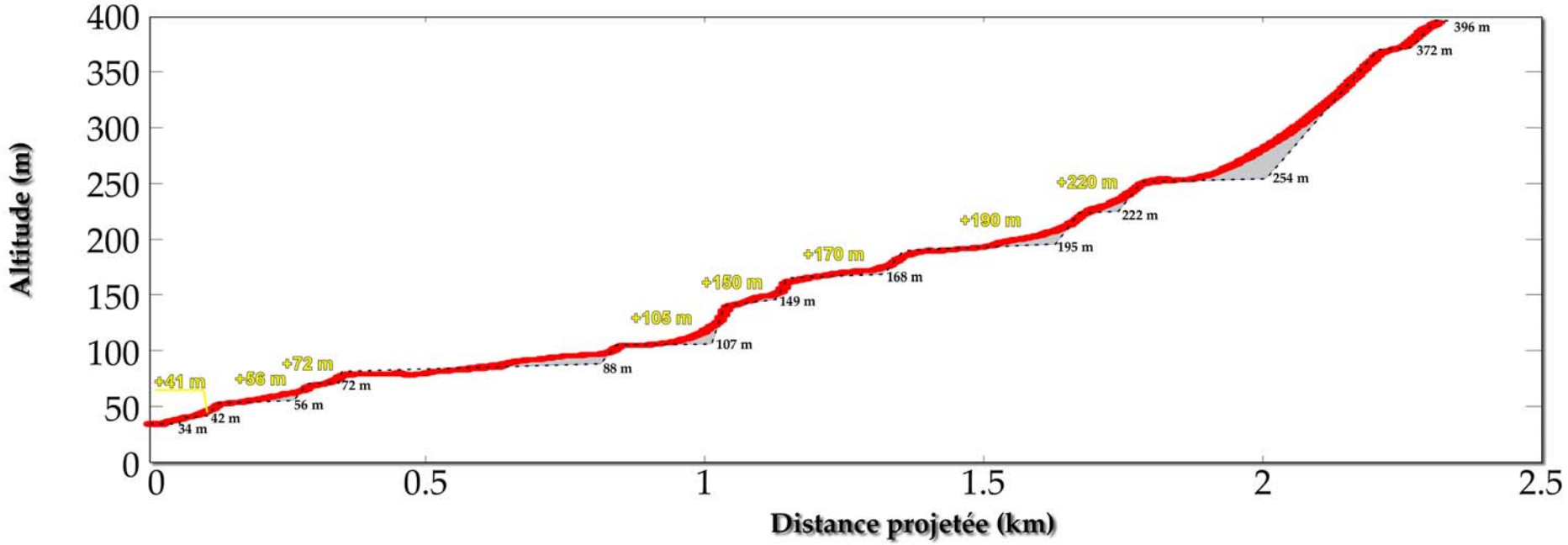


Figure 59B : Profil GPS cinématique A-C (Cf. Figure 41 pour la localisation) des terrasses d'abrasion marine du Cerro El Huevo, entre 34 et 396 m d'altitude. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines. Le trait en tirets représente le profil théorique des terrasses avant l'érosion des escarpements. Ce profil avant érosion a été tracé en prenant la pente moyenne de la surface plane sans dépôts des terrasses et la pente maximale des escarpements. Les dépôts accumulés au niveau des pieds de falaise sont représentés en gris.

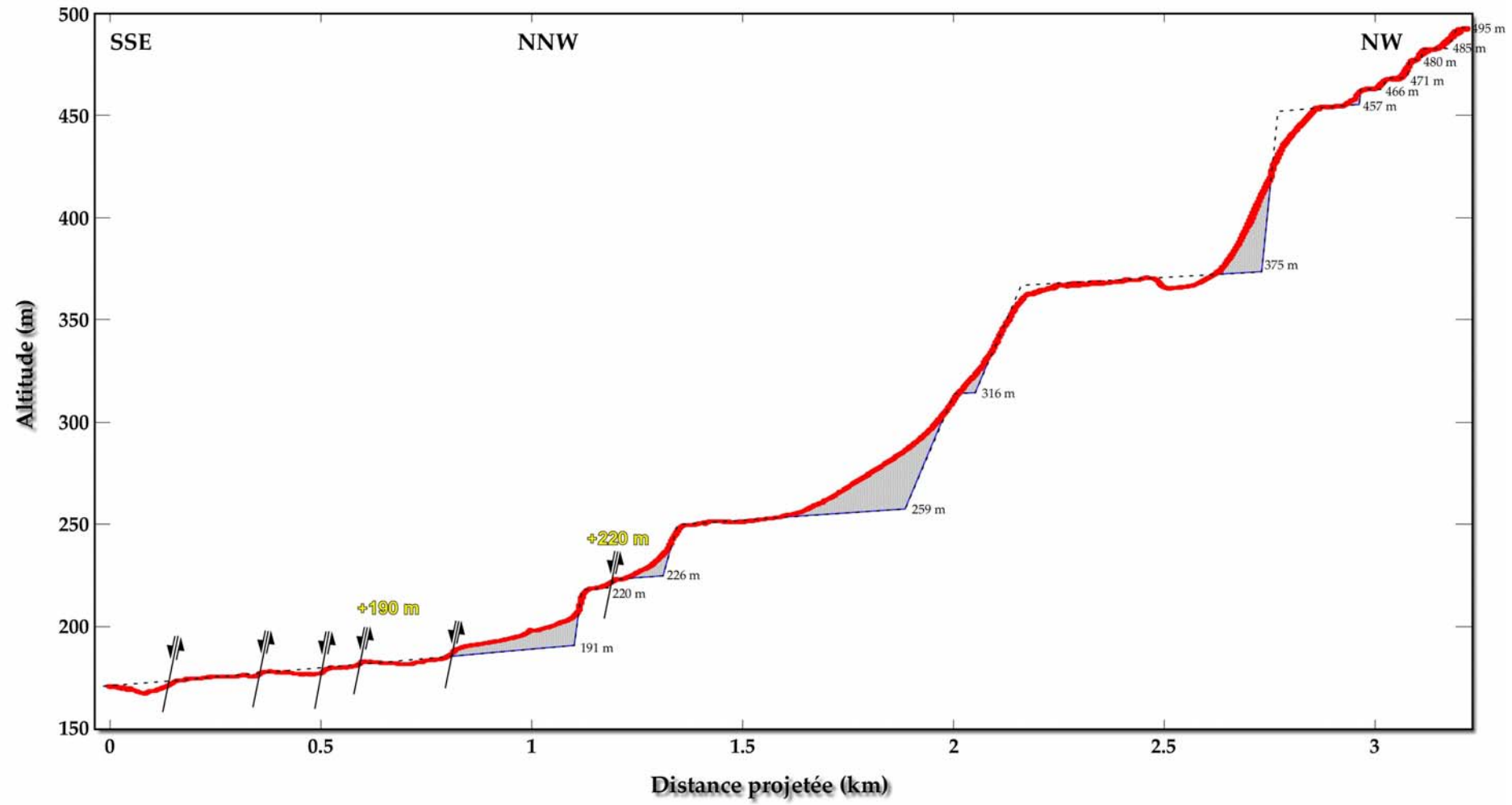


Figure 59C : Profil GPS cinématique D-E (Cf. Figure 41 pour la localisation) des terrasses d'abrasion marine du Cerro El Huevo, entre ~ +170 m et le sommet du Cerro El Huevo. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines. Le trait en tirets représente le profil théorique des terrasses avant l'érosion des escarpements. Ce profil avant érosion a été tracé en prenant la pente moyenne de la surface plane sans dépôts des terrasses et la pente maximale des escarpements. Les dépôts accumulés au niveau des pieds de falaise sont représentés en gris.

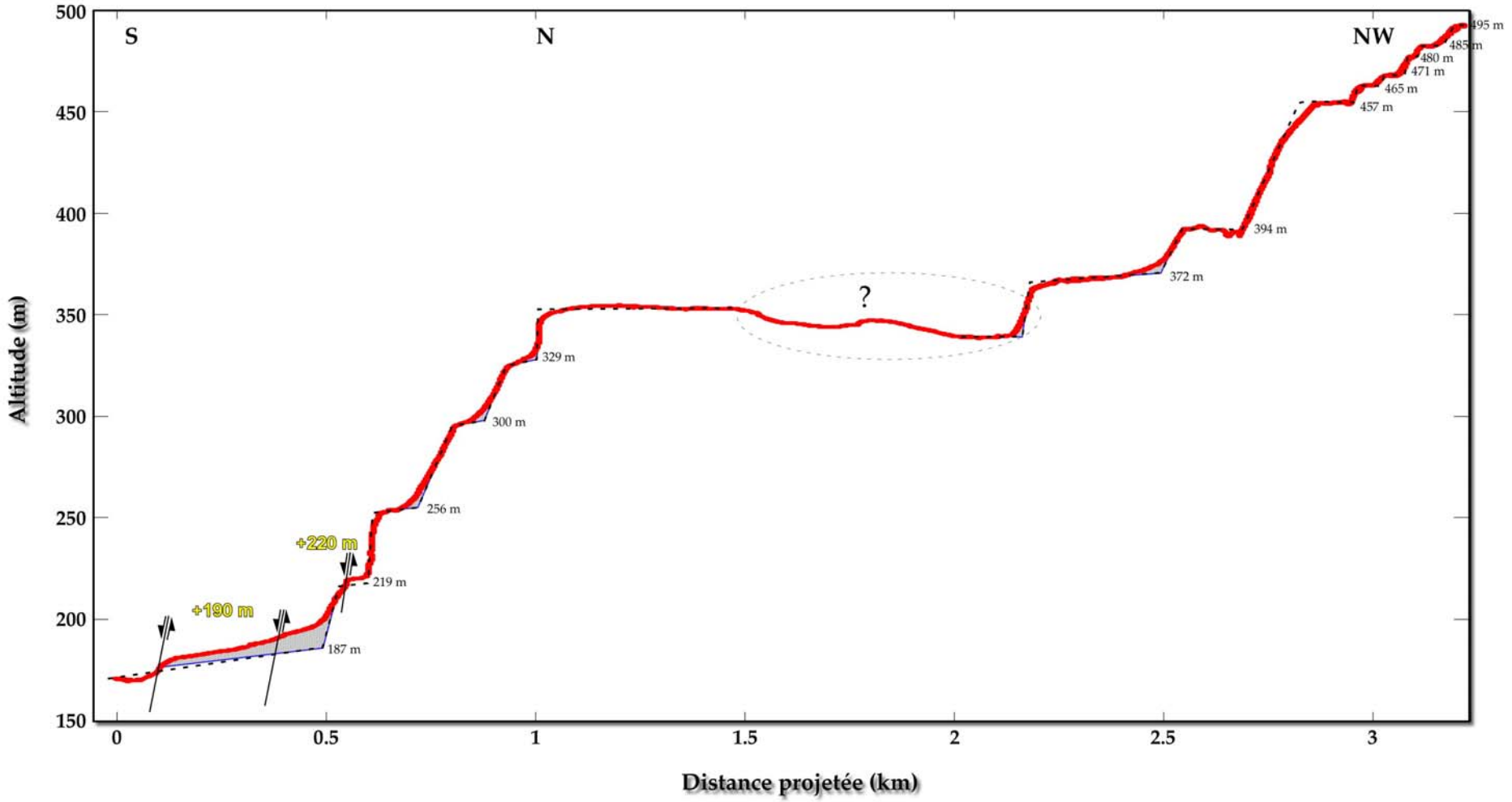


Figure 59D : Profil GPS cinématique D-F (Cf. Figure 41 pour la localisation) des terrasses d'abrasion marine du Cerro El Huevo, entre ~ +170 m et le sommet du Cerro El Huevo. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines. Le trait en tirets représente le profil théorique des terrasses avant l'érosion des escarpements. Ce profil avant érosion a été tracé en prenant la pente moyenne de la surface plane sans dépôts des terrasses et la pente maximale des escarpements. Les dépôts accumulés au niveau des pieds de falaise sont représentés en gris.

Sur le flanc Nord-ouest du Cerro Tres Hermanas, sont conservés 13 niveaux de terrasses marines entre 0 et +380 m (Figure 60, Figure 61 et Figure 62). L'ensemble des niveaux de terrasses marines sont des niveaux de terrasses d'abrasion marine en grande partie recouverts par une couche de sable fin de quelques centimètres d'épaisseur seulement et présentant au niveau des pieds de falaise des dépôts postérieurs à la formation des terrasses (colluvions liés à l'érosion de l'escarpement, sable éolien ; voir les profils GPS Figure 59 et Figure 62). Sur la Figure 61, on remarque que nombre des terrasses marines supérieures à la terrasse +80 m, sur le flanc face à la mer (Sud-ouest) du Cerro Tres Hermanas, ont été érodées alors qu'elles sont préservées sur le flanc Nord-ouest. La zone de San Juan de Marcona est une des zones au monde qui présente le plus grand nombre de niveaux de terrasses marines en séquence. Certains de ces niveaux n'ont pas été complètement aplanis lors de leur abrasion et présentent encore des écueils rocheux de hauteur variable, jusqu'à plusieurs mètres. Enfin, le substratum rocheux (granodiorite, filons de quartz) affleure sur quelques niveaux de terrasses d'abrasion marine et sur les écueils, ce qui permet un échantillonnage direct de la terrasse d'abrasion.

Plusieurs failles majeures orientées NW-SE recoupent la zone de San Juan de Marcona : 1) la faille El Huevo, située sur le flanc nord du Cerro El Huevo, entre le Cerro lui-même et la baie de San Nicolás, 2) la faille appelée ici faille de Lomas sur le flanc Nord de la baie de San Juan 3) la faille San Juan, située sur le flanc nord du Cerro Tres Hermanas et délimitant la baie de San Juan et 3) la faille appelée ici faille Tres Hermanas (Figure 56, Figure 60 et Figure 61). D'autres failles mineures recoupent les différents niveaux de terrasses (Figures 40 à 45) et déplacent les escarpements de terrasses de quelques mètres au maximum. On distingue assez bien la trace de ces escarpements de failles sur les images satellites comme étant des escarpements non conformes à la côte, c'est-à-dire non parallèles à la côte. Les deux caractéristiques morphologiques majeures qui les différencient d'un escarpement de terrasse sont donc la non-conformité avec le tracé de la ligne de côte et le fait qu'ils recoupent et déplacent plusieurs terrasses marines pléistocènes. Ces failles normales sont actives puisqu'elles affectent les terrasses marines pléistocènes. Le début de l'activité de ces failles est déduit d'après l'âge des niveaux de terrasses marines les plus anciens qu'elles recoupent et la fin de leur activité d'après l'âge des niveaux de terrasses les plus jeunes qu'elles recoupent et ceux qu'elles ne recoupent pas.

Au Nord de la baie de San Nicolás, une faille majeure, appelée Faille de San Fernando, recoupe la falaise et la déplace de plusieurs mètres (Figure 63). Le tracé de cette faille peut correspondre à la continuité vers le Nord de la faille de San Juan, qui serait en partie immergée en traversant les baies de San Juan et de San Nicolás (Figure 63).

Dans la baie de San Juan, nous avons identifié de nombreuses failles normales actives dans les dépôts de la Formation Pisco (Pliocène) et qui recoupent les dépôts pléistocènes au-dessus, de la terrasse marine à +40 m (Figure 64). Les dépôts pléistocènes contiennent beaucoup de coquilles, du sable et des graviers consolidés dans la matrice.

Dans la zone de San Juan de Marcona, nous avons échantillonné en surface et daté quatre terrasses marines : la terrasse marine +150 m dans la baie de San Nicolás, les terrasses +190 m et +220 m sur le flanc sud-ouest du Cerro El Huevo et enfin, la terrasse +162 m sur le flanc nord-ouest du Cerro Tres Hermanas (Cf. 4.2.5.1.1 ; Figure 74).

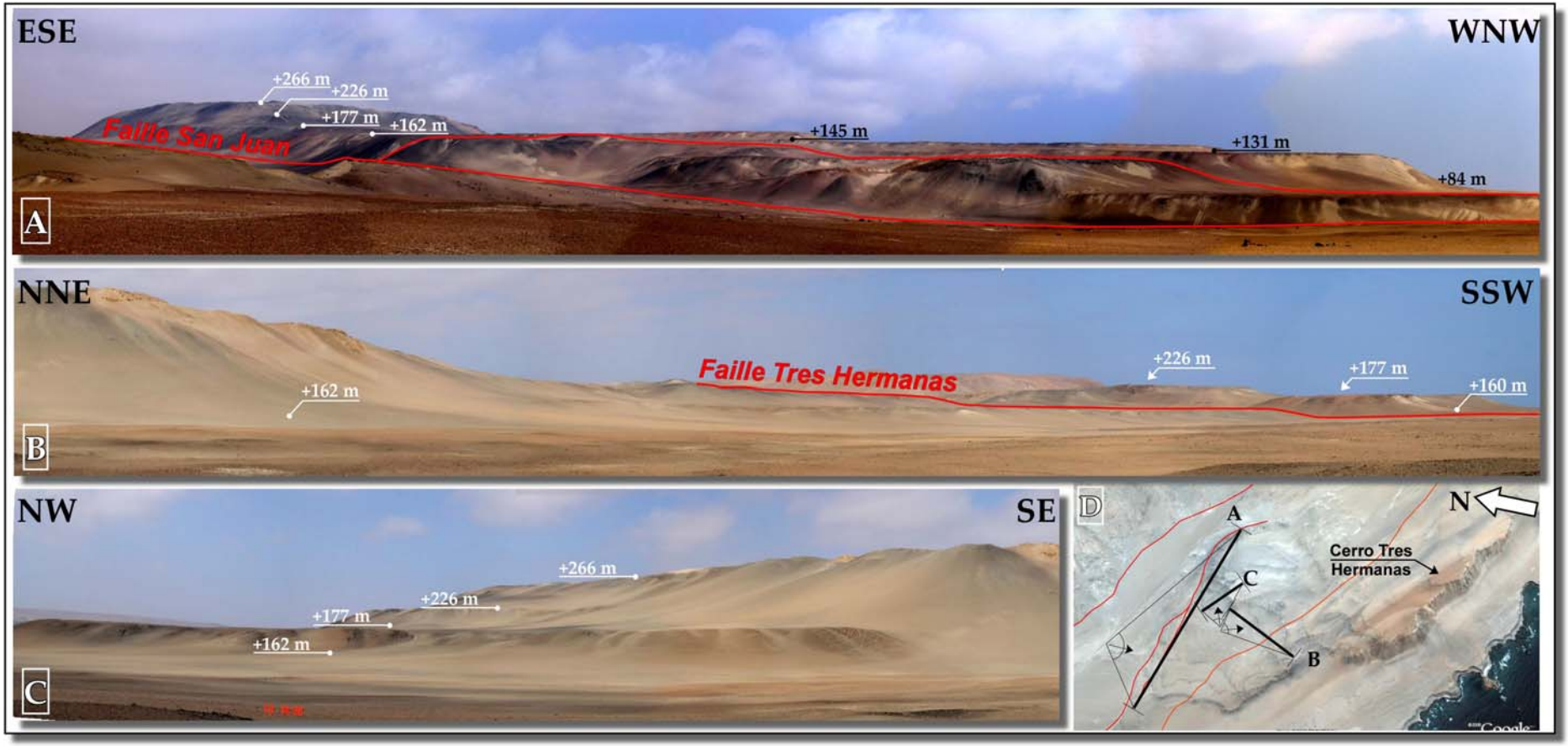
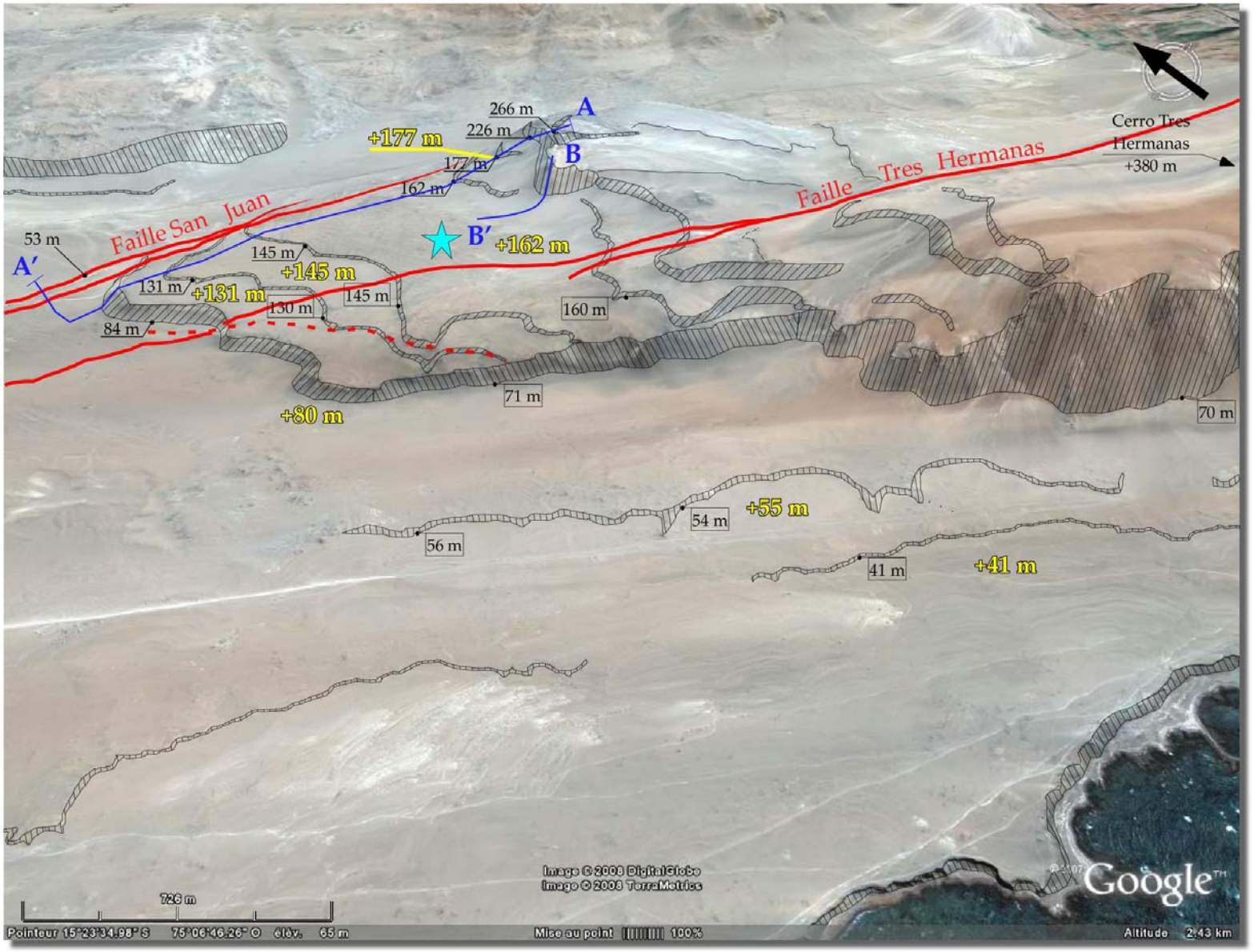


Figure 60 : Panoramas des terrasses d'abrasion marine du Cerro Tres Hermanas. L'image (tirée de Google Earth) en bas à droite indique l'orientation des trois panoramas. Les chiffres en noir ou blanc correspondent aux altitudes des pieds de falaise qui caractérisent chaque niveau de terrasse. Les traits en rouge soulignent les failles qui recoupent les terrasses.

Figure 61 (page suivante) : Cartographie des terrasses d'abrasion marine qui se développent sur le flanc NW du Cerro Tres Hermanas. Les chiffres en noir correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse mesurées à l'aide du GPS cinématique. Les chiffres en noir encadrés correspondent aux altitudes des pieds de falaise mesurées par Macharé et Ortlieb, 1992. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines telles qu'elles seront référées dans le texte. Les traits en bleu A-A' et B-B' correspondent à la localisation des profils GPS. Les traits en rouge indiquent le tracé des failles et l'étoile bleue, le point d'échantillonnage de la terrasse +162 m.


266 m
226 m
A
+177 m
177 m
B
162 m
Faille Tres Hermanas
Cerro Tres Hermanas
+380 m
Faille San Juan
53 m
A′
B′
+162 m
145 m
+145 m
131 m
+131 m
145 m
130 m
160 m
84 m
71 m
+80 m
70 m
+55 m
54 m
56 m
41 m
+41 m
Image © 2008 DigitalGlobe
Image © 2008 TerraMetrics
726 m
Google
Pointeur 15°23'34.98" S 75°06'46.26" O élev. 65 m
Mise au point 100%
Altitude 2.43 km

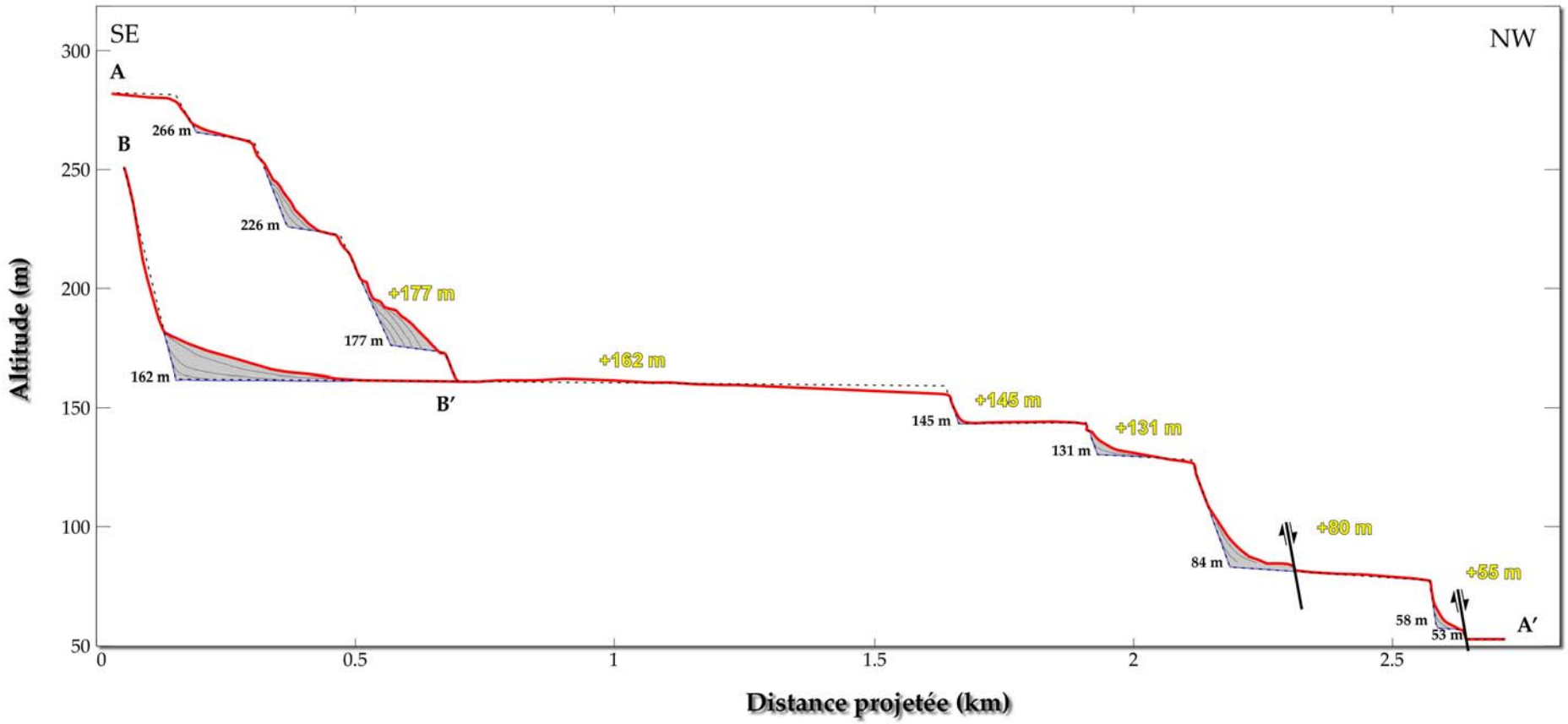


Figure 62 : Profil GPS cinématique (Cf. Figure 61 pour la localisation) des terrasses d'abrasion marine du Cerro Tres Hermanas, entre ~50 m et 280 m d'altitude. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines telles qu'elles seront référées dans le texte. Le trait en tirets représente le profil théorique des terrasses avant l'érosion des escarpements. Ce profil avant érosion a été tracé en prenant la pente moyenne de la surface plane sans dépôts des terrasses et la pente maximale des escarpements. Les dépôts accumulés au niveau des pieds de falaise sont représentés en gris.

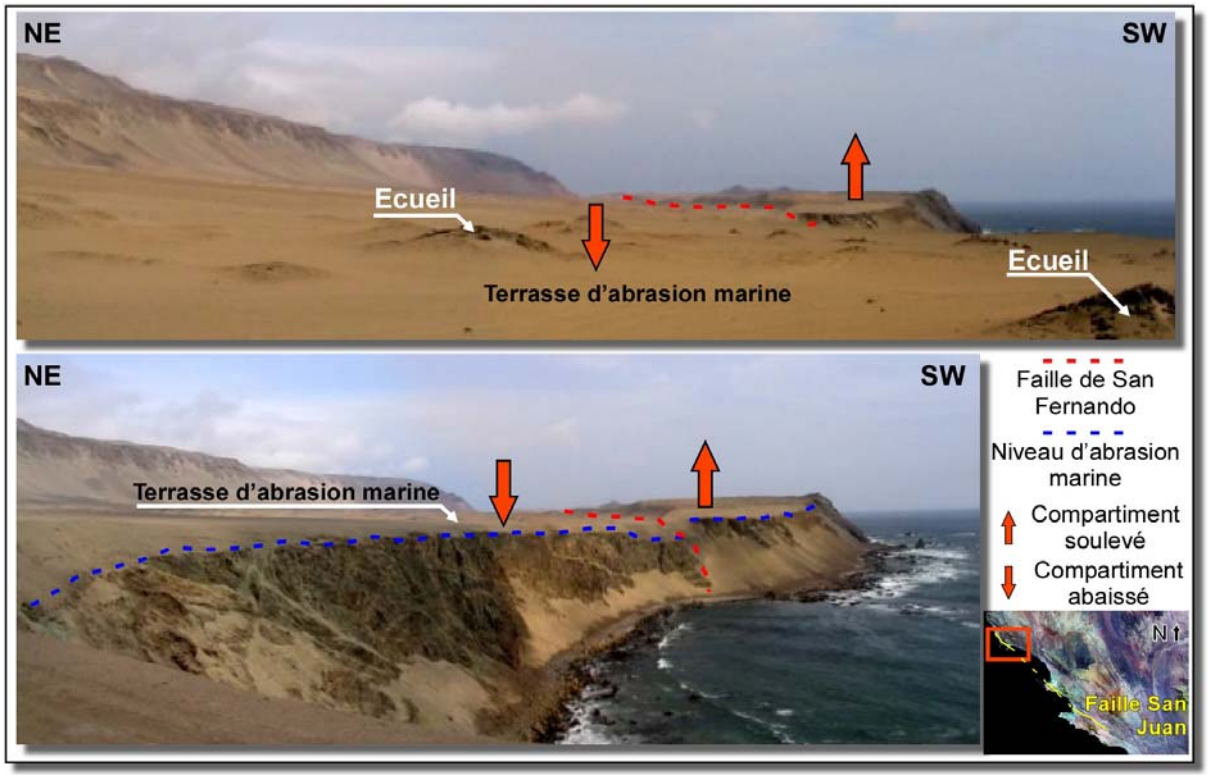
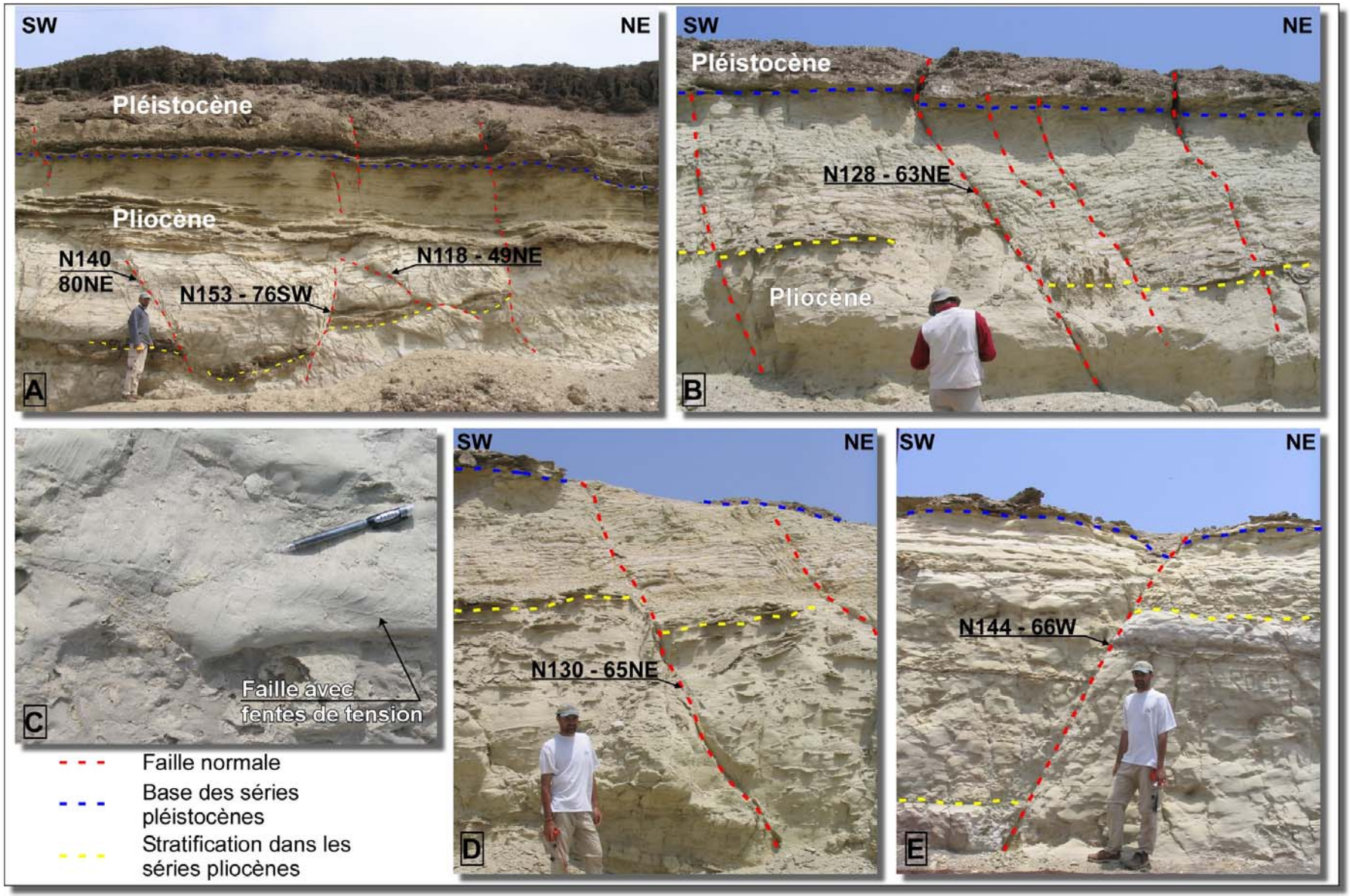


Figure 63 : Panoramas de la faille de San Fernando, au Nord de la baie de San Nicolás, qui recoupe le premier niveau de terrasse d'abrasion marine. Cette faille de San Fernando semble être le prolongement vers le Nord de la faille de San Juan.

Figure 64 (page suivante) : Planche photographique de faille affectant les dépôts pliocènes (Formation Pisco) et pléistocènes (dépôts de la terrasse marine +41 m) dans la baie de San Juan, le long de la route qui mène à la ville de San Juan. Les failles décalent la surface de la terrasse à +41 m.


SW
NE
Pléistocène
Pliocène
N140
80NE
N153 - 76SW
N118 - 49NE
A
SW
NE
Pléistocène
N128 - 63NE
Pliocène
B
Faille avec
fentes de tension
C
SW
NE
N130 - 65NE
D
SW
NE
N144 - 66W
E
Faille normale
Base des séries pléistocènes
Stratification dans les séries pliocènes

4.2.3.2. La zone de Chala-Tanaka-Chaviña

La zone de Chala-Tanaka-Chaviña est caractérisée par un cap entouré de deux baies : la baie de Chala et la baie de Tanaka (Figure 65).

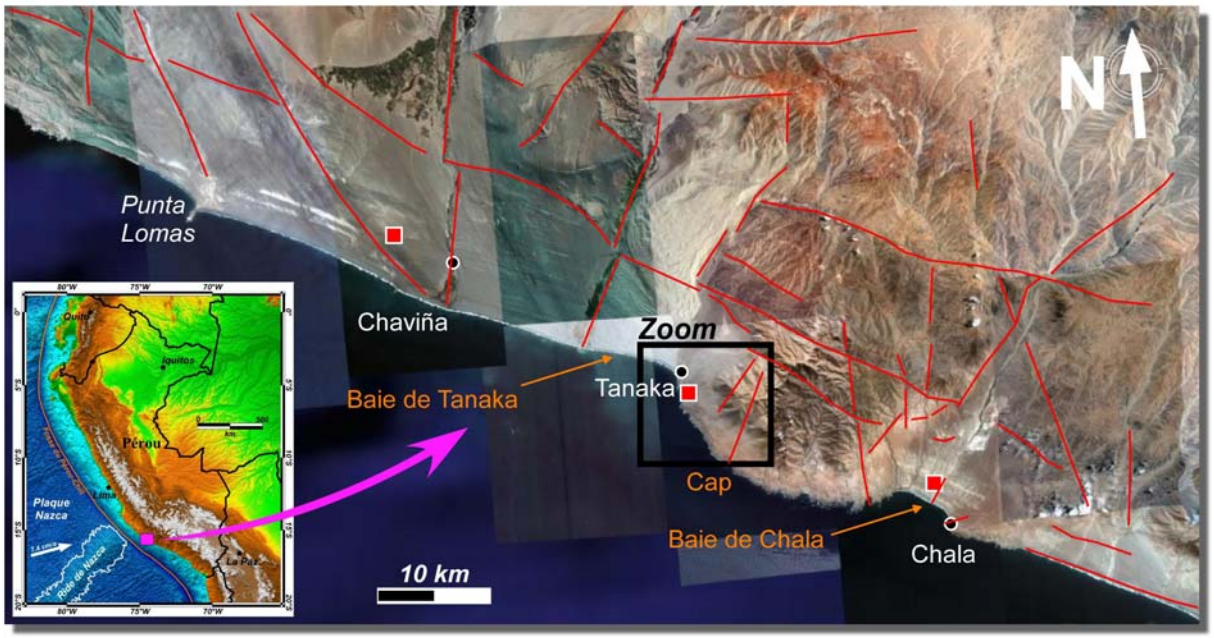


Figure 65 : Localisation de la zone de Chala-Tanaka-Chaviña dans le sud du Pérou. Les carrés rouges représentent les sites échantillonnés : une terrasse marine de dépôts à l'Ouest de Chaviña et trois terrasses marines de dépôts dans la baie de Chala, et une terrasse d'abrasion marine au sud de Tanaka. Cf. Figure 68 pour le zoom. Mosaïque d'images satellite issue de Google Earth (http://earth.google.fr). Copyright: Terrametrics, DigitalGlobe, Image NASA, 2008.

La baie de Chala (15,83°S – 74,25°W) contient une succession remarquable de plus de 15 niveaux de terrasses marines étagées sur plus de 6 km à l'intérieur des terres (Figure 66, Figure 67 et Figure 69). La séquence de terrasses marines de Chala a fait l'objet de plusieurs études (e.g. Laharie, 1970 ; Goy et al., 1992) et sa bonne préservation présente un enregistrement temporel et spatial très intéressant pour la reconstruction de l'histoire tectonique de la région. Les niveaux de terrasses sont étagés entre 0 et 250 m d'altitude, dans la baie de Chala, sous forme de terrasses marines de dépôts, et au Sud de la baie de Chala, deux niveaux de terrasses d'abrasion marine sont préservés en contrebas de l'hôtel de Las Turistas (Figure 66, Figure 69 et Figure 70). La baie de Chala a une orientation originale le long de la côte péruvienne. La ligne de côte est orientée WNW-ESE, perpendiculaire à la direction des vents dominants. Ceci explique l'absence de plages de sable et de dunes le long

de la baie et l'absence de sables éoliens recouvrant les terrasses (Gay, 1962 ; Goy et al., 1992 ; Figure 66).

En revanche, la particularité de la baie de Chala est la présence de colluvions et de dépôts alluviaux qui se sont déposés pendant, ou juste après, chaque épisode de formation de terrasse. De fins dépôts alluviaux recouvrent partiellement de nombreuses terrasses ou peuvent localement être interstratifiés avec des dépôts marins formés lors des transgressions. Des cônes alluviaux se sont aussi déposés aux pieds des escarpements de terrasses, à la surface des terrasses marines (Goy et al., 1992). Ces dépôts continentaux ont été très peu érodés à cause du climat hyper-aride de cette zone du désert d'Atacama.

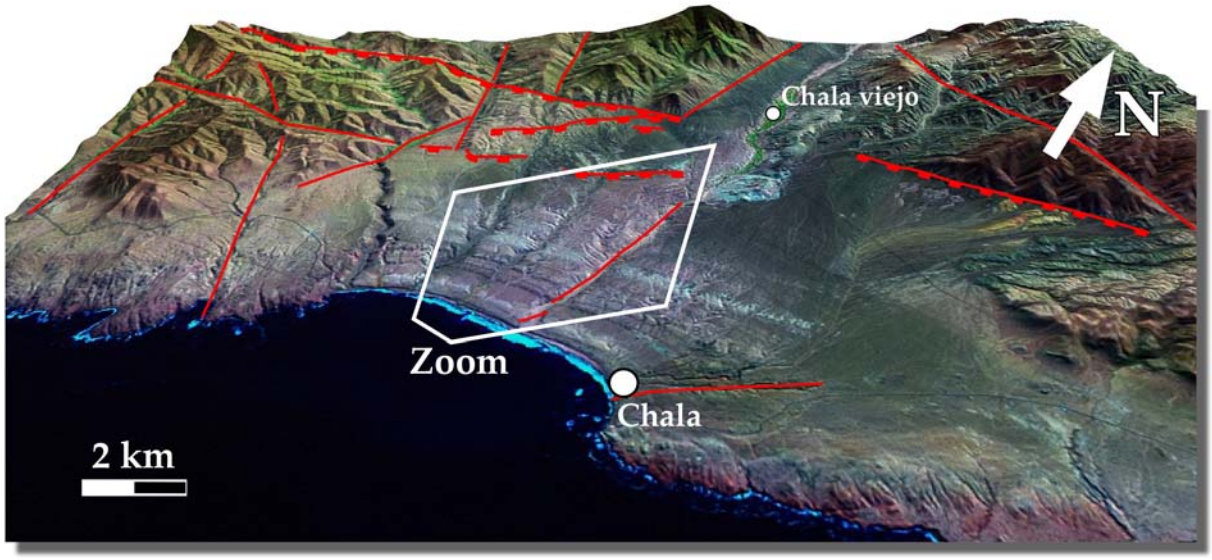


Figure 66 : Vue 3D de la baie de Chala (image satellite drapée sur un SRTM à 90 m). On distingue les différents niveaux étagés de terrasses marines de dépôts. Se reporter à la Figure 67 pour le zoom.

Figure 67 (page suivante) : Cartographie des niveaux de terrasses marines de dépôts dans la baie de Chala. Les zones hachurées soulignent les escarpements de terrasses. Les chiffres en noir correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine mesurées à l'aide du GPS cinématique. Ils correspondent aussi à la dénomination des terrasses marines telles qu'elles seront référencées dans le texte. Le trait en rouge A-B correspond à la localisation du profil GPS. LS 1 à LS 6 sont les logs stratigraphiques relevés sur le terrain (Cf. Annexe). LS 2, 3 et 4 ont été utilisés pour l'échantillonnage selon un profil vertical et la datation des terrasses marines +60 m, +94 m et +154 m, respectivement.

N
B
250 m
239 m
229 m
212 m
207 m
201 m
194 m
178 m
160 m
154 m
109 m
94 m
60 m
31 m
2 m
A
LS 6
LS 5
LS 4
LS 3
LS 2
LS 1
1 km
Image © 2008 DigitalGlobe
© 2008 Europa Technologies
©2007 Google

Le village de Chaviña est situé entre Punta Lomas et le village de Tanaka, dans la vallée du Río Acari (Figure 65). Quatre niveaux de terrasses marines au moins ont été préservés à l'Ouest de la vallée du Río Acari.

Dans la baie de Chala et à l'Ouest de Chaviña, les terrasses marines étudiées sont des terrasses marines de dépôts. Les terrasses sont constituées d'une épaisse couche sédimentaire de dépôts contemporains de la formation des terrasses qui ont été partiellement recouverts par des dépôts continentaux postérieurs (cônes alluviaux, des colluvions et du sable fin d'origine éolienne). Afin de pouvoir bien dater ces deux types de dépôts, nous avons donc échantillonné les terrasses selon un profil vertical effectué dans des puits creusés dans la couverture de la terrasse, ceci jusqu'à ~2 m de profondeur. Comme nous l'avons vu dans la partie méthodologie, l'intérêt d'avoir des échantillons à différentes profondeurs est de pouvoir quantifier l'héritage contenu dans l'échantillon, en considérant l'héritage identique pour tous les échantillons. On peut ainsi en déduire s'il a subi une pré-exposition aux rayons cosmiques, antérieure à la formation de la terrasse et/ou de pouvoir déterminer différents épisodes de dépôts, et donc de déterminer si le dépôt est contemporain ou postérieur à la formation de la terrasse.

Au niveau du cap au sud de Tanaka, on distingue cinq niveaux de terrasse d'abrasion marine avec de nombreux écueils (Figure 68). Ces terrasses ont été érodées dans le socle constitué de diorite et de monzodiorite. Nous avons échantillonné un écueil rocheux à +90 m d'altitude sur le niveau de terrasse d'abrasion marine T2. Le village de Tanaka est située sur le niveau T4 à ~ +65 m.

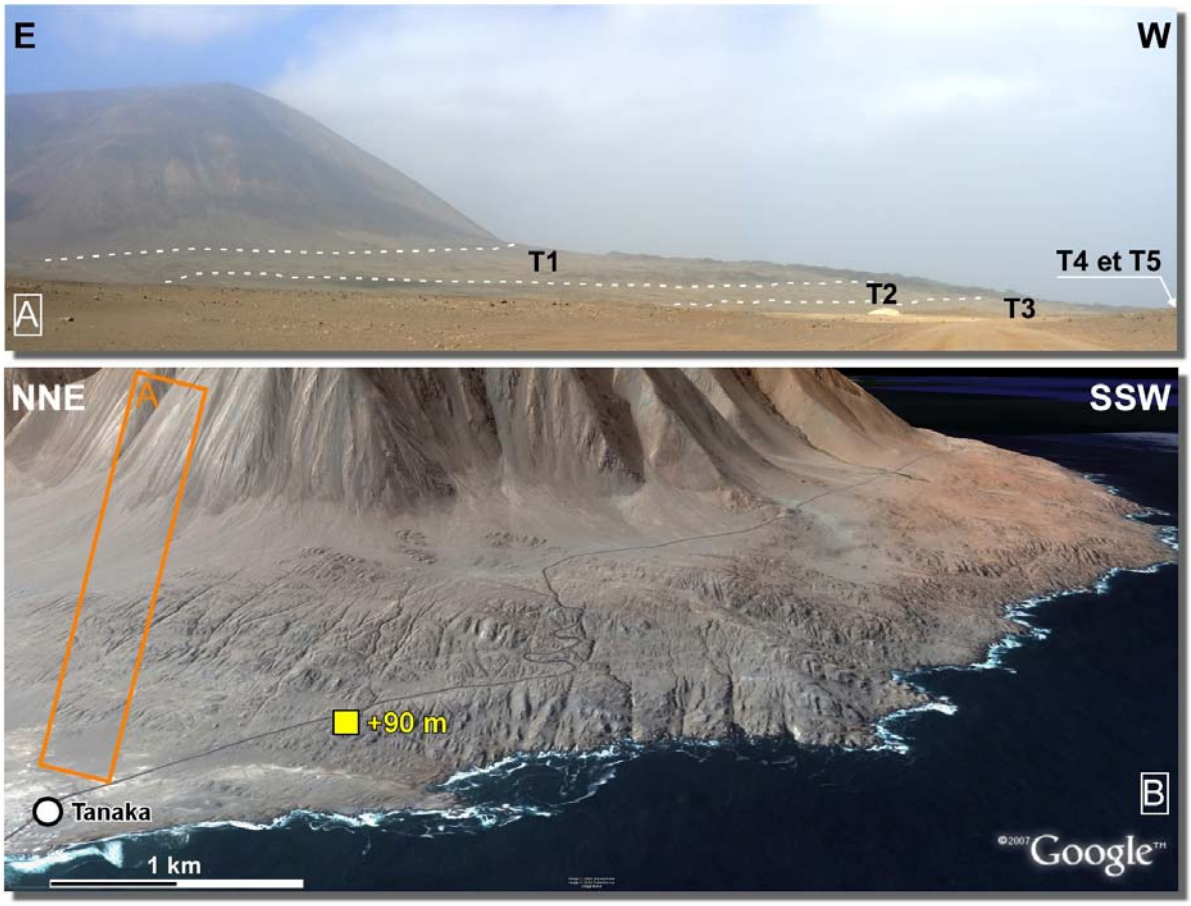


Figure 68 : A – Panorama des niveaux de terrasse d'abrasion marine au niveau du cap de Tanaka (B) où l'on en distingue 5 : T1, T2, T3, T4 et T5, avec T5 le plus récent et le plus bas. Les lignes en tirets soulignent les pieds de falaise des terrasses. B est une image satellite issue de Google Earth.

Dans la baie de Chala, nous avons échantillonné la couverture de trois terrasses marines dans cette zone selon ce protocole: les terrasses marines +60 m, +94 m et +154 m (Figure 67 ; Figure 69). A l'Ouest de Chaviña, nous avons échantillonné la terrasse marine à +150 m. Cependant, afin de relier du point de vue géométrique et chronologique ces deux sites entre eux, nous avons échantillonné entre les deux, un niveau de terrasse d'abrasion marine formé à +90 m au niveau du cap entre Tanaka et la baie de Chala. L'échantillonnage d'une terrasse d'abrasion devrait donner l'âge de l'épisode d'abrasion et de formation de la terrasse lors du haut niveau marin. Cet âge permettrait de calibrer les âges obtenus sur les terrasses marines de dépôts, beaucoup plus sujettes aux phénomènes de pré-exposition/héritage.

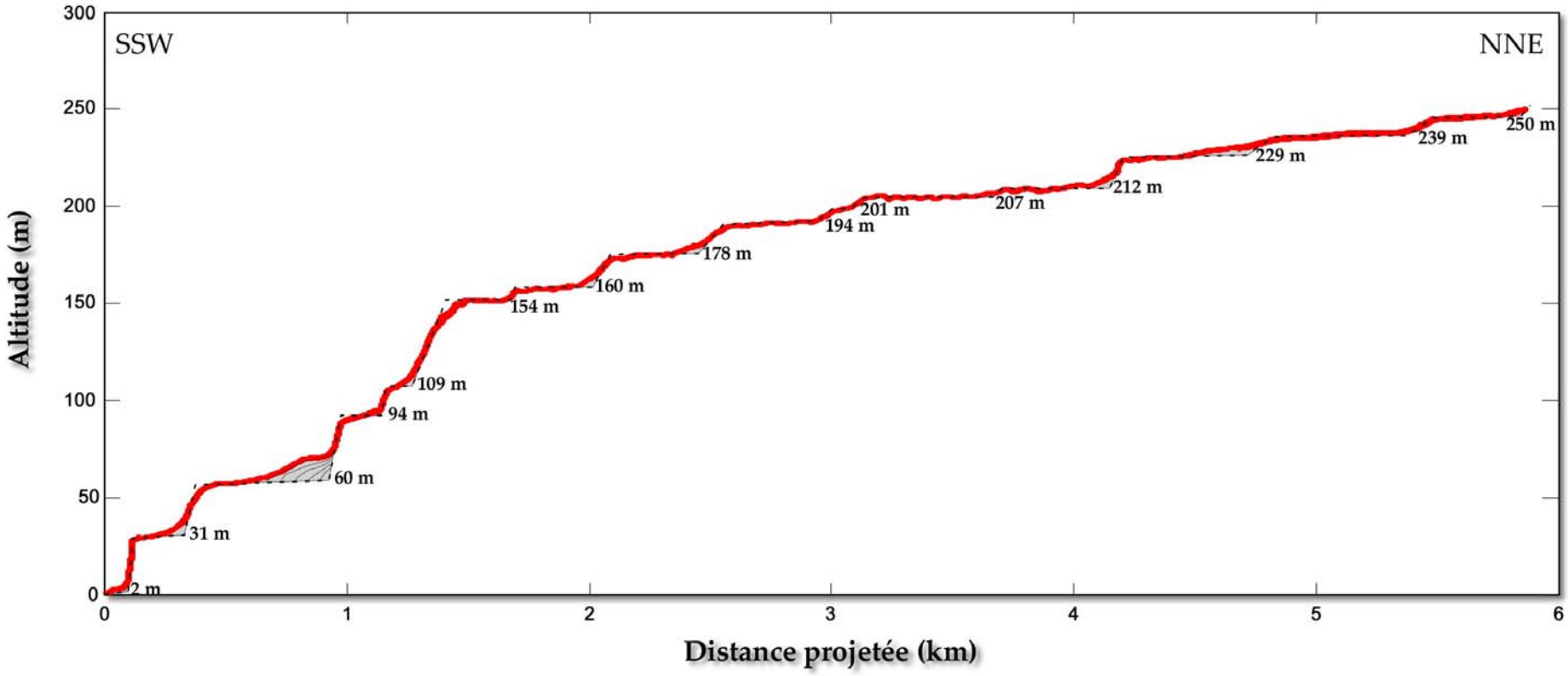


Figure 69 : Profil GPS cinématique des niveaux de terrasses marines de dépôts de la baie de Chala entre 0 et 250 m d'altitude. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine et à leur dénomination. Le trait en tirets représente le profil théorique des terrasses avant l'érosion des escarpements. Les dépôts accumulés au niveau des pieds de falaise sont représentés en gris.

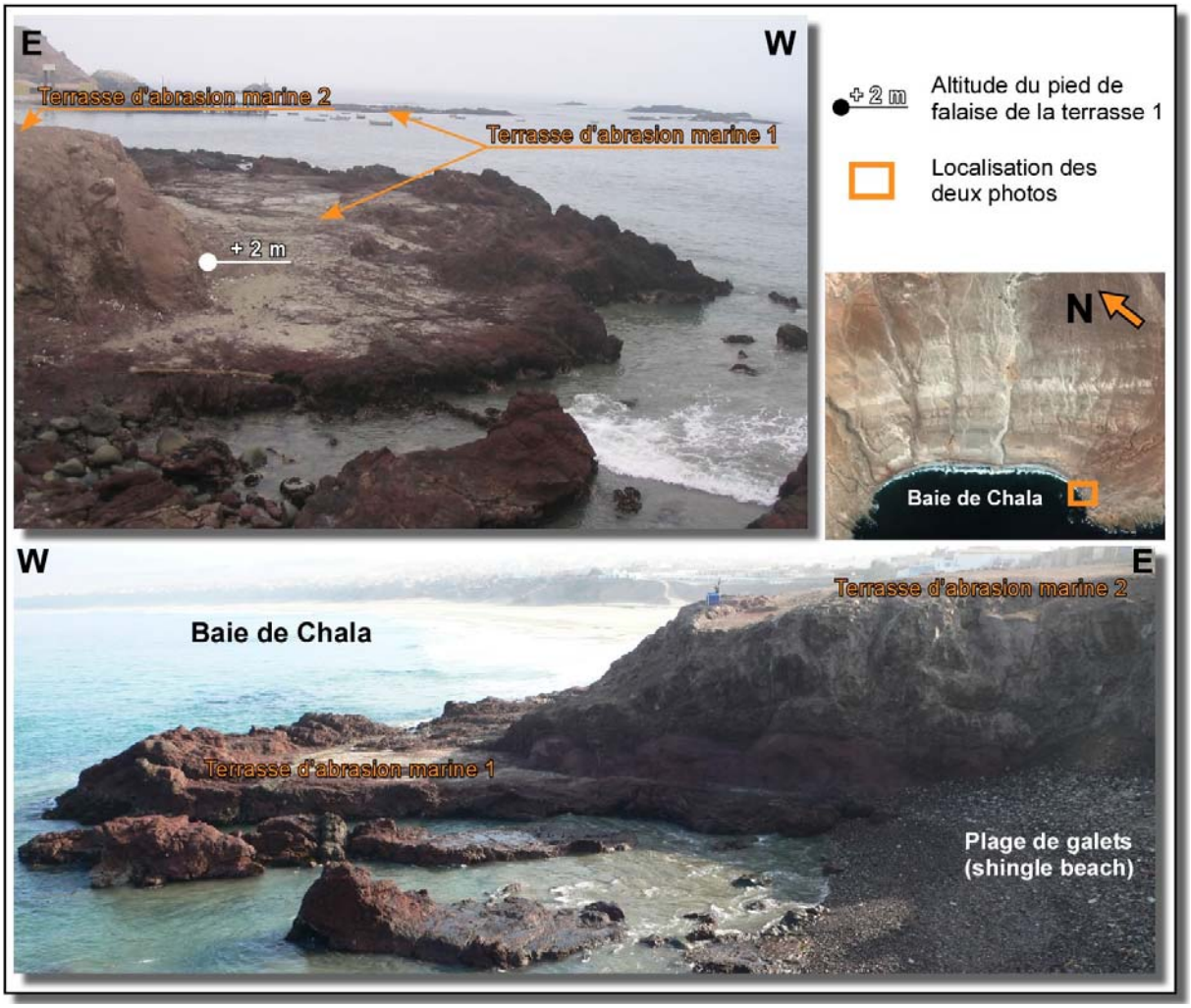


Figure 70 : Les deux niveaux de terrasses d'abrasion marine sur le bord sud de la baie de Chala (en contrebas de l'hôtel de las Turistas). Le niveau d'abrasion de la terrasse d'abrasion marine 1 (~ +2m) est assez étendu. On peut le distinguer en arrière plan, sur la photographie du haut. L'altitude du pied de falaise de la terrasse d'abrasion marine 2 est à +11 m. Cette terrasse n'a pas d'équivalent le long de la baie de Chala et n'est donc préservée que localement.

4.2.3.3. La zone d'Ilo

La zone d'Ilo (17,8°S) peut être divisée en deux secteurs du point de vue de leur évolution tectonique depuis le Pléistocène : celui au Nord de Punta Coles et celui au Sud de Punta Coles. La disposition étagée des terrasses marines ainsi que l'épaisseur réduite des dépôts marins associés aux terrasses sont typiques de la côte Sud du Pérou (Ortlieb et al., 1996). Au Nord de Punta Coles, on distingue une séquence de 12 terrasses marines pléistocènes, dont la Pampa Inalambrica à +160 m, et une terrasse marine supplémentaire (+350 m) qui est probablement d'âge Pliocène. Depuis le Pléistocène, la zone a été affectée par quelques failles orientées N160°E et E-W (Ortlieb et al., 1996). Au sud de Punta Coles, les terrasses marines sont moins bien préservées qu'au Nord, avec le même nombre de terrasses

au-dessus de la terrasse à +40 m. En revanche, en contrebas de la terrasse à +40 m, trois terrasses marines du secteur Nord correspondent à une seule terrasse marine de dépôts composite (à +25 m), au Sud de Punta Coles, appelée Pampa del Palo. La superposition des unités marines ainsi que les dépôts anormalement épais de la Pampa del Palo indiquent que cette terrasse a subi un régime tectonique différent. Cette terrasse est limitée par des failles orientées N120°E et N20-40°E formant un bloc qui a évolué indépendamment de la région alentour. A l'extrémité Nord de ce bloc, les failles orientées N20-40°E, dont la faille de Chololo (Audin et al., 2008 ; Figure 71) forment de petits grabens orientés NE-SW qui abaissent la terrasse Pampa del Palo de ~10 m (Ortlieb et al., 1996). Le soulèvement du bloc Pampa del Palo s'est ainsi effectué à une vitesse plus faible que le reste de la zone d'Ilo, et a même subi une subsidence relative. Puis, à partir du sous-stade isotopique 5c, les mouvements verticaux différentiels cessent et le bloc Pampa del Palo est incorporé au reste de la zone d'Ilo et se soulèvent à la même vitesse. La vitesse de soulèvement ainsi proposée par Ortlieb et al. (1996) depuis 120 ka, est de 160 mm/ka.

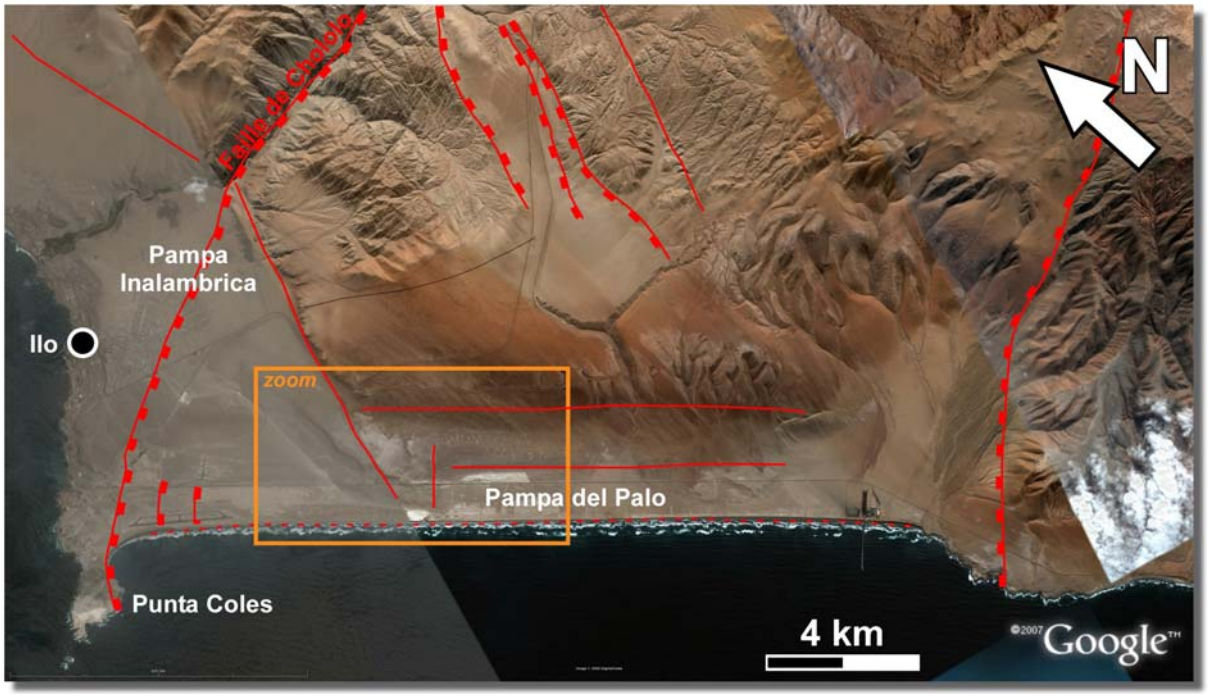


Figure 71 : Cartographie du contexte tectonique et géomorphologique de la zone d'Ilo (17,8°S). Les traits en rouge indiquent les failles normales et les rectangles rouges, le sens du plongement. Le trait en pointillé rouge indique une faille probable qui suit la ligne de côte qui est très rectiligne. Cette régularité dans le tracé de la ligne de côte est anormale le long de la côte péruvienne dont le tracé est beaucoup plus découpé. Pampa Inalambrica et Pampa del Palo indiquent le nom de deux terrasses marines très bien marquées et préservées dans le paysage, à +160 m et +25 m, respectivement. Le rectangle orange matérialise la Figure 72.

Les terrasses marines sont érodées sur le flanc Ouest de la Cordillère de la Côte, composée essentiellement de diorite et de granodiorite du Jurassique et du Crétacé. Elles sont généralement constituées d'un niveau d'abrasion marine (ancien platier) recouvert par une fine couche de sédiments littoraux (quelques décimètres à 2 m d'épaisseur). La terrasse Pampa del Palo, quant à elle, est constituée d'une épaisse couche sédimentaire (~20 m), composée d'unités marines et lagunaires qui se sont déposées lors des hauts niveaux marins successifs (Goy et al., 1990 ; Ortlieb et al., 1991, 1996 ; Zazo et al., 1994). Les terrasses peuvent être localement recouvertes par des dépôts de cônes alluviaux et une pellicule de sable éolien. Plusieurs terrasses marines ont été préservées au-dessus de la terrasse Pampa del Palo, à +40 m, +50, +80 m, +120 m et +160 m (Goy et al., 1990 ; Ortlieb et al., 1991 ; Zazo et al., 1994).

Les terrasses marines à +25 m (Pampa del Palo), +40 m et +80 m ont été attribuées aux stades isotopiques 5, 7 et 9 (Ortlieb et al., 1992, 1996). En effet, à partir d'analyses U-Th ($^{230}Th/^{234}U$ et $^{234}U/^{238}U$), de données d'allo-isoleucine et de mesures de composition en ^{18}O sur des séries de coquilles échantillonnées dans les dépôts de la Pampa del Palo, Ortlieb et al. (1992) attribuent un âge du dernier stade interglaciaire à la Pampa del Palo. Malheureusement, ils n'ont pas pu déterminer un âge précis pour les terrasses supérieures, mais proposent d'associer, par chronostratigraphie, la terrasse à +40 m, au stade isotopique 7, et la terrasse à +80 m, au stade 9.

Nous avons échantillonné la terrasse d'abrasion marine +80 m. Les échantillons (4) ont été prélevés suivant un profil vertical de ~2,20 m de profondeur dans le substratum rocheux de la Cordillère de la Côte composé de granodiorite du Crétacé. A ce niveau, le substratum rocheux de la terrasse n'est pas recouvert de dépôts sédimentaires mais juste d'une fine couche de sable éolien en surface.

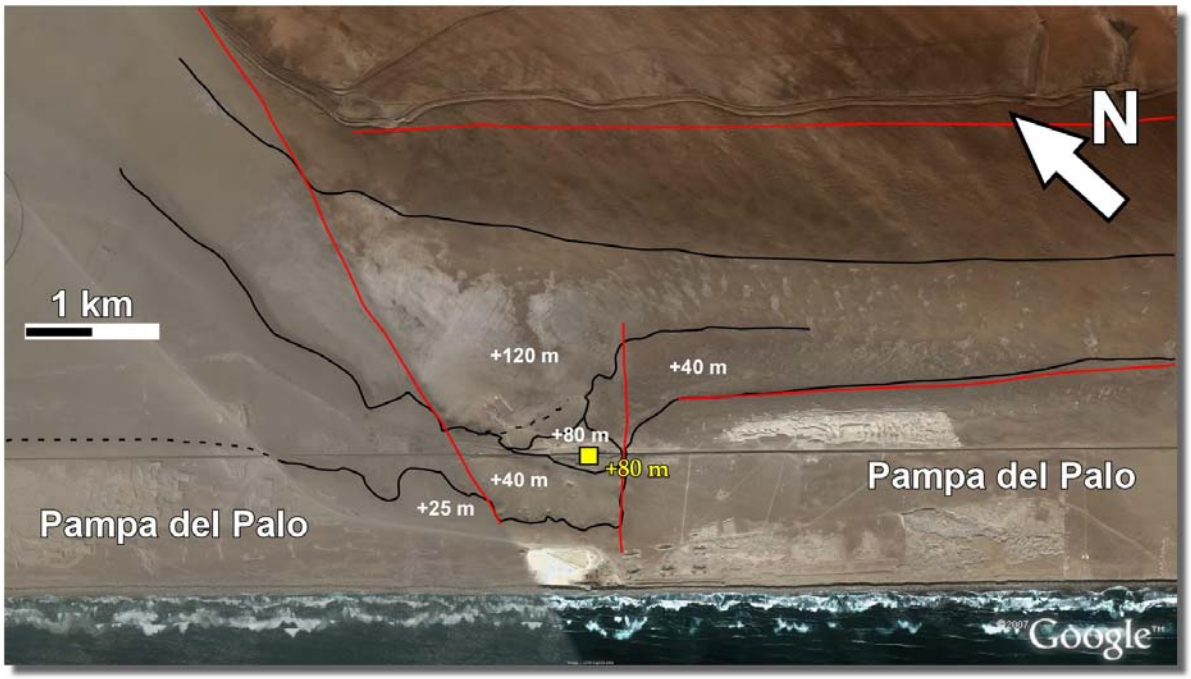
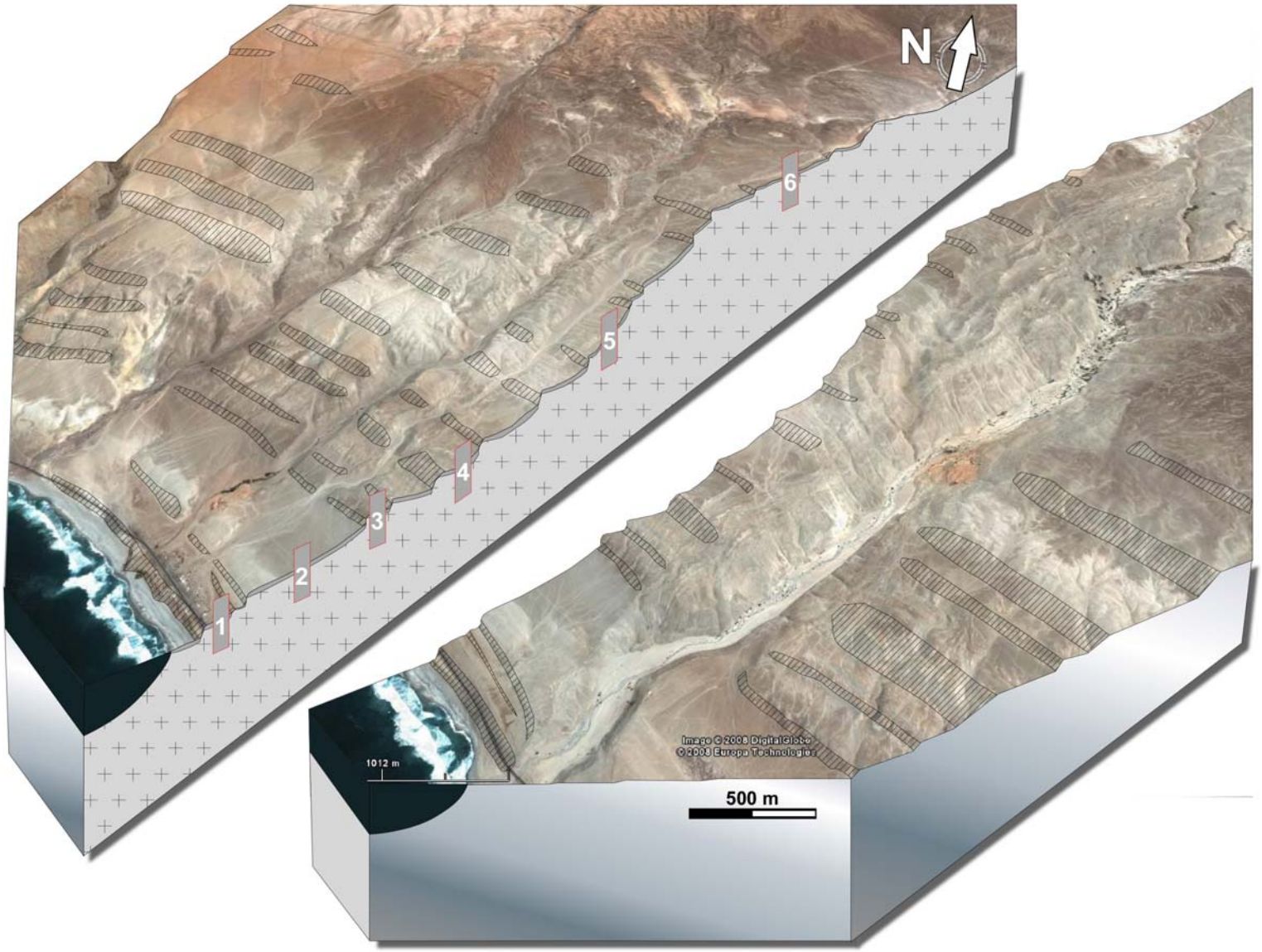


Figure 72 : Cartographie des 4 niveaux de terrasses marines à l'Est de Punta Coles, au niveau de playa Coquina, dont la Pampa del Palo à +25 m. Les traits noirs représentent le pied de l'escarpement de chaque terrasse. Les traits rouges matérialisent les failles. Le rectangle jaune indique la terrasse échantillonnée et son altitude.

4.2.4. Stratigraphie des terrasses marines de la baie de Chala

La description détaillée de tous les logs stratigraphiques relevés dans une tranchée, le long de la route, et dans cinq puits, creusés dans les sédiments des terrasses, a été mise en annexe (Annexe 2). Nous avons relevé les logs de la terrasse marine à +31 m, +60 m, +94 m, +154 m, +207 m et +239 m (Figure 73). Cette analyse stratigraphique permet de déterminer le type de sédiments déposés, d'identifier la présence de coquilles, le nombre de couches stratigraphiques, l'épaisseur des sédiments de la terrasse etc. Elle a nous permis de déterminer quelle terrasse pouvait être échantillonnée pour la datation et quelle est la nature des sédiments échantillonnés. Enfin, cette analyse permet de pouvoir interpréter, en termes de chronologie de dépôt, les âges obtenus.

Figure 73 (page suivante): Bloc diagramme de la série de terrasses marine de dépôts de la baie de Chala permettant la localisation des logs stratigraphiques relevés. Le log stratigraphique (LS) 1 a été relevé le long de la Panaméricaine qui recoupe la terrasse +31 m. Les cinq autres logs ont été relevés dans des puits creusés dans la partie plane des terrasses. LS 2, 3, 4, 5 et 6 correspondent aux terrasses +60 m, +94 m, +154 m, +207 m et +239 m.


N
1
2
3
4
5
6
1012 m
Image © 2008 DigitalGlobe
© 2008 Europa Technologies
500 m

4.2.5. Datation au ^{10}Be des terrasses marines

Le sud du Pérou fait partie de la zone morpho-climatique du désert d'Atacama. Dans ce désert, la méthode de datation de l'isotope cosmogénique produit in-situ du ^{10}Be est parfaitement adaptée pour la datation de nombreux marqueurs géomorphologiques et notamment pour la datation des terrasses marines. Cette région désertique est hyper-aride et présente des taux d'érosion très faible favorisant la préservation des marqueurs géomorphologiques (Riquelme, 2003 ; Dunai et al., 2005 ; Nishiizumi et al., 2005 ; Kober et al., 2007). Dans la zone côtière du désert d'Atacama, Dunai et al. (2005) reportent un taux d'érosion inférieur à $1e^{-6}$ m/an. Kober et al. (2007) proposent des taux d'érosion à faibles altitudes extrêmement bas, de l'ordre de $0{,}1e^{-6}$ à $1e^{-6}$ m/an alors que le taux d'érosion augmente avec l'altitude. L'utilisation conjointe de plusieurs cosmonucléides de différentes demi-vies a permis de déduire que le taux d'érosion à long-terme n'a pas varié significativement et qu'il a été bas et constant depuis la fin du Néogène (Kober et al., 2007). Ceci est également montré par d'autres méthodes quantitatives (Riquelme et al., 2008). Dans cette région, nombre des terrasses marines étudiées présentent un vernis désertique très bien développé, suggérant une excellente préservation des marqueurs géomorphologiques, en accord avec une faible érosion et/ou une faible modification des marqueurs suite à l'abandon par la mer.

La méthode du ^{10}Be n'a jamais été utilisée pour la datation de terrasses marines au sud-Pérou, que ce soit sur des terrasses d'abrasion marine ou des terrasses marines de dépôts. Nous avons vu que les processus de formation des terrasses d'abrasion et de dépôts sont différents, mais on ne connaît pas la durée de formation de ces terrasses marines. La durée de formation des terrasses d'abrasion est-elle différente de celle des terrasses marines de dépôts ? Pour déterminer cela, nous avons échantillonné les deux types de terrasses marines et nous avons appliqué des stratégies d'échantillonnage adaptées au matériel échantillonnable dans chacun des cas (abrasion et dépôt). En effet, la durée d'exposition de la terrasse aux rayons cosmiques, que l'on mesure à l'aide du ^{10}Be, nous permettra de retracer le mode et la durée de formation de ces terrasses. Nous avons donc calculé les âges d'exposition des terrasses aux rayons cosmiques selon différents scénarii avec des taux d'érosion différents : un scénario avec une érosion nulle, un autre avec un taux d'érosion à $1e^{-7}$ m/an et un dernier scénario avec un taux d'érosion à $1e^{-6}$ m/an.

De plus, nous n'avons pas utilisé un taux de soulèvement moyen pour calculer le taux de production moyen du ^{10}Be intégré sur le temps puisque les terrasses échantillonnées se sont formées à l'altitude 0 du niveau marin correspondant, puis, ont ensuite été soulevées. Si le soulèvement n'a pas été constant et qu'il a ralenti ou accéléré, les âges d'exposition correspondants seraient plus jeunes ou plus vieux, respectivement. Par exemple, les âges changeraient de ~10% si le taux de soulèvement diminuait/augmentait au quadruple après la moitié du temps d'exposition (Dunai et al., 2005). Nous avons préféré prendre le modèle le plus simple pour calculer les âges ^{10}Be. De plus, pour des altitudes inférieures à 250 m, intégrer un taux de production moyen dans le calcul ne modifie pas significativement les âges obtenus.

4.2.5.1.1. La zone de San Juan de Marcona

Nous avons échantillonné en surface quatre terrasses marines dans cette zone (Figure 74).

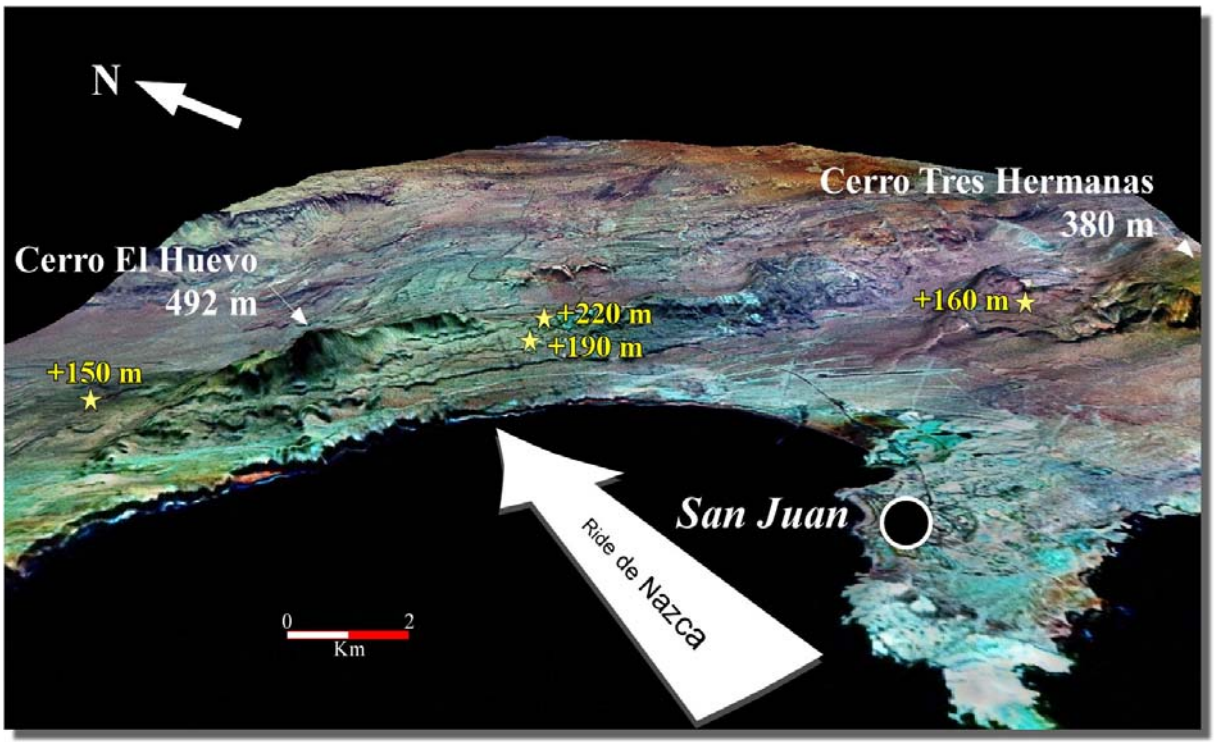


Figure 74 : Carte de localisation des échantillons analysés (étoiles jaune) de quatre terrasses d'abrasion marine développées sur les flancs des Cerros El Huevo et Tres Hermanas dans la baie de San Juan. Vue 3D d'une image satellite Landsat drapée sur un MNT SRTM à 90 m.

Pour la terrasse marine à +150 m dans la baie de San Nicolás, nous avons échantillonné des blocs sub-arrondis de quartzite, légèrement enchâssés dans la surface de la terrasse,

d'environ 20 cm de long sur 10 cm d'épaisseur. Le transport subi par ces blocs ne peut être que réduit car ils ne peuvent que provenir du Cerro El Huevo, qui, au moment de la formation des terrasses, formait un paléo-îlot.

Pour la terrasse marine à +190 m, sur le flanc sud-ouest du Cerro El Huevo, nous avons échantillonné la surface de la terrasse et le sommet de deux écueils de hauteur différente, ~2 m, 1 m.

Pour la terrasse à +220 m, sur le flanc sud-ouest du Cerro El Huevo, nous avons échantillonné des blocs sub-arrondis de granodiorite, enchâssés dans la surface de la terrasse, d'environ 20-30 cm de long sur 10 cm d'épaisseur.

Enfin, pour la terrasse à +162 m, sur le flanc nord-ouest du Cerro Tres Hermanas, nous avons échantillonné un filon de quartz qui affleure avec le substratum à la surface de la terrasse d'abrasion.

Les âges des terrasses d'abrasion de la baie de San Juan, obtenus avec les différents paramètres pris en compte, sont synthétisés dans la Table 4.

La terrasse d'abrasion marine à +150 m dans la baie de San Nicolás, sur les flancs du Cerro El Huevo.

Les trois échantillons de la terrasse marine à +150 m donnent des âges de 228 ± 28 ka, 273 ± 32 ka et 336 ± 40 ka pour le modèle avec un taux d'érosion nul. Les erreurs associées aux âges correspondent aux sommes des erreurs analytiques et « géologiques » respectives (Cf. 3.1.1.4.2). Les âges obtenus diffèrent quelque peu entre eux, avec une différence d'âge de 108 ka entre le plus jeune et le plus vieux. Cette différence provient du matériel échantillonné. En effet, nous avons échantillonné des blocs à la surface de la terrasse qui peuvent contenir un héritage, dû à une pré-exposition au rayonnement cosmique. Cependant, les blocs échantillonnés sur la terrasse ont en commun l'histoire de l'exposition de la terrasse aux rayons cosmiques, c'est-à-dire l'âge, mais pas l'héritage. Ainsi, l'échantillon qui a l'âge le plus jeune est aussi celui qui a l'héritage le plus faible et qui reflète le mieux l'âge de formation de la terrasse. On peut donc faire l'hypothèse que l'âge de la terrasse à +150 m est au maximum de 228 ± 28 ka avec le modèle à taux d'érosion nul.

Pour un taux d'érosion de $1e^{-6}$ m/an, les échantillons analysés donnent des âges de 286 ± 46 ka, 364 ± 60 ka et 493 ± 96 ka. De même que pour le modèle précédent, les âges diffèrent.

L'âge le plus jeune est celui qui reflète le mieux l'âge de la terrasse. Nous obtenons donc un âge maximum de 286 ± 46 ka, pour un taux d'érosion de $1e^{-6}$ m/an (Table 5).

La terrasse d'abrasion marine à +190 m dans la baie de San Juan, sur les flancs du Cerro El Huevo.

Les trois échantillons de la terrasse marine à +190 m donnent des âges de 200 ± 23 ka, 255 ± 29 ka et 318 ± 37 ka. Dans le cas de cette terrasse, la différence entre les trois âges obtenus est lié cette fois-ci au fait que l'on a échantillonné la surface de la terrasse et le sommet de deux écueils de hauteur variable (~2 m, 1 m). L'âge le plus vieux correspond à l'échantillon en surface de la terrasse. Le plus haut des deux écueils, celui qui est le plus éloigné de la surface de la terrasse, a l'âge le plus jeune des deux. Ainsi, plus l'écueil est haut, plus l'âge s'éloigne de celui de la surface et plus l'âge devient jeune (Figure 75).

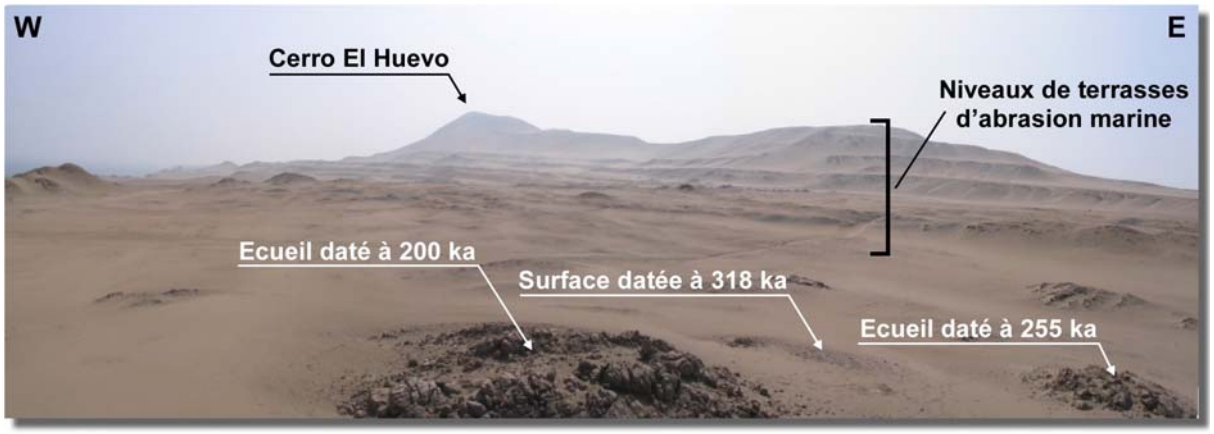


Figure 75 : Panorama du Cerro El Huevo (492 m) avec, au premier plan, la terrasse d'abrasion marine à +190 m présentant des écueils rocheux et, au deuxième plan, les niveaux de terrasses d'abrasion marine supérieurs. Les écueils rocheux datés par la méthode du ^{10}Be sont indiqués.

En effet, si l'écueil le plus haut est celui qui a été émergé le plus tôt, c'est-à-dire celui qui a été exposé le plus tôt aux rayons cosmiques, il devrait présenter les âges les plus vieux. Cependant, les écueils les plus hauts sont aussi ceux qui sont le plus soumis à une forte érosion (Figure 76). Sur la photographie de la figure 53, on observe bien que la roche qui constitue les écueils est éclatée et qu'elle subit une forte érosion. Les écueils hauts sont donc beaucoup plus décapés par l'érosion que les écueils bas et la surface plane de la terrasse. Ainsi, l'âge de l'écueil le plus bas est celui qui reflète le mieux l'âge réel de la terrasse. L'âge

de la terrasse d'abrasion marine à +190 m est donc de l'ordre de 318 ± 37 ka avec le modèle à érosion nulle (Table 4).

Figure 76 : Photographie d'un écueil rocheux d'environ 2 m de haut montrant que la roche au sommet est éclatée et soumise à l'érosion.

Avec un taux d'érosion de $1e^{-6}$ m/an, les trois âges obtenus sont 242 ± 34 ka, 331 ± 52 ka et 455 ± 83 ka, pour les écueils à ~2 m, 1 m et 10 cm respectivement. De même que pour le modèle à zéro érosion, l'âge de l'écueil le plus bas est celui qui reflète le plus l'âge réel de la terrasse. Ainsi, l'âge de la terrasse d'abrasion marine à +190 m est donc de 455 ± 83 ka pour le modèle avec un taux d'érosion de $1e^{-6}$ m/an (Table 5).

Sites	Terrasse marine	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Epaisseur échantillon (cm)	Atomes de ^{10}Be/g/Qtz	Erreur sur Atomes de ^{10}Be/g/Qtz	Facteur d'échelle Epaisseur	Facteur du Masque topographique	Taux de Production (muons) (atomes/g/an)	Taux de Production (spallation) (atomes/g/an)	Erreur analytique (an)	Erreur géologique (an)	Age d'exposition (an)	Erreur analytique + géologique (an)	Age terrasse (ka)	± Erreur (ka)
Cerro El Huevo San Juan	+220 m	-15,31	-75,14	205	4	1508280	37040	0,967	0,9998	0,211	3,56	12049	44200	442141	56249	400	49
		-15,31	-75,14	205	3	1387907	30982	0,9751	0,9998	0,212	3,59	9805	39325	399947	49130		
		-15,31	-75,14	205	5	1429233	25307	0,959	0,9996	0,211	3,53	8216	41050	420338	49266		
	+190 m	-15,31	-75,15	180	3	706554	13527	0,9751	0,9997	0,209	3,49	4007	18582	199789	22589	318	37
		-15,31	-75,15	180	5	1079029	19949	0,959	0,9997	0,209	3,44	6342	30405	318393	36747		
		-15,31	-75,15	180	4	880807	16531	0,967	0,9973	0,209	3,46	5074	23981	254756	29055		
	+150 m	-15,27	-75,18	141	6	761607	19584	0,951	0,9994	0,206	3,31	6186	21753	228103	27939	228	28
		-15,27	-75,18	141	3	924908	18555	0,9751	0,9998	0,206	3,4	5842	25911	273196	31753		
		-15,27	-75,18	141	7	1085647	21666	0,9432	0,9998	0,206	3,29	7246	32312	335774	39558		
Cerro Tres Hermanas	+162 m	-15,37	-75,10	162	4	1194153	21972	0,967	0,9997	0,208	3,45	7069	34047	353642	41116	353	10
		-15,37	-75,10	162	4	1169275	21564	0,967	0,9998	0,208	3,45	6912	33211	345578	40123		
		-15,37	-75,10	162	4	1209029	22233	0,967	0,9996	0,208	3,45	7170	34555	358511	41725		
Chaviña	+150 m	-15,60	-74,69	140	4	1014693	18050	0,967	0,9998	0,206	3,37	5807	28899	304146	34706	304	35
Tanaka	+ 90 m	-15,74	-74,46	90	5	565919	15872	0,959	0,9998	0,203	3,25	4977	16168	170537	21145	171	21
Chala	+154 m	-15,83	-74,26	152	4	13102142	203314	0,9754	0,9998	0,207	3,46	0	0	0	0		
		-15,83	-74,26	152	5	13635415	288303	0,959	0,9998	0,207	3,4	0	0	0	0		
		-15,83	-74,26	152	5	2207161	50367	0,959	0,9997	0,207	3,4	19493	76571	719951	96064		
		-15,83	-74,26	152	5	1273961	27598	0,959	0,999	0,207	3,39	9161	37790	386284	46951		

Table 4 : Table récapitulative des âges ^{10}Be des échantillons de surface des terrasses marines étudiées sur la côte Sud du Pérou. Toutes les données nécessaires au calcul des âges ^{10}Be pour chaque échantillon sont reportées dans cette table. L'erreur associée à l'âge de la terrasse (dernière colonne) correspond à la somme des erreurs analytique et géologique, sauf pour la terrasse +162 m du Cerro Tres Hermanas, qui correspond à 2σ de l'âge moyen.

Sites	Terrasse	Nom Echantillon	Taux d'érosion (m.an-1)	Erreur analytique (an)	Age d'exposition (an)	Erreur géologique (an)	Taux d'érosion (m.an-1)	Erreur analytique (an)	Age d'exposition (an)	Erreur géologique (an)	Taux d'érosion (m.an-1)	Erreur analytique (an)	Age d'exposition (an)	Erreur géologique (an)
Cerro El Huevo	+220 m	SJ-3-4s	0	12049	442141	44200	1,00E-07	13103	459832	48068	1,00E-06	55446	821969	203403
		SJ-3-3s	0	9805	399947	39325	1,00E-07	10567	414251	42380	1,00E-06	33309	668476	133588
		SJ-3-5s	0	8216	420338	41050	1,00E-07	8892	436219	44431	1,00E-06	31917	736871	159470
	+190 m	20060718-SJ-4-1	0	4007	199789	18582	1,00E-07	4150	203161	19244	1,00E-06	6085	242256	28221
		180706-SJ-4-4	0	6342	318393	30405	1,00E-07	6720	327236	32218	1,00E-06	14251	454591	68327
		180706-SJ-4-3	0	5074	254756	23981	1,00E-07	5310	260319	25095	1,00E-06	9054	331001	42794
	+150 m	SN-1-1	0	6186	228103	21753	1,00E-07	6440	232524	22647	1,00E-06	10165	286115	35744
		SN-1-3	0	5842	273196	25911	1,00E-07	6135	279625	27211	1,00E-06	11081	364105	49149
		SN-1-4	0	7246	335774	32312	1,00E-07	7705	345641	34357	1,00E-06	17507	493120	78065
Cerro Tres Hermanas	+162 m	SJ-2-1	0	7069	353642	34047	1,00E-07	7545	364664	36337	1,00E-06	18591	536977	89536
		SJ-2-3	0	6912	345578	33211	1,00E-07	7365	356079	35386	1,00E-06	17495	517056	84063
		SJ-2-5	0	7170	358511	34555	1,00E-07	7660	369854	36916	1,00E-06	19310	549355	93059
Chaviña	+150 m	P8	0	5807	304146	28899	1,00E-07	6136	312180	30535	1,00E-06	12326	424408	61344
Tanaka	+ 90 m	TK1	0	4977	170537	16168	1,00E-07	5126	172969	16652	1,00E-06	7005	199929	22758
Chala	+154 m	270805-S3-1	0	0	0	0	1,00E-07	0	0	0	1,00E-06	0	0	0
		270805-S3-5	0	0	0	0	1,00E-07	0	0	0	1,00E-06	0	0	0
		270805-S3-7	0	19493	719951	76571	1,00E-07	22658	770932	89005	1,00E-06	0	0	0
		270805-S3-8	0	9161	386284	37790	1,00E-07	9844	399551	40605	1,00E-06	28579	625440	117891

Table 5 : Table des âges des échantillons de surface des terrasses marines en fonction d'un taux d'érosion donné : nul, $1e^{-7}$ et $1e^{-6}$ m/an. Les âges ont été calculés à partir du calculateur en ligne CRONUS-Earth.

La terrasse d'abrasion marine à +220 m dans la baie de San Juan, sur les flancs du Cerro El Huevo.

Concernant la terrasse marine à +220 m, les trois échantillons analysés donnent des âges de 442 ± 56 ka, 400 ± 49 ka et 420 ± 49 ka pour le modèle avec un taux d'érosion nul. Les âges obtenus diffèrent peu entre eux, avec une différence d'âge de 42 ka seulement entre l'âge le plus jeune et le plus vieux, en échantillonnant des blocs enchâssés dans la surface de la terrasse. Ainsi, il est vraisemblable que les échantillons contenaient peu d'héritage puisque le résultat des mesures est assez bien groupé. Cependant, en suivant le même schéma que pour la terrasse à +150 ka, on peut supposer que l'âge le plus jeune reflète le plus l'âge réel de la terrasse marine. Ainsi, l'âge de la terrasse à +220 m serait de 400 ± 49 ka pour le modèle avec un taux d'érosion nul.

Pour un taux d'érosion de $1e^{-6}$ m/an, les échantillons analysés donnent des âges de 822 ± 259 ka, 668 ± 167 ka et 737 ± 191 ka. Les âges diffèrent beaucoup plus que pour le modèle à érosion nulle. Cependant, en suivant toujours le même principe, on peut considérer que l'âge le plus jeune est celui qui reflète le mieux l'âge de la terrasse. Nous obtenons donc un âge maximum de 668 ± 167 ka, pour le modèle avec un taux d'érosion de $1e^{-6}$ m/an.

La terrasse d'abrasion marine à +162 m dans la baie de San Juan, sur les flancs du Cerro Tres Hermanas.

Enfin, pour la terrasse à +162 m, sur le flanc nord-ouest du Cerro Tres Hermanas, nous avons obtenu des âges de 346 ± 40 ka, 354 ± 41 ka et 359 ± 42 ka pour le modèle à taux d'érosion nul. Ces âges sont très bien groupés et illustrent le type de matériel échantillonné. En effet, nous avons échantillonné un filon de quartz qui affleurait à la surface de la terrasse marine. L'échantillonnage de la roche in situ, qui n'a subi aucun transport et aucune pré-exposition permet d'obtenir des âges très bien groupés et sans héritage. Ainsi, on peut calculer la moyenne des trois âges pour déterminer l'âge de la terrasse d'abrasion à +162m. On obtient donc un âge moyen de 353 ± 10 ka (Erreur de 2σ).

Pour le modèle avec un taux d'érosion de $1e^{-6}$ m/an, nous avons obtenu des âges de 517 ± 102 ka, 537 ± 108 ka et 549 ± 112 ka. De même que pour le modèle à taux d'érosion nul, les âges sont très bien groupés et on peut calculer la moyenne des trois. On obtient donc un âge moyen de 534 ± 26 ka (2σ), pour la terrasse à +162 m, avec un taux d'érosion de $1e^{-6}$ m/an.

4.2.5.1.2. La zone de Chala-Tanaka-Chaviña

Dans la zone de Chala-Tanaka-Chaviña, nous avons daté une terrasse marine de dépôts à l'Ouest de Chaviña (terrasse à +150 m), trois terrasses marines de dépôts dans la baie de Chala (terrasses à +60 m, +94 m et +154 m) et une terrasse d'abrasion marine au Sud-est de la ville de Tanaka (terrasse à +90 m) (Figure 77 ; Table 4 ; Table 6).

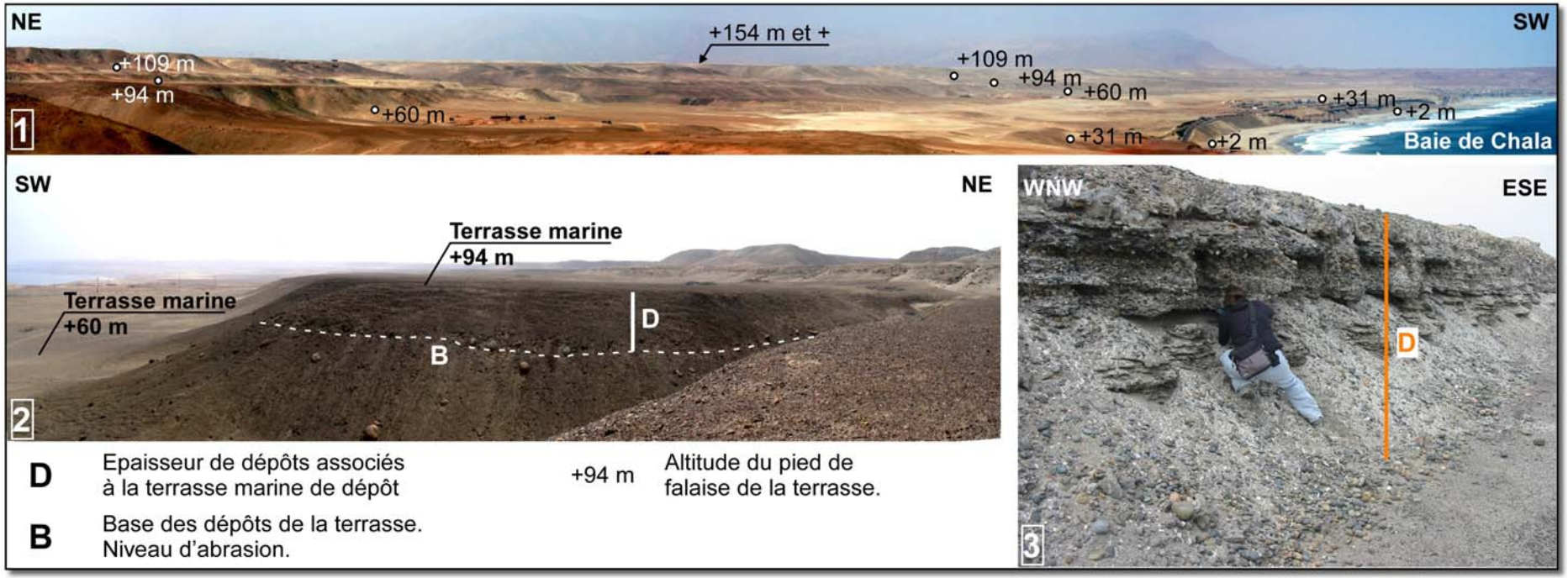


Figure 77 : 1 – Panorama des terrasses marines de dépôts de la baie de Chala. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise des terrasses et caractérisent chaque niveau de terrasse. 2 – Panorama de la terrasse marine de dépôts à +94 m où l'on peut observer l'épaisseur des dépôts de terrasse (D) ainsi que la base de ces dépôts (B) et donc le niveau d'abrasion associé à la formation de la terrasse à +94 m. La base de ces dépôts est soulignée par un niveau à galets sub-arrondis décimétriques et intercalation de coquilles brisées et entières, provenant d'une ancienne plage de galets (shingle beach) présente, au niveau de la mer, lors de la formation de cette terrasse par érosion du platier et retrait de la falaise côtière. 3 – Photographie d'une partie de l'épaisseur de dépôts associés à la terrasse marine de dépôts à l'Ouest de Chaviña.

Nous avons employé deux méthodes différentes pour calculer les âges des terrasses marines de dépôts. Quand le nombre d'échantillons le permet (≥ 4), nous avons calculé les âges à partir de la courbe de décroissance exponentielle de la concentration de ^{10}Be en fonction de la profondeur qui s'ajuste le mieux aux données. Le modèle fournit l'âge de la terrasse pour différents taux d'érosion en fonction du degré de confiance lié au résultat (graphique de l'âge en fonction du taux d'érosion et de la valeur du X^2). Puis, dans un deuxième temps, nous avons calculé les âges avec une autre méthode afin de comparer les âges obtenus entre eux et déduire l'âge minimum de la terrasse marine. Dans cette deuxième méthode, la masse volumique (porosité) de l'épaisseur de sédiments traversée par les rayons cosmiques est un important paramètre dans le calcul des âges en fonction de la profondeur. Cependant, la détermination précise de ce paramètre est d'autant plus difficile à contraindre que ce sont des dépôts hétérogènes et hétérométriques. Ainsi, nous avons pris en compte une incertitude sur la valeur de la masse volumique et calculé les âges des échantillons en profondeur pour deux masses volumiques différentes. Pour cela, nous avons pris 1700 et 1900 kg.m^{-3} qui sont les masses volumiques pour des sédiments secs, hétérogènes et hétérométriques (Table 6). Pour la masse volumique des échantillons en surface, nous avons pris la masse volumique de la lithologie du bloc, en général la masse volumique du quartzite ou de la granodiorite (2700 kg.m^{-3}).

La terrasse marine de dépôts à +150 m, à l'Ouest de Chaviña.

Pour la terrasse à +150 m à l'Ouest de Chaviña, le nombre d'échantillons est insuffisant pour appliquer un modèle de décroissance de la concentration en fonction de la profondeur à partir des données. Nous avons donc appliqué la deuxième méthode aux deux échantillons en profondeur, pour obtenir l'âge de la terrasse. Nous avons donc ramené les échantillons en surface et calculé leur âge. L'échantillon de surface analysé donne un âge de 304 ± 35 ka, pour un taux d'érosion nul (Table 4). L'erreur associée est la somme des erreurs analytique et « géologique », calculées avec le calculateur en ligne CRONUS-Earth. Les deux échantillons en profondeur analysés pour la terrasse à +150 m à l'Ouest de Chaviña ont donné, pour une masse volumique de 1700 kg.m^{-3} et un taux d'érosion nul, des âges de 318 ± 14 ka et 358 ± 31 ka, bien en accord avec l'âge de l'échantillon en surface. L'erreur associée aux âges obtenus provient de l'incertitude sur la mesure de la profondeur de l'échantillon (10% de la

profondeur). Pour une masse volumique de 1900 kg.m^{-3}, les âges obtenus pour les deux échantillons en surface sont : 334 ± 17 ka et 400 ± 39 ka, pour une érosion nulle (Table 6).

En considérant un taux d'érosion maximum de 1e^{-6} m/an, on obtient des âges à 389 ± 22 ka et 452 ± 51 ka pour une masse volumique de 1700 kg.m^{-3} et à 427 ± 28 ka et 547 ± 76 ka, pour une masse volumique de 1900 kg.m^{-3}.

On observe ainsi que l'âge minimum de 304 ± 35 ka, pour la terrasse +150 m, est donné par l'âge ^{10}Be de l'échantillon en surface, pour un taux d'érosion nul.

Dans la baie de Chala, nous avons échantillonné trois terrasses marines : les terrasses marines à +60 m, +94 m et +154 m.

La terrasse marine de dépôts à +60 m dans la baie de Chala.

Pour la terrasse à +60 m, nous avons échantillonné un cône alluvial qui recouvre la terrasse. Les échantillons analysés n'ont pas donné de résultats très concluants pour un âge absolu de la terrasse, mais donnent cependant une idée sur l'âge minimum de la terrasse. En calculant la courbe de décroissance de la concentration de ^{10}Be en fonction de la profondeur, le modèle ne s'ajuste pas bien aux données, les âges étant dispersés autour de la courbe (Figure 78A). Ceux-ci reflètent la nature détritique et épisodique du dépôt de cône. Des épisodes plus jeunes sont intercalés entre des épisodes plus vieux. L'âge obtenu grâce au modèle donne un âge moyen légèrement inférieur à 300 ka, un âge minimum inférieur à 100 ka et un âge maximum légèrement supérieur à 500 ka, sans héritage et pour une érosion nulle (Figure 78B). Le cône alluvial s'étant déposé sur la terrasse marine, il est donc postérieur à celle-ci. On peut donc faire l'hypothèse que l'âge de la terrasse est supérieur à l'âge minimum obtenu dans le cône avec les deux méthodes, donc supérieur à 100 ka.

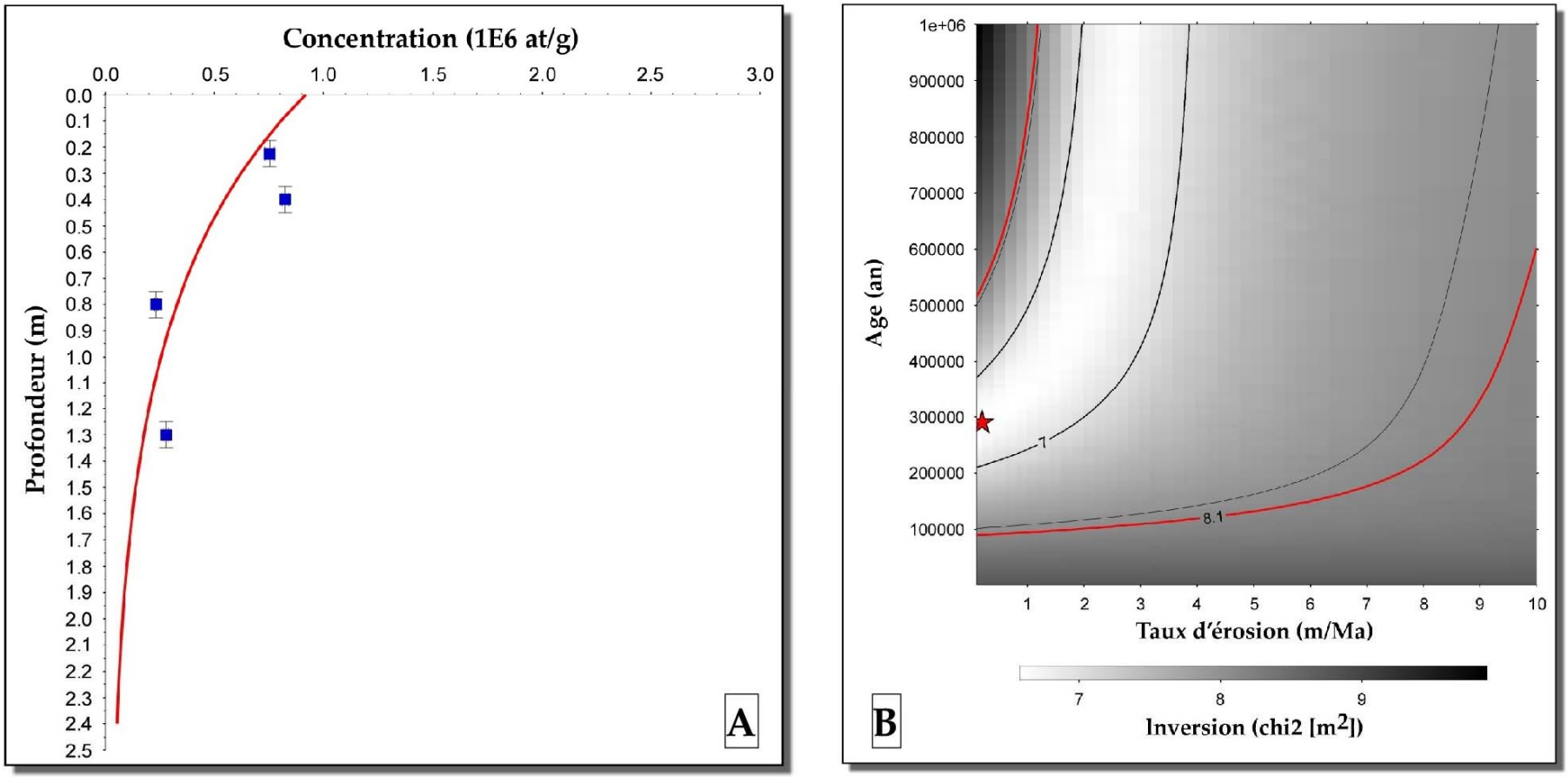


Figure 78 : A - Courbe de décroissance exponentielle de la production de ^{10}Be en fonction de la profondeur s'ajustant aux échantillons du profil vertical de la terrasse marine à +60 m, dans la baie de Chala. Les rectangles bleus correspondent à la concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur de chaque échantillon. La courbe en rouge est le modèle calculé pour un héritage nul. B - Diagramme 3D de l'âge (en ordonnée) en fonction du taux d'érosion (en abscisse) et de la distribution du X^2 (en niveaux de gris, le plus clair correspondant aux valeurs petites du X^2, donc au meilleur ajustement de la courbe aux données). Le X^2 (racine carrée de la somme des carrés des écarts entre le modèle et les données) indique un intervalle de confiance, plus il est bas, plus la confiance est bonne. La courbe rouge correspond à 1σ de confiance. L'étoile rouge correspond à l'âge moyen, pour un taux d'érosion nul, les intersections des deux courbes rouges avec l'axe des ordonnées (érosion nulle) donnent l'âge maximum et minimum de la terrasse, avec 1σ de confiance autour de l'âge moyen.

La terrasse marine de dépôts à +94 m dans la baie de Chala.

Pour la terrasse marine à +94 m, le modèle de décroissance de la concentration de ^{10}Be en fonction de la profondeur s'ajuste relativement bien avec les données. Nous avons appliqué deux modèles, un avec un héritage nul et un autre avec un héritage arbitraire de 200000 atome/g, soit ~58 ka, identique pour tous les échantillons (Figure 79). L'âge moyen obtenu avec le modèle à érosion 0 et héritage nul est de 500 ± 160 ka, tandis qu'avec un héritage de 200000 atome/g, on obtient un âge moyen de 330 ka, un âge minimum de 220 ka et un âge maximum de 440 ka, avec 1σ de confiance. Cependant, l'indice du X^2 est assez élevé, inférieur à 6 m², et reflète un intervalle de confiance moyen (Figure 80).

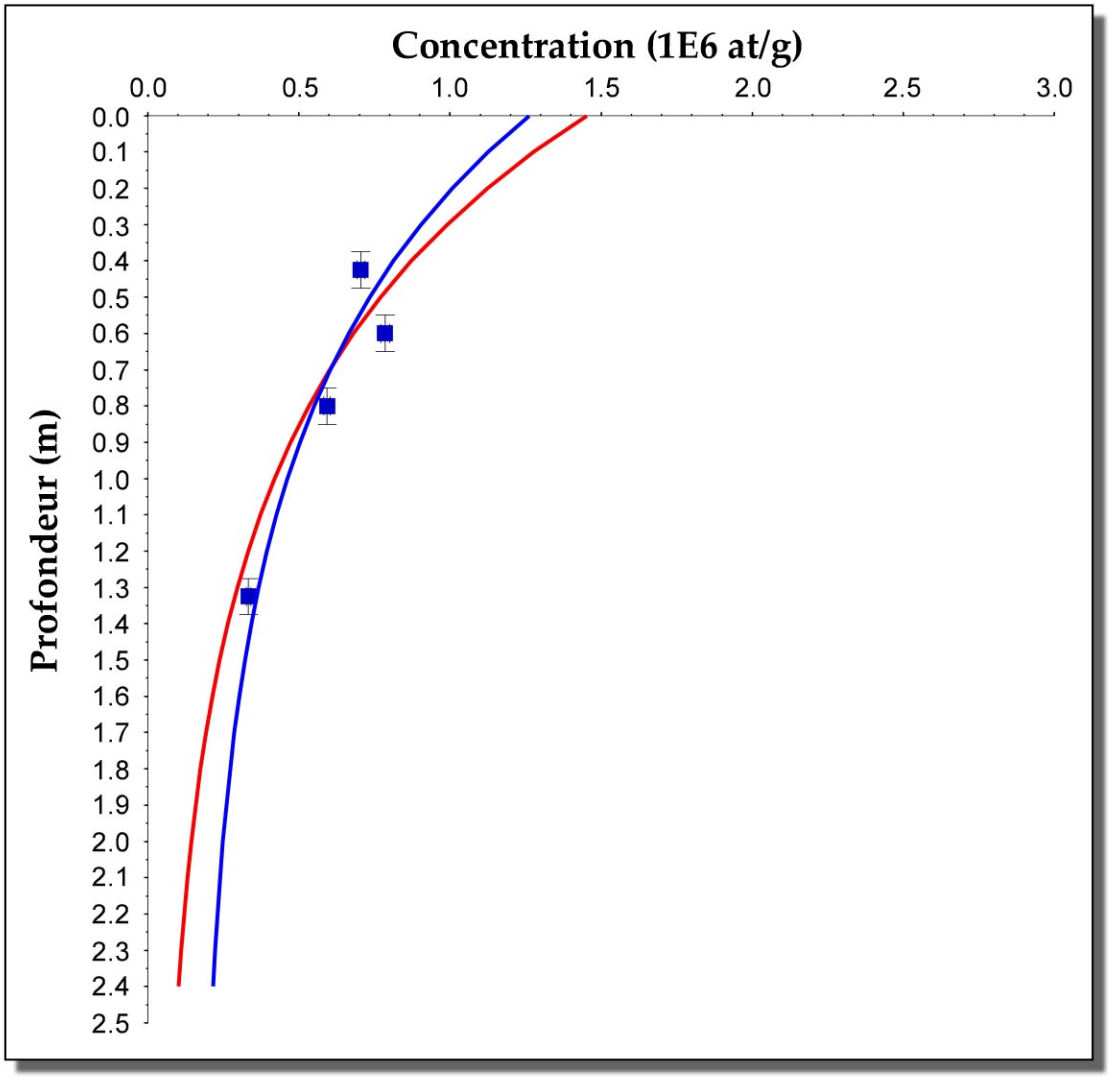


Figure 79 : Courbe de décroissance exponentielle de la production de ^{10}Be en fonction de la profondeur s'ajustant aux échantillons du profil vertical de la terrasse marine à +94 m, dans la baie de Chala. Les rectangles bleus correspondent à la concentration en ^{10}Be, calculée à l'accélérateur, en fonction de la profondeur de chaque échantillon. La courbe en rouge est le modèle calculé pour un héritage nul. La courbe en bleu correspond au modèle calculé pour un héritage commun de 200000 atomes/g, soit ~58 ka.

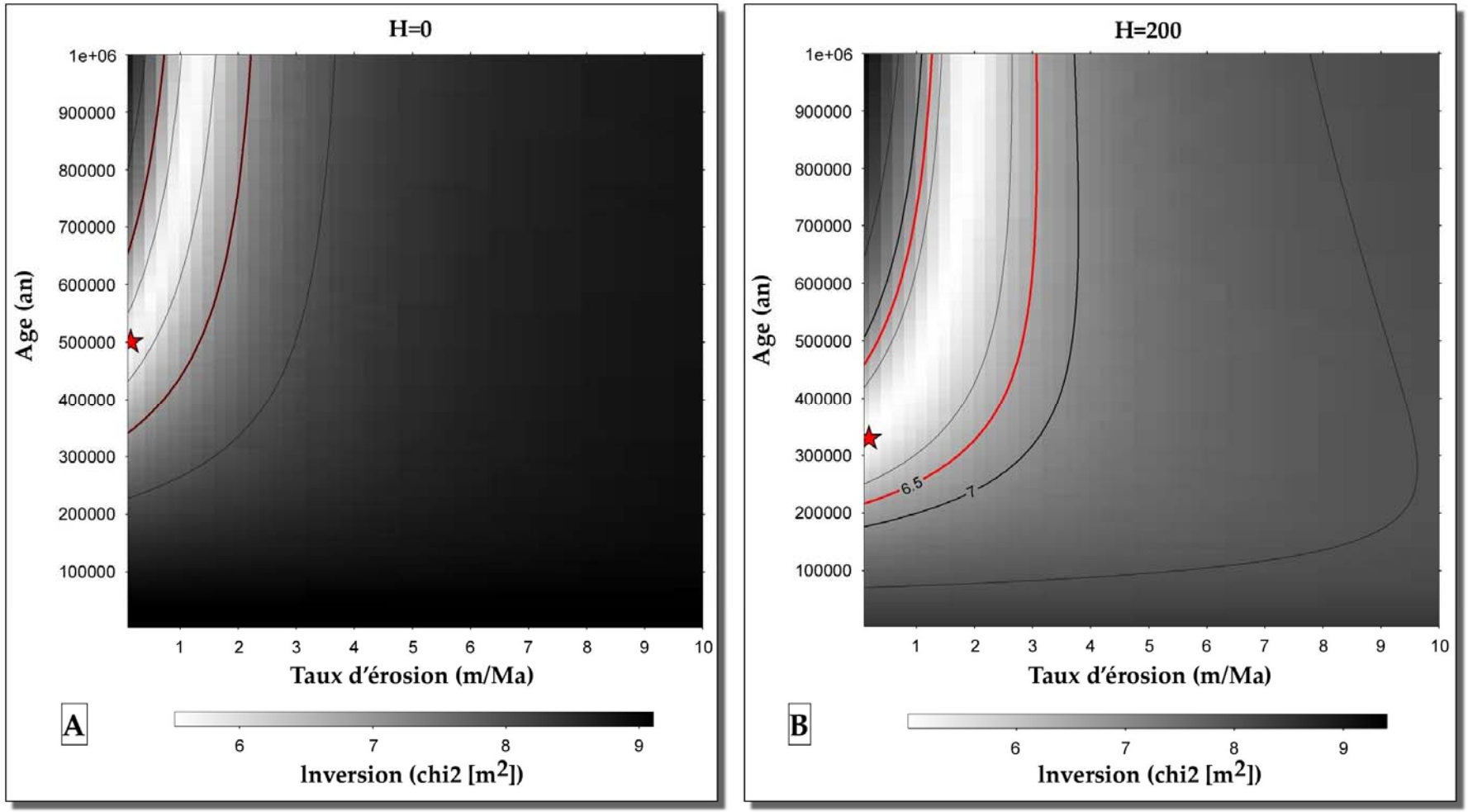


Figure 80 : Diagramme 3D de l'âge en fonction de l'érosion et de la valeur du X^2 (en niveaux de gris, le plus clair correspondant aux valeurs petites du X^2, donc au meilleur ajustement de la courbe aux données), pour le modèle avec un héritage nul (A) et de 200000 atomes/g, soit ~58 ka (B), pour la terrasse +94 m, dans la baie de Chala. Le X^2 (racine carrée de la somme des carrés des écarts entre le modèle et les données) indique un intervalle de confiance, plus il est bas, plus la confiance est bonne. La courbe rouge correspond à 1σ de confiance. L'étoile rouge correspond à l'âge moyen, pour un taux d'érosion nul, les intersections des deux courbes rouges avec l'axe des ordonnées (érosion nulle) donnent l'âge maximum et minimum de la terrasse, avec 1σ de confiance autour de l'âge moyen.

Avec la seconde méthode de calcul des âges, les quatre échantillons de profondeurs différentes ont donné des âges, pour une masse volumique de 1700 $kg.m^{-3}$, de 338 ± 19 ka, 463 ± 32 ka, 427 ± 38 ka et 407 ± 57 ka, avec un modèle à érosion nulle. Avec cette méthode, il apparaît qu'il y a deux épisodes sédimentaires différents, dont la limite entre ces deux couches se situerait à ~55 ± 5 cm. Pour une masse volumique à 1900 $kg.m^{-3}$, on obtient des âges à 357 ± 22 ka, 502 ± 39 ka, 475 ± 48 ka et 483 ± 76 ka. De même qu'avec une masse volumique à 1700 $kg.m^{-3}$, il semble que l'on ait deux épisodes différents de dépôts dont la limite se situerait à ~55 ± 5 cm (Table 6).

Enfin, en suivant le même schéma que ci-dessus mais en considérant une érosion de $1e^{-6}$ m/an, on isole encore la présence de deux épisodes de dépôts, et ce pour les deux masses volumiques (Table 6).

En résumé, l'âge minimum de la terrasse à +94 m, obtenu avec ces deux méthodes, est de 220 ka.

La terrasse marine de dépôts à +154 m dans la baie de Chala.

Pour la terrasse à +154 m, nous présentons trois modèles de décroissance exponentielle de la concentration en ^{10}Be avec la profondeur (Figure 81A). Un modèle sans héritage (courbe rouge), un modèle avec un héritage de 200000 atomes/g, soit ~55 ka (courbe bleue) et un troisième modèle qui ne prend pas en considération l'échantillon de surface le moins concentré (courbe en pointillé noire ; Table 4). En effet, il est vraisemblable que cet échantillon ne reflète pas l'âge réel de la surface, étant plus jeune que celle-ci, puisqu'il est excentré par rapport aux autres. Toutefois, l'intervalle de confiance est assez mauvais (X^2 inférieur à 7 m^2). L'âge minimum serait de 250 ka et l'âge maximum de ~900 ka, avec un âge moyen de ~580 ka (Figure 81B).

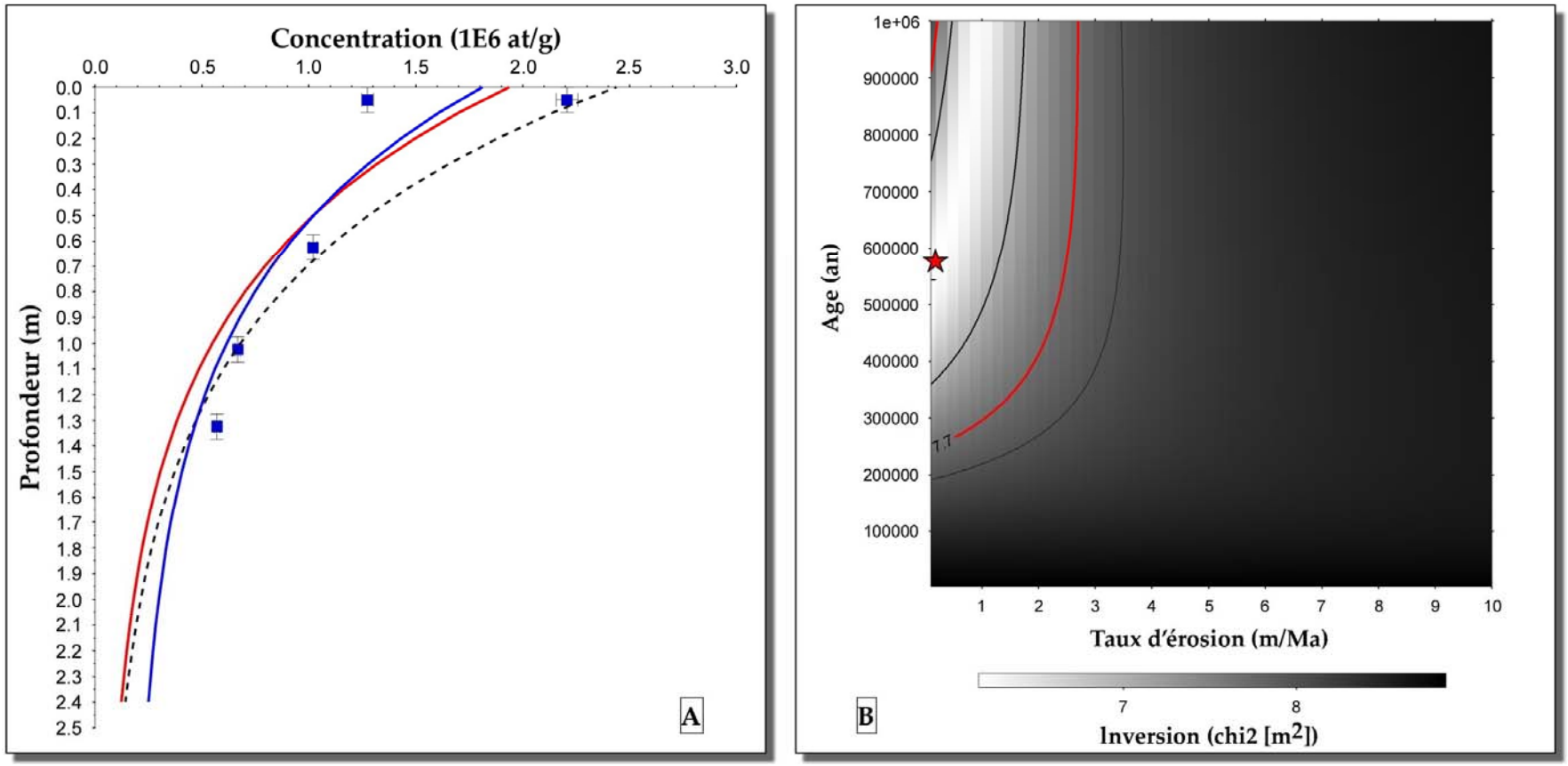


Figure 81 : A - Courbe de décroissance exponentielle de la production de ^{10}Be en fonction de la profondeur s'ajustant aux échantillons du profil vertical de la terrasse marine à +154 m, dans la baie de Chala. Les rectangles bleus correspondent à la concentration en ^{10}Be, calculée à l'accélérateur, en fonction de la profondeur de chaque échantillon. La courbe en rouge est le modèle calculé pour un héritage nul. La courbe en bleu correspond au modèle calculé pour un héritage commun de 200000 atomes/g, soit 55 ka. La courbe en pointillé noire correspond au modèle sans l'échantillon de surface le moins concentré. B - Diagramme 3D de l'âge en fonction du taux d'érosion et de la valeur du X^2 (en niveaux de gris, le plus clair correspondant aux valeurs petites du X^2, donc au meilleur ajustement de la courbe aux données). Le X^2 (racine carrée de la somme des carrés des écarts entre le modèle et les données) indique un intervalle de confiance, plus il est bas, plus la confiance est bonne. La courbe rouge correspond à 1σ de confiance. L'étoile rouge correspond à l'âge moyen, pour un taux d'érosion nul, les intersections des deux courbes rouges avec l'axe des ordonnées (érosion nulle) donnent l'âge maximum et minimum de la terrasse, avec 1σ de confiance autour de l'âge moyen.

L'âge de l'échantillon en surface a été calculé avec le calculateur en ligne CRONUS-Earth. L'âge obtenu est de 720 ± 77 ka. Avec la seconde méthode, nous avons calculé l'âge de trois échantillons en profondeur. Pour le modèle à érosion nulle, on obtient 609 ± 43 ka, 600 ± 69 ka et 712 ± 107 ka pour une masse volumique de 1700 $kg.m^{-3}$. Pour une masse volumique de 1900 $kg.m^{-3}$, on obtient des âges de 665 ± 53 ka, 691 ± 90 ka et 860 ± 148 ka. L'âge minimum de la terrasse à +154 m, est donc de 600 ± 69 ka (Table 6).

Avec une érosion de $1e^{-6}$ m/an et une masse volumique de 1700 $kg.m^{-3}$, l'âge de l'échantillon en surface est saturé, c'est-à-dire que soit il est supérieur à la demi-vie de l'isotope cosmogénique du ^{10}Be (1,36 Ma), soit il a atteint l'état d'équilibre entre gains et pertes pour ce taux d'érosion. Pour les trois échantillons en profondeur, les âges obtenus sont assez vite saturés aussi.

En résumé, l'âge minimum de la terrasse marine à +154 m est de 250 ka, âge obtenu avec la première méthode.

La terrasse d'abrasion marine à +90 m, au niveau du cap entre Tanaka et la baie de Chala.

Nous avons échantillonné un écueil rocheux sur la surface (Figure 82). Pour un modèle à érosion nulle, nous avons obtenu un âge de 171 ka ± 21 ka. Avec une érosion de $1e^{-6}$ m/an, l'âge obtenu est de 200 ± 30 ka.

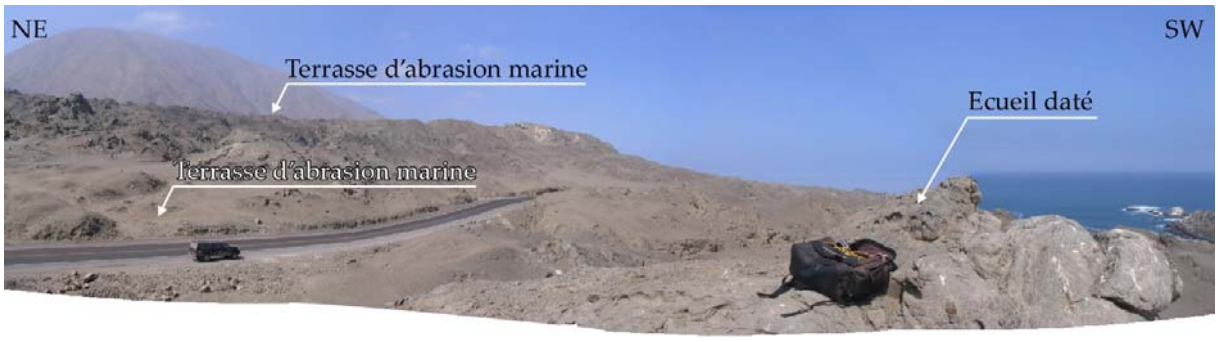


Figure 82 : Panorama d'une section du cap entre Tanaka et la baie de Chala, au sud de la ville de Tanaka. On y observe les différents niveaux de terrasses d'abrasion marine et les nombreux écueils rocheux présents sur les terrasses.

Site	Terrasse	Nom échantillon	Profondeur (cm)	Erosion: 0 (m/an)				Erosion: 1e-7 (m/an)				Erosion: 1e-6 (m/an)			
				Rho 1700		Rho 1900		Rho 1700		Rho 1900		Rho 1700		Rho 1900	
				Age (an)	± Erreur (an)	Age (an)	± Erreur (an)	Age (an)	± Erreur (an)	Age (an)	± Erreur (an)	Age (an)	± Erreur (an)	Age (an)	± Erreur (an)
Chaviña	+150 m	P2	37,5 ± 4	317689	14057	333699	16545	323255	14563	340607	17250	389026	21506	427321	27912
		P4	85 ± 8	358083	31421	400269	39459	365152	32684	410260	41468	452250	51061	547459	76132
Chala	+94 m	T2 40-45	42,5 ± 5	337505	18726	356964	22203	343818	19446	364917	23222	420123	29678	468081	39444
		T2 60	60 ± 6	463028	31606	502295	38577	475257	33339	518601	41190	649209	65493	790322	104343
		T2 80	80 ± 8	426596	38146	474801	47784	436836	40026	489193	50769	574778	71626	715191	114920
		T2 130-135	132,5 ± 13	406637	56946	483175	76052	415734	59491	497788	80649	533914	99042	726021	174480
	+154 m	T3 62,5	62,5 ± 6	609243	43061	665308	53114	631227	46346	695206	58201	-	-	-	-
		T3 102,5	102,5 ± 10	599436	69044	691463	90320	620488	74077	723690	99127	-	-	-	-
		T3 132,5	132,5 ± 13	711956	107282	859647	148023	742320	116740	911462	166666	-	-	-	-

Table 6 : Table des âges des échantillons en profondeur, pour les terrasses +150 m de Chaviña et +94 m et +154 m de Chala, en utilisant la seconde méthode de calcul, c'est-à-dire en ramenant les échantillons en surface, en fonction de la masse volumique et du taux d'érosion.

4.2.5.1.3. La zone d'Ilo

Nous avons échantillonné la terrasse marine correspond à la terrasse à +80 m suivant un profil vertical. Cette terrasse marine est une terrasse d'abrasion marine érodée dans le substratum rocheux de la Cordillère de la Côte composé de granodiorite à horblende du Crétacé. A ce niveau, le substratum rocheux de la terrasse n'est pas recouvert de dépôts sédimentaires mais juste d'une fine couche de sable éolien. La route recoupant la terrasse, nous avons pu effectuer un échantillonnage vertical dans une tranchée fraîche. Nous avons analysé quatre échantillons, récoltés à différentes profondeurs : 43 cm, 63 cm, 97 cm et 206 cm de profondeur. A partir de la concentration en ^{10}Be, calculée à l'accélérateur, en fonction de la profondeur de chaque échantillon, nous avons pu ajuster une exponentielle de décroissance aux données (Figure 83A). L'âge obtenu grâce au modèle donne un âge pour la terrasse d'abrasion marine de 300 ± 30 ka, sans héritage et pour un taux d'érosion nul (Figure 83B). La courbe de décroissance s'ajustant parfaitement aux données et sachant que les échantillons proviennent d'un profil vertical effectué dans le substratum, dans des roches *in situ*, il ne nous a pas paru nécessaire de calculer les âges avec la seconde méthode.

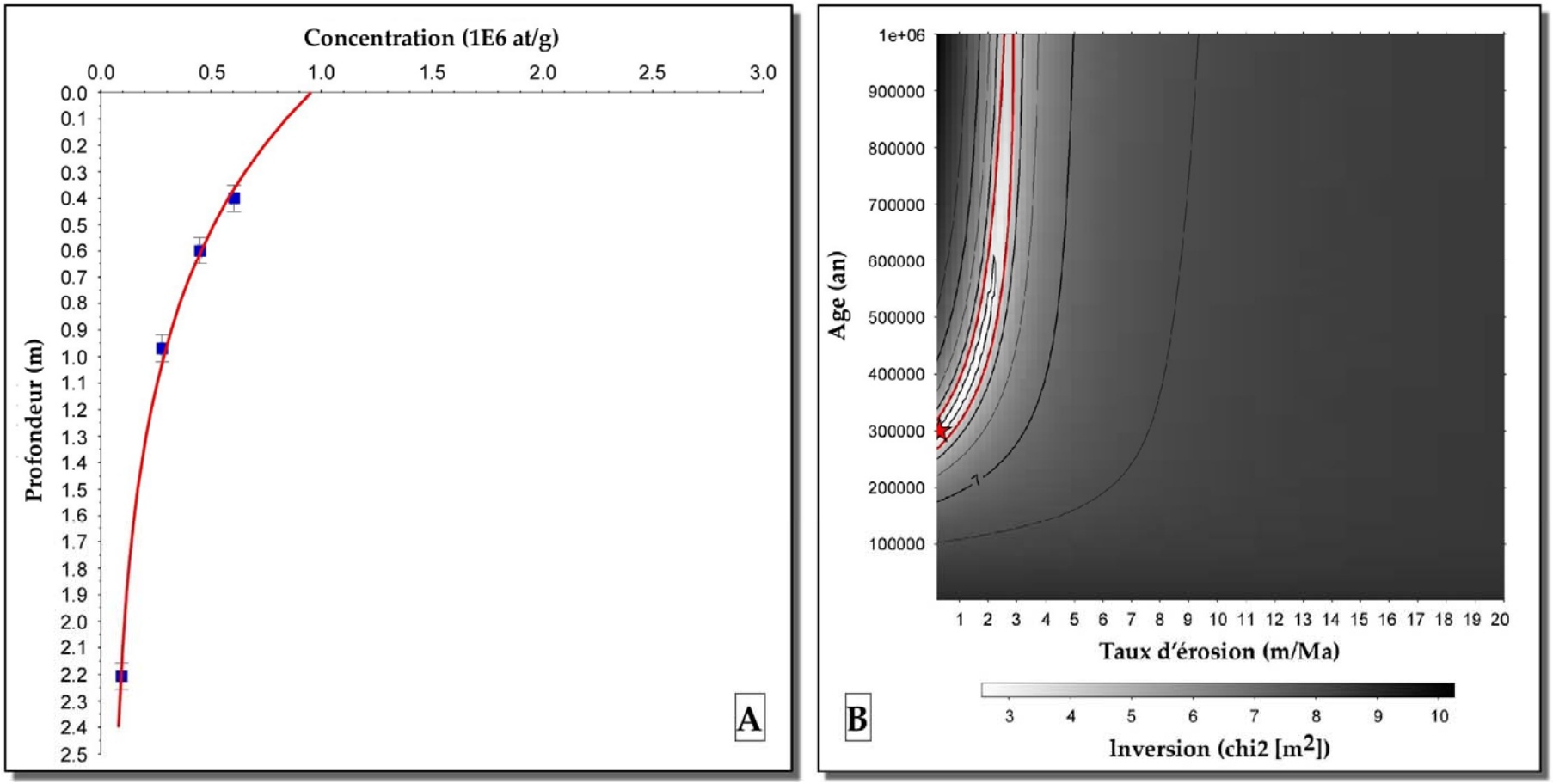


Figure 83 : A - Courbe de décroissance exponentielle de la production de ^{10}Be en fonction de la profondeur s'ajustant aux échantillons du profil vertical de la terrasse d'abrasion marine d'Ilo. Les rectangles bleus correspondent à la concentration en 10Be, calculée à l'accélérateur, en fonction de la profondeur de chaque échantillon. La courbe en rouge est le modèle calculé pour un héritage nul. B - Diagramme 3D de l'âge (en ordonnée) en fonction du taux d'érosion (en abscisse) et de la valeur du X^2 (en niveaux de gris, le plus clair correspondant aux valeurs petites du X^2, donc au meilleur ajustement de la courbe aux données). Le X^2 (racine carrée de la somme des carrés des écarts entre le modèle et les données) indique un intervalle de confiance, plus il est bas, plus la confiance est bonne. La courbe rouge correspond à 1σ de confiance. L'étoile rouge correspond à l'âge moyen, pour un taux d'érosion nul, les intersections des deux courbes rouges avec l'axe des ordonnées (érosion nulle) donnent l'âge maximum et minimum de la terrasse, avec 1σ de confiance autour de l'âge moyen.

En résumé, pour les âges des terrasses marines du Sud du Pérou :

Nous avons donné les résultats des âges des terrasses marines en considérant trois taux d'érosion différents, compatibles avec les taux d'érosion calculés dans la région désertique de l'Atacama (Dunai et al., 2005 ; Nishiizumi et al., 2005 ; Kober et al., 2007). Pour faciliter l'interprétation des âges obtenus avec ces trois modèles, nous avons choisi de travailler à partir du modèle à taux d'érosion nul. Ce modèle est le plus simple des trois pour comprendre l'évolution tectonique de la zone côtière de la marge andine, mais il permet aussi d'obtenir des âges minimum pour chaque terrasse datée. Puis, pour l'interprétation des âges obtenus avec ce modèle à taux d'érosion nul, nous allons raisonner en terme d'âge minimum pour la terrasse quand les âges des échantillons analysés ne sont pas bien groupés et en terme d'âge moyen lorsqu'ils sont bien groupés (< à 20 ka de différence entre l'âge minimum et l'âge maximum). En effet, quand l'écart entre les échantillons d'une même terrasse est trop grand, les échantillons contiennent de l'héritage. En prenant l'âge minimum des échantillons, on prend l'âge qui a le moins d'héritage. Ainsi, avec ces deux hypothèses, on pourra déterminer des vitesses de soulèvement maximales de l'avant-arc andin.

Dans la zone de San Juan de Marcona, la terrasse d'abrasion marine à +150 m de la baie de San Nicolás a un âge minimum de 228 ± 28 ka. Sur les flancs du Cerro El Huevo, la terrasse d'abrasion marine à +190 m a un âge de 318 ± 37 ka et la terrasse d'abrasion marine à +220 m a un âge minimum de 400 ± 49 ka. Sur les flancs du Cerro Tres Hermanas, la terrasse d'abrasion marine à +162 m a un âge moyen de 353 ± 10 ka (Erreur 1σ).

Dans la zone de Chala-Tanaka-Chaviña, la terrasse marine de dépôts à +150 m, à l'Ouest de la ville de Chaviña, a un âge minimum de 304 ± 35 ka. Dans la baie de Chala, les terrasses marines de dépôts à +60 m, +94 m et +154 m ont un âge minimum de 100 ka, 220 ka et 250 ka, respectivement. Au niveau du cap de Tanaka, la terrasse d'abrasion marine à +90 m a un âge minimum de 171 ± 21 ka.

Dans la zone d'Ilo, au-dessus de la Pampa del Palo, la terrasse d'abrasion marine à +80 m a un âge moyen de 300 ± 30 ka (Erreur 1 σ).

4.2.6. Corrélations des terrasses marines aux stades isotopiques.

A partir des âges ^{10}Be des terrasses marines analysées

Les données sur les différents stades isotopiques (SI) utilisés pour les corrélations des terrasses marines sont reportées dans la Table 7 : l'âge des stades isotopiques, l'altitude du niveau marin correspondant et les références bibliographiques correspondantes.

Nous avons obtenus des âges minimum pour l'ensemble des terrasses marines étudiées du Sud du Pérou, sauf pour les terrasses à San Juan +162 m et Ilo +80 m, où ce sont des âges moyens. Nous avons reporté les âges des terrasses sur la courbe de variations du niveau marin en fonction de l'âge (Figure 84), ce qui nous permet de pouvoir corréler les niveaux de terrasses marines aux stades isotopiques les plus proches (Cf. 3.1.1.4.2). Dans l'ensemble, les âges des terrasses correspondent bien à des hauts niveaux marins, ce qui est cohérent avec le modèle de formation des terrasses marines (Cf. 2.3). De plus, dans la mesure où ce sont des âges minimum, calculés avec un modèle à taux d'érosion nul, s'il y a une ambiguïté entre deux stades isotopiques, nous corrèlerons de préférence avec le stade isotopique le plus ancien. En effet, une érosion potentielle des terrasses a toujours pour conséquence d'avoir des âges plus vieux.

Dans la zone de San Juan de Marcona, la terrasse marine à +150 m de la baie de San Nicolás est très bien corrélée au stade isotopique (SI) 7 et au sous-stade isotopique (SSI) 7e (Figure 84). La terrasse marine à +190 m de la baie de San Juan, sur les flancs du Cerro El Huevo, s'ajuste très bien au SI 9 et au SSI 9c. La terrasse marine à +220 m de la baie de San Juan, sur les flancs du Cerro El Huevo, correspond parfaitement au SI 11. Quant à la terrasse à +162 m, dans la baie de San Juan, sur les flancs du Cerro Tres Hermanas, l'âge moyen calculé ne s'ajuste pas parfaitement à un haut niveau marin. Cependant, il est très proche du SI 9 et du SSI 9c, plus que de celui du SI 11. En revanche, si l'on regarde la courbe de Shackleton (2000 ; Figure 84), on s'aperçoit qu'elle décrit un pic vers 370 ka, non loin de l'âge ^{10}Be de la terrasse, entre le SI 9 et le SI 11. Ainsi, l'âge de la terrasse pourrait correspondre à ce pic qui n'apparaît pas sur la courbe de Cutler et al. (2003), ni clairement sur les autres courbes. Auquel cas, le SI 11 ne serait plus composé que d'un seul haut niveau marin relatif, mais de deux hauts niveaux marins.

SI	Ages des SI (ka)		Altitude des hauts niveaux marins (m)	
17	690	Murray-Wallace, 2002 Pirazzoli et al., 1991 Cutler et al., 2003	0 à -20 ± 10 (-15 ± 15)	Murray-Wallace, 2002; Pirazzoli et al., 1991; Cutler et al., 2003.
11	~395 à 415 ou durée de 30 à 40 ka	McManus et al., 2003	0 ± 10	McManus et al., 2003
9c	318 ± 3 à 324 ± 3 (321 ± 6)	Stirling et al., 2001	-3 à +8 (+2.5 ± 5.5)	Schellmann et Radtke, 2004
9a	285 ± 5	Cutler et al., 2003	-10 ± 5	Cutler et al., 2003
7e	230 à 235 (232.5 ± 2.5)	Li et al., 1989	-5 à -15 (-10 ± 5)	Antonioli et al., 2004; Li et al., 1989; Lundberg et Ford, 1994; Toscano et Lundberg, 1999.
7c	212 à 220	Li et al., 1989	-5 à -15 (-10 ± 5)	Antonioli et al., 2004; Li et al., 1989; Lundberg et Ford, 1994; Toscano et Lundberg, 1999.
7a	193,5 ± 2,8 à 201 ± 1,2 (196,5 ± 6)	Gallup et al., 1994 Bard et al., 2002 Antonioli et al., 2004	-6 ± 10	Gallup et al., 1994 ; Schellmann et Radtke, 2004 ; Pirazzoli et al., 1991 ; Li et al., 1989; Lundberg et Ford, 1994; Toscano et Lundberg, 1999
5e	116 ± 1 à 128 ± 1 (122 ± 7)	Stirling et al., 1998	0 à +6 (+3 ± 3)	Schellmann et Radtke, 2004
5c	100 ± 5	Cutler et al., 2003	-15 ± 5	Cutler et al., 2003
5a	80 ± 4	Cutler et al., 2003	-15 ± 5	Cutler et al., 2003
3	55 ± 5	Cutler et al., 2003	-60 ± 5	Cutler et al., 2003
1	6 ± 1	Fleming et al., 1998; Lambeck et al., 2002.	-3 à -5 (-4 ± 1)	Fleming et al., 1998 Lambeck et al., 2002

Table 7 : Table récapitulative des âges des stades isotopiques utilisés dans ce travail et de l'altitude atteinte par le haut niveau marin correspond d'après la littérature.

Dans la zone de Chala-Tanaka-Chaviña, la terrasse marine à +60 m, dans la baie de Chala, a un âge supérieur à 100 ka, et correspond vraisemblablement au SI 5 et au SSI 5c ou a (Figure 84). La terrasse marine à +94 m, dans la baie de Chala, a un âge minimum de 220 ka et correspond au SI 7 et au SSI 7c. De même, la terrasse marine à +154 m dans la baie de Chala, a un âge minimum de 250 ka et correspondrait donc au SI 9 et au SSI 9a. La terrasse d'abrasion marine à +90 m, au niveau du Cap de Tanaka, a un âge de 171 ka ± 21 ka et correspond au SI 7 et au SSI 7a. Toutefois, comme pour la terrasse à +162 m dans la baie de San Juan, la courbe de Shackleton (2000 ; Figure 84) décrit un pic non négligeable, vers 170 ka, dont le haut niveau marin atteint la même altitude que celui du SI 7. Ainsi, l'âge de la terrasse pourrait correspondre à ce pic qui est légèrement suggéré sur les autres courbes. Quant à la terrasse à +150 m, à l'Ouest du village de Chaviña, l'âge minimum obtenu est de 304 ± 35 ka et correspond très bien au SI 9 et on peut le corréler au SSI 9c.

Dans la zone d'Ilo, la terrasse d'abrasion marine à +80 m a un âge moyen de 300 ± 30 ka et correspond au SSI 9c (Figure 84).

Ainsi, à partir des corrélations des terrasses marines aux stades isotopiques, effectuées à l'aide des âges ^{10}Be des terrasses dans ce travail, ainsi que celles effectuées par d'autres auteurs, il est désormais possible de corréler les autres niveaux de terrasses, qui n'ont pas été datés directement avec la méthode du ^{10}Be, aux stades isotopiques. Ceci revient à faire une datation relative des terrasses marines intermédiaires.

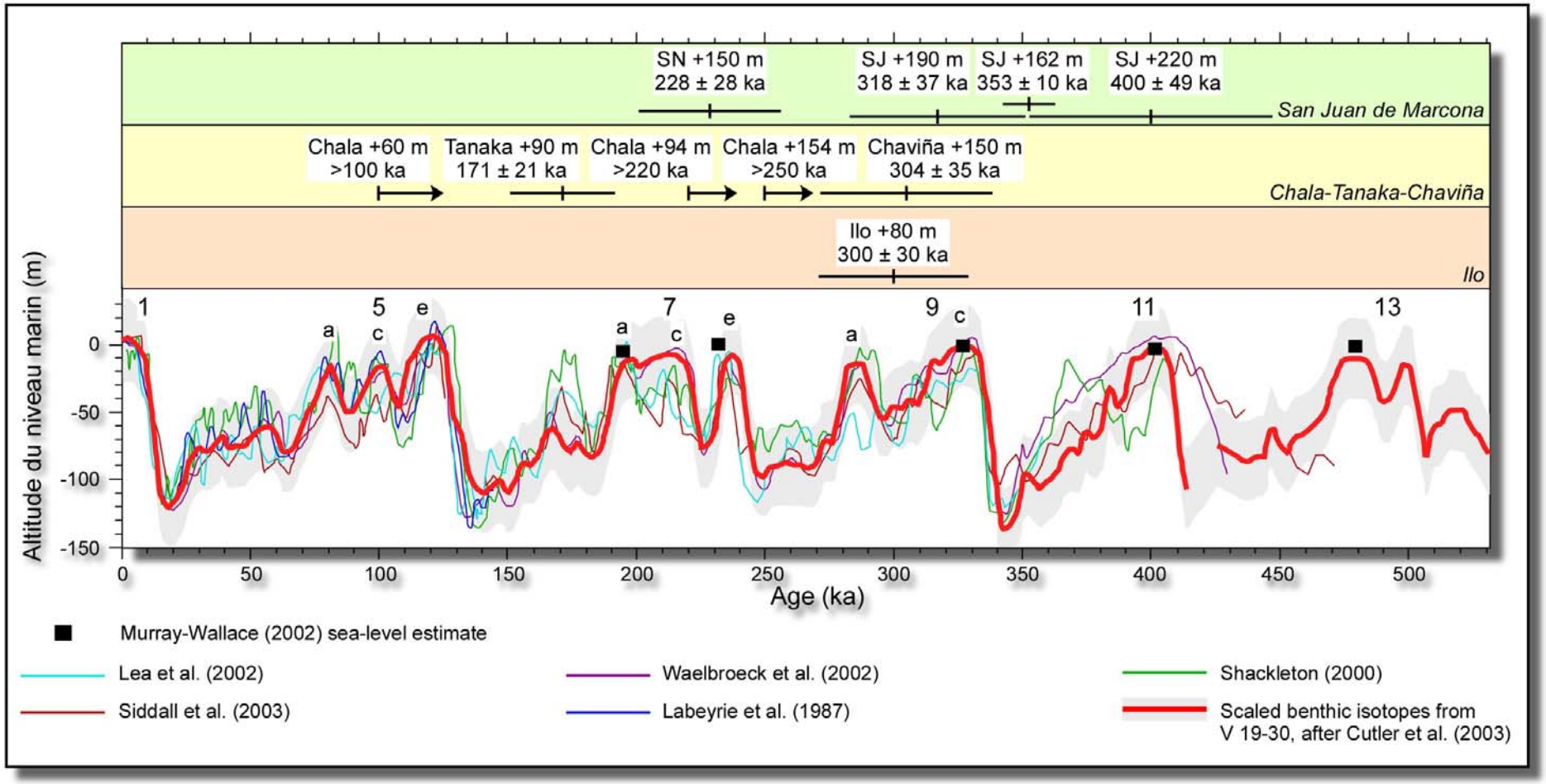


Figure 84 : Courbe eustatique avec les stades isotopiques des périodes interglaciaires associés. Au-dessus de la courbe, sont reportés les âges des terrasses marines du Pérou, en fonction des trois zones d'étude : zone de San Juan de Marcona, zone de Chala-Tanaka-Chaviña et zone d'Ilo. SN : San Nicolás. SJ : San Juan

Comparaison et corrélation des niveaux non datés avec les échelles chronologiques proposées pour la région dans les études antérieures.

A San Juan de Marcona, Hsu (1988a, 1988b) a daté les terrasses marines, sur les flancs du Cerro El Huevo, à +41, +72 m et +105 m comme étant de 60 ka (SI 3), 125 ka (SI 5e) et 200 ka (SI 7a), respectivement. Puis, Ortlieb et Macharé (1990) ont révisé l'interprétation de Hsu (1988a, 1988b) et attribué les terrasses marines à +41 m, +56 m, +72 m et +105 m, aux SI et SSI 3, 5a, 5c et 5e, respectivement (Table 8). Ortlieb et al. (inédit) ont daté du sel, contenu dans des dépôts de la terrasse à +105 m, par la méthode de racémization des amino-acides et U-Th, comme étant du SSI 5e. De même, les terrasses marines à +150 m, +170 m et +190 m ont été successivement attribuées, par les mêmes auteurs, à 300 ka (SI 9), 400 ka (SI 11) et 500 ka (SI 13) (Hsu, 1988a, 1988b) et à 195 ka (SSI 7a), 220 ka (SSI 7c) et 330 ka (SSI 9c) (Ortlieb et Macharé, 1990 ; Table 8).

Les terrasses marines à +41 m, +55 m et +80 m du Cerro Tres Hermanas ont été associées aux SSI 5a, 5c et 5e par morphostratigraphie (Ortlieb et Macharé, 1990). De même pour les terrasses à +131 m, +145 m et +162 m, associées aux SI 7 pour les deux premières et 9 pour la troisième (Table 8).

D'après les datations d'Ortlieb et al. (Inédit), nous proposons de corréler le niveau à +105 m, sur les flancs du Cerro El Huevo, au SSI 5e. Cette corrélation est supportée par deux autres critères morphologiques : 1) la hauteur de l'escarpement qui sépare la terrasse +105 m et +150 m est importante (35 m) et 2) la terrasse +105 m est large et très étendue : on la suit tout le long de la baie de San Juan et se corrèle avec le niveau à +80 m sur les flancs du Cerro Tres Hermanas. Cette terrasse devrait ainsi correspond à un haut niveau marin majeur du Pléistocène.

A partir de cette corrélation, nous proposons de corréler les niveaux à +72 m et +41 m, sur les flancs du Cerro El Huevo, aux SSI 5c et 5a et de considérer +88 m, +56 m et +34 m comme des niveaux internes aux SSI 5e, 5c et 5a, respectivement. En effet, les escarpements de ces niveaux sont peu marqués (quelques mètres de hauteur seulement) et discontinus. Ces niveaux peuvent être liés à de courtes périodes de stabilité du niveau marin lors des régressions marines des SSI 5e, 5c et 5a. Ils peuvent aussi être le résultat de mouvements verticaux lors d'importants séismes de subduction qui auraient pu avoir lieu pendant la

formation des terrasses. Cette corrélation est supportée par le fait que ces trois niveaux n'ont pas d'équivalent sur le flanc du Cerro Tres Hermanas. Ainsi, conformément à Ortlieb et Macharé (1990), nous associons les terrasses +80 m, +55 m et +41 m sur les flancs du Cerro Tres Hermanas aux SSI 5e, 5c et 5a (Table 8).

En ce qui concerne les terrasses +220 m, +190 m et +150 m, sur le Cerro El Huevo, elles ont été datées au ^{10}Be et associées aux SI et SSI 11, 9c et 7e. Il reste à corréler la terrasse +170 m, qui est comprise entre les SSI 7e et 9c. Il existe un seul haut niveau marin, entre ces deux stades isotopiques, qui pourrait être responsable de la formation de cette terrasse. Nous corrélons ainsi la terrasse +170 m au SSI 9a (Table 8).

Sur le Cerro Tres Hermanas, la terrasse + 162 m a été datée au ^{10}Be et associée au SSI 9c. Les deux terrasses marines +131 m et +145 m sont donc comprises entre les SSI 5e et 9c et pourraient donc correspondre à quatre hauts niveaux marins, celui des SSI 7a, 7c, 7e et 9a. Cependant, nous proposons que les terrasses +131 m et +145 m soient les équivalents latéraux des terrasses +150 m et +170 m du Cerro El Huevo, respectivement. Les terrasses +131 m et +145 m seraient ainsi corrélées aux SSI 7e et 9a (Table 8).

De même pour la terrasse + 177 m qui est le niveau juste au-dessus de la terrasse +162 m, associée au SSI 9c. Sur le Cerro El Huevo, la terrasse +220 m, associée au SI 11, est le niveau juste au-dessus de la terrasse +190 m, associée au SSI 9c. La terrasse +177 m serait ainsi l'équivalent latéral de la terrasse +220 m du Cerro El Huevo. Elle peut ainsi être corrélée au SI précédent le SSI 9c et correspondre au SI 11 (Table 8).

Ces corrélations permettent de comparer latéralement les deux séries de terrasses marines développées sur les flancs des Cerros El Huevo et Tres Hermanas (Figure 85). On observe que les terrasses marines du Cerro El Huevo sont plus hautes que leur équivalente sur le Cerro Tres Hermanas. Chacun des niveaux des deux séries de terrasses marines sont systématiquement décalés de 20-30 m de part et d'autre de la baie de San Juan, excepté le niveau le plus jeune à +41 m qui a la même altitude. Cette différence d'altitude entre les deux séries de terrasses marines est probablement liée à la faille normale de Lomas orientée NW-SE, qui soulève le compartiment du Cerro El Huevo et abaisse celui de la Baie de San Juan et du Cerro Tres Hermanas. Cette faille serait ainsi active depuis au moins ~405 ka (SI 11), correspondant à l'âge de la plus haute terrasse datée et affectée par cette faille, et jusqu'à peu

après la formation de la terrasse associée au SI 5c (~105 ka, âge de la plus jeune terrasse affectée par cette faille ; Figure 85 et Table 8).

De même, qu'il existe de nombreux niveaux au-dessus de +220 m et +177 m, plus vieux que le SI 11, datant probablement du Pléistocène moyen et/ou inférieur, voire Pliocène. En effet, des dépôts de terrasse du Pliocène terminal-Pléistocène inférieur ont été identifiés jusqu'à 800 m d'altitude (Macharé et Ortlieb, 1992). Il devient ainsi difficile de corréler avec certitude ces niveaux à un stade isotopique.

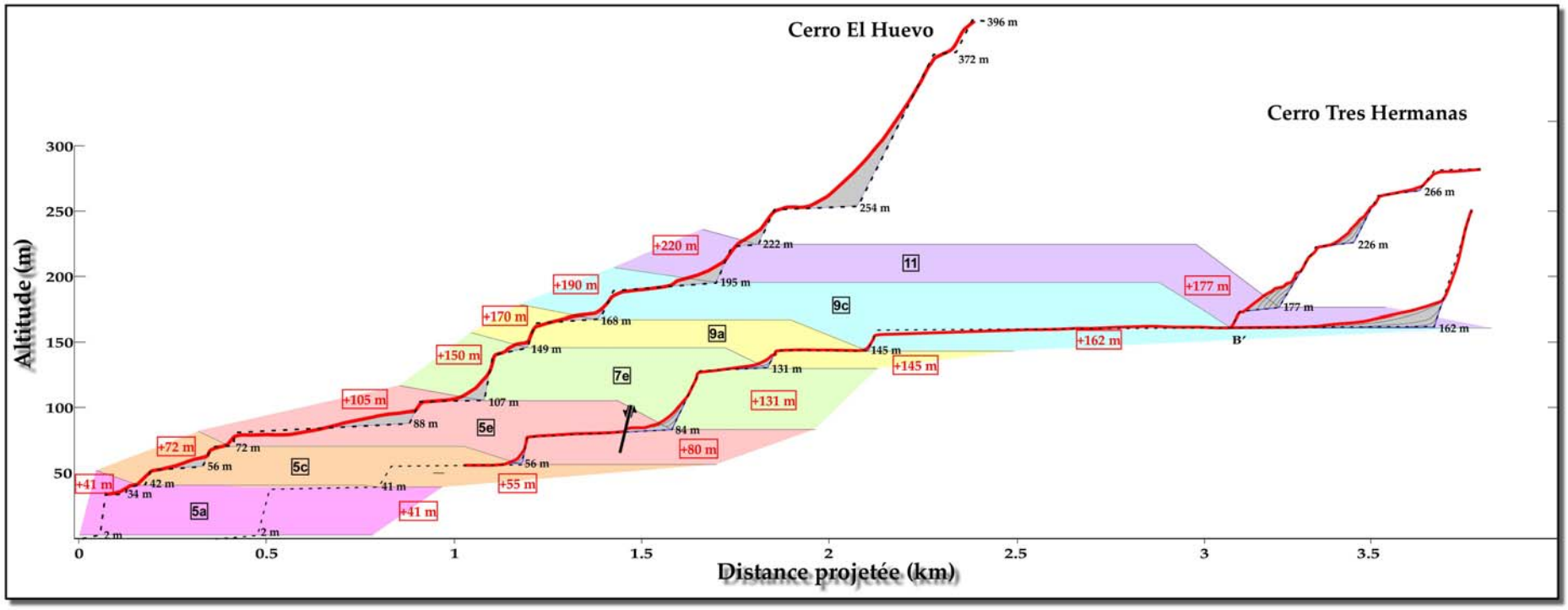


Figure 85 : Corrélations latérales de chacun des niveaux de terrasses marines, associés aux mêmes stades isotopiques, des deux séries de la baie de San Juan : celle préservée sur les flancs du Cerro El Huevo et celle du Cerro Tres Hermanas. Chaque couleur correspond à un (sous)-stade isotopique (Chiffres+lettres encadrés en noir). Les chiffres encadrés en rouge correspondent à la terminologie des terrasses marines. Les chiffres en noir indiquent l'altitude des pieds de falaise des terrasses. Les traits en pointillés noirs représentent la prolongation schématique du profil de terrasses non couvert par le profil GPS. Cf. Figure 59 (El Huevo) et Figure 62 (Tres Hermanas) pour la légende des profils GPS.

A Chala, Goy et al. (1992) ont regroupé les nombreux niveaux de terrasses marines en neuf unités morphostratigraphiques majeures. Ainsi, la terrasse d'abrasion marine à +2 m a été attribuée à l'Holocène moyen (Ortlieb et Macharé, 1989) et la terrasse d'abrasion marine à +11 m a été associée au SSI 3 (Figure 70 ; Goy et al., 1992). Les terrasses marines de dépôts à +31 m et +60 m ont été attribuées aux SSI 5a et 5e, respectivement (Goy et al., 1992). Les terrasses marines à +94 m et +109 m ont été regroupées et attribuées au SI 7. De même pour les terrasses à +154 m et +160 m, qui correspondent au SI 9. Enfin, les terrasses marines entre +178 m et ~ +212 m datent toutes du SI 11 (Goy et al., 1992). Les résultats que nous avons obtenus sont en accord avec ceux-là (Table 8).

Nous avons corrélé la terrasse +60 m au SSI 5e (122 ± 7 ka), conformément à Goy et al. (1992) et à nos âges ^{10}Be obtenus sur un cône alluvial déposé sur la terrasse, indiquant un âge supérieur à 100 ka. En effet, la terrasse +60 m est le premier niveau étendu et séparé de la terrasse supérieure par un grand escarpement qui mesure ~30 m. Ce niveau devrait correspond à un haut niveau marin majeur et l'un des derniers du Pléistocène supérieur. A partir des corrélations de Goy et al. (1992), nous avons corrélé les terrasses marines inférieures +2 m, +11 m et +31 m, à l'Holocène moyen (SI 1 ; 6000 ± 1000 ans), au SSI 3 et au SSI 5a (Table 8).

Conformément aux corrélations de Goy et al. (1992) et nos âges ^{10}Be obtenus, nous avons corrélé les terrasses +94 m et +109 m au SI 7. La datation ^{10}Be a donné un âge minimum de la terrasse + 94 m de 220 ka, soit le SI 7c. Cependant, la Figure 69 montre que l'escarpement entre les terrasses +60 m et +94 m, ainsi que celui entre les terrasses +109 m et +154 m, sont beaucoup plus grands que celui entre les terrasses +94 m et +109 m. Ceci pourrait impliquer que les terrasses +94 m et +109 m appartiennent au même SI, différent de ceux des terrasses +60 m et +154 m. De plus, la terrasse d'abrasion marine +90 m à Tanaka, datée au ^{10}Be, a été corrélée au SSI 7a. La terrasse +94 m serait ainsi l'équivalent latéral de la terrasse +90 m de Tanaka et serait associée au SSI 7a, tandis que la terrasse +109 m serait alors corrélée avec le SSI 7e (Table 8 ; Figure 86).

La terrasse +154 m a été attribuée au SI 9 par Goy et al. (1992) et l'âge ^{10}Be obtenu indique un âge minimum de 250 ka (Figure 84). La terrasse marine de dépôts +150 m à l'Ouest de Chaviña, datée au ^{10}Be, a été corrélée au SSI 9c. La terrasse +154 m pourrait ainsi être l'équivalent latéral de la terrasse +150 m de Chaviña et serait associée au SSI 9c (Figure 86).

La hauteur de l'escarpement entre les terrasses +154 m et +160 m est faible (~5 m ; Figure 69) et ne semble pas correspondre à un escarpement qui séparerait deux terrasses formées lors de deux stades isotopiques majeurs du Pléistocène moyen. Ainsi, en se basant sur cette hypothèse, la terrasse +160 m ne correspondrait pas au SI 11 et pourrait être un niveau intermédiaire associé au SSI 9c dont le niveau marin reste haut sur une longue période (~30 kyr ; Figure 84). En revanche, l'escarpement entre les terrasses +160 m et +178 m est plus important et mesure ~15 m (Figure 69). La terrasse correspondant au SI 11 pourrait ainsi être la terrasse +178 m, conformément aux corrélations de Goy et al. (1992).

De même que pour la baie de San Juan, ces corrélations permettent de comparer latéralement les terrasses marines préservées dans la baie de Chala avec les terrasses marines de Tanaka et de Chaviña (Figure 86). L'altitude des niveaux de terrasses, associés à un même stade isotopique, dans ces trois sites est sensiblement équivalente, à 5 m près. Seules quelques failles perpendiculaires à la côte séparent les sites entre eux. L'activité de ces failles, au cours du Pléistocène, devrait ainsi être moindre ou nulle afin d'expliquer le faible décalage latéral des niveaux.

A Ilo, Ortlieb et al. (1992, 1996) ont attribué les terrasses marines à +25 m (Pampa del Palo), +40 m et +80 m aux (sous)-stades isotopiques 5e, 7 et 9, respectivement. Nous avons daté au ^{10}Be la terrasse +80 m et corrélé la terrasse au SSI 9c. Ainsi, conformément à ces auteurs, nous proposons de corréler la terrasse +25 m au SSI 5e et la terrasse +40 m au SI 7. Comme le SSI 7e est le plus répandu des sous-stades isotopiques du SI 7 le long de la côte péruvienne et chilienne, nous en déduisons que la terrasse +40 m correspond davantage au SSI 7e qu'au SSI 7a/c. Enfin, la terrasse +120 m, qui est le niveau juste au-dessus de la terrasse +80 m, associée au SSI 9c, peut ainsi être corrélée au SI précédent le SSI 9c et correspondre au SI 11 (Table 8).

Cerro El Huevo								Cerro Tres Hermanas						Chala						Ilo					
Terrasses	Hsu (1988a et b)		Ortlieb et Macharé (1990)		Ce travail			Terrasses	Ortlieb et Macharé (1990)		Ce travail			Terrasses	Goy et al. (1992)		Ce travail			Terrasses	Ortlieb et al. (1996)		Ce travail		
	SI	Age SI (ka)	SI	Age SI (ka)	Age ^{10}Be (ka)	SI	Age SI (ka)		SI	Age SI (ka)	Age ^{10}Be (ka)	SI	Age SI (ka)		SI	Age SI (ka)	Age ^{10}Be (ka)	SI	Age SI (ka)		SI	Age SI (ka)	Age ^{10}Be (ka)	SI	Age SI (ka)
+41 m	3	60	3	60		5a	85	+41 m	5a	85		5a	85	+2 m	1	0,5		1	0,5	+25 m	5e	125		5e	122
+56 m			5a	85				+55 m	5c	105		5c	105	+11 m	3	60		3	60	+40 m	7	~215		7e	232,5
+72 m	5e	125	5c	105		5c	105	+80 m	5e	125		5e	122	+ 31 m	5a	85		5a	85	+80 m	9	~300	300 ± 30	9c	321
+105 m	7a	200	5e	125		5e	122	+131 m	7a	195		7e	232,5	+60 m	5e	125	<100	5e	122	+120 m				11	405
+150 m	9	300	7a	195	228 ± 28	7e	232,5	+145 m	7c	220		9a	280	+94 m	7	~215	>220	7a	197						
+170 m	11	400	7c	220		9a	280	+162 m	9c	330	353 ± 10	9c	321	+109 m				7e	232,5						
+190 m	13	500	9c	330	318 ± 37	9c	321	+177 m				11	405	+154 m	9	~300	>250	9c	321						
+220 m					400 ± 49	11	405							+160 m											
														Entre +178 m et +212 m	11	400									

Table 8 : Table récapitulative des corrélations des différents niveaux de terrasses proposées dans les études antérieures et dans ce travail, pour les zones de San Juan de Marcona (Cerros El Huevo et Tres Hermanas), Chala et Ilo. SI : Stade isotopique.

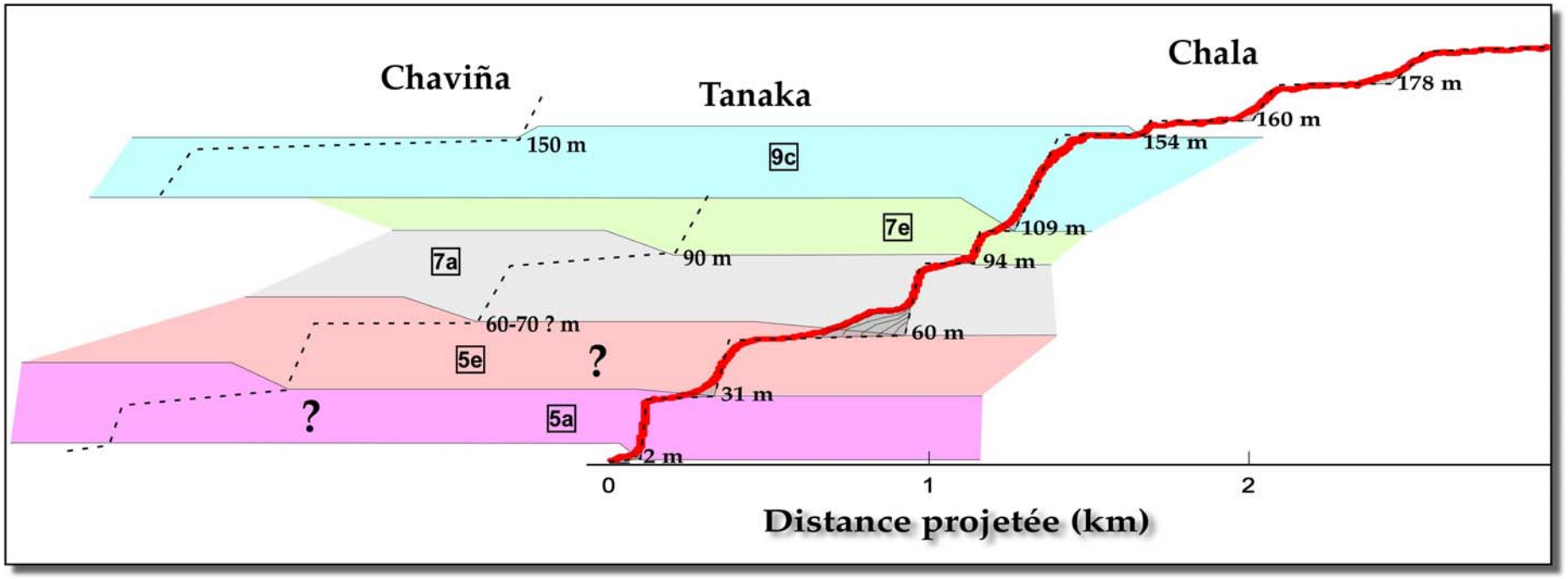


Figure 86 : Corrélations latérales de chacun des niveaux de terrasses marines, associés aux mêmes stades isotopiques, entre les sites de Chaviña, Tanaka et Chala. Chaque couleur correspond à un (sous)-stade isotopique (Chiffres+lettres encadrés en noir). Les chiffres en noir indiquent l'altitude des pieds de falaise ainsi que la terminologie des terrasses marines. Les traits en pointillés noirs, pour les sites de Chaviña et Tanaka, représentent les profils schématiques des terrasses marines, non couverts par un profil GPS. Cf. Figure 69 pour la légende du profil GPS de Chala.

4.3. Les vitesses de soulèvement des segments côtiers le long de l'Orocline bolivien

Toutes les informations sur les terrasses marines et les coquilles/cordons littoraux, échantillonnés dans les différentes zones d'étude, sont synthétisées dans la Table 9. Comme dans la partie 4.1.1.1, nous avons calculé le taux de soulèvement entre chacune des terrasses marines, sur l'intervalle de temps entre deux terrasses (Cf. Théorie 3.2 ; Table 9, Taux de soulèvement 1). Pour la terrasse la plus jeune, le taux de soulèvement est calculé par rapport au niveau actuel de la mer. De même, dans la baie de Tongoy, les taux de soulèvement ont été calculés sur l'intervalle de temps entre le cordon littoral daté et la terrasse marine datée (TIV), puis entre la terrassse marine datée (TIV) et le niveau actuel de la mer. La barre d'erreur des vitesses de soulèvement est, en général, assez grande ce qui provient du fait que nous calculons les vitesses sur des petits intervalles de temps. Pour diminuer cette incertitude sur les vitesses, nous proposons à titre de comparaison, les vitesses de soulèvement absolues de chacun des niveaux de terrasse ou cordon littoral, c'est-à-dire que les vitesses de soulèvement sont calculées entre l'âge de la terrasse et l'actuel. Chaque niveau de terrasse/cordon littoral donne une vitesse moyenne du soulèvement de la côte (Table 9, Taux de soulèvement 2).

Table 9 (page suivante) : Table récapitulative, pour chaque site échantillonné, des altitudes des pieds de falaise des niveaux de terrasses de chaque séquence, des âges 10Be/U-Th des terrasses marines/cordons littoraux datés le long de l'Orocline bolivien, les corrélations aux stades isotopiques des terrasses, l'âge respectif des stades isotopiques et l'altitude du niveau marin atteinte lors de ces stades. Nous avons calculé les vitesses de soulèvement sur l'intervalle de temps entre deux terrasses (taux de soulèvement 1). A noter le décalage des lignes dans cette colonne qui indique sur quel intervalle de temps ont été calculées les vitesses. Le taux de soulèvement moyen 1 correspond à la moyenne des vitesses de chaque intervalle de temps entre deux terrasses, pour un site donné. Le taux de soulèvement 2 correspond aux vitesses calculées entre l'âge de la terrasse et l'actuel et le taux de soulèvement moyen 2 correspond à leur moyenne pour un site donné. Les erreurs des vitesses sont calculées en prenant en compte toutes les incertitudes associées aux terrasses marines (Cf. 3.2). De même, nous n'avons pas intégré la terrasse +11 m de Chala dans le calcul des vitesses de soulèvement parce qu'elle n'est préservée que localement dans la baie de Chala et que son altitude actuelle est probablement due à sa proximité d'une faille orientée N45°E (Goy et al., 1992), qui aurait joué indépendamment du reste de la baie.

Sites		Terrasses Marines/ Cordon littoral	Altitude du pied de falaise (m)	Age 10Be ou U-Th (ka)	SI	Age SI (ka)	Altitude du haut niveau marin (m)	Taux de soulèvement 1 (mm/ka)	Taux de soulèvement moyen 1 (mm/ka)	Taux de soulèvement 2 (mm/ka)	Taux de soulèvement moyen 2 (mm/ka)
Chili	Altos de Talinay	TI	425 ± 15	679 ± 8	17	690	-15 ± 15	738 ± 51	811 ± 244	638 ± 43	657 ± 130
		TII	170 ± 20	321 ± 1	9c	321 ± 6	+2.5 ± 5.5	1158 ± 416		522 ± 80	
		TIII	55 ± 5	225 ± 12	7e	232.5 ± 2.5	-10 ± 5	389 ± 149		280 ± 43	
		TIV	25 ± 3	123 ± 14	5e	122 ± 7	+3 ± 3	103 ± 69		180 ± 50	
		TV	6 ± 1	11 ± 2	1	6 ± 1	-4 ± 1	1667 ± 434		1667 ± 434	
		Actuel	0			0	0				
	Caleta Maïten	+ 342 m	342 ± 5	x	17	690	-15 ± 15	600 ± 121	530 ± 79	517 ± 29	488 ± 33
		+186 m	186 ± 4	466 ± 55	11	405 ± 10	0 ± 10	459 ± 36		459 ± 36	
		Actuel	0			0	0				
	Baie de Tongoy	+48 m	48 ± 1	>400	11	405 ± 10	0 ± 10	141 ± 54	103 ± 43	119 ± 27	92 ± 30
		TIV	14 ± 1	~123 ± 10	5e	122 ± 7	+3 ± 3	66 ± 33		66 ± 33	
		Actuel	0			0	0				
Pérou	Cerro El Huevo San Juan	+220 m	223 ± 4	400 ± 17	11	405 ± 10	0 ± 10	411 ± 290	621 ± 418	551 ± 37	696 ± 53
		+190 m	191 ± 4	318 ± 18	9c	321 ± 6	+2.5 ± 5.5	236 ± 464		587 ± 32	
		+170 m	170 ± 2	x	9a	285 ± 5	-15 ± 5	324 ± 308		632 ± 27	
		+150 m	153 ± 4	228 ± 14	7e	232.5 ± 2.5	-10 ± 5	570 ± 161		701 ± 39	
		+105 m	103 ± 5	x	5e	122 ± 7	+3 ± 3	591 ± 713		820 ± 81	
		+72 m	72 ± 1	x	5c	100 ± 5	-15 ± 5	1500 ± 903		870 ± 74	
		+42 m	42 ± 1	x	5a	80 ± 4	-15 ± 5	713 ± 83		713 ± 83	
		Actuel	0			0	0				
	Cerro Tres Hermanas	+177 m	177 ± 2	x	11	405 ± 10	0 ± 10	220 ± 224	395 ± 369	437 ± 32	583 ± 51
		+162 m	161 ± 1	353 ± 5	9c	321 ± 6	+2.5 ± 5.5	97 ± 376		494 ± 22	
		+145 m	145 ± 2	x	9a	285 ± 5	-15 ± 5	267 ± 251		544 ± 26	
		+131 m	131 ± 1	x	7e	232.5 ± 2.5	-10 ± 5	606 ± 154		606 ± 27	
		+80 m	77 ± 7	x	5e	122 ± 7	+3 ± 3	227 ± 783		607 ± 89	
		+55 m	54 ± 2	x	5c	100 ± 5	-15 ± 5	650 ± 713		690 ± 78	
		+41 m	41 ± 1	x	5a	80 ± 4	-15 ± 5	700 ± 83		700 ± 83	
		Actuel	0			0	0				
	Chaviña	+150 m	150 ± 10	304 ± 17	9c	321 ± 6	+2.5 ± 5.5	460 ± 49		460 ± 49	
		Actuel	0			0	0				
	Tanaka	+ 90 m	90 ± 5	171 ± 21	7a	196,5 ± 6	-6 ± 10	489 ± 78		489 ± 78	
		Actuel	0			0	0				
	Chala	+154 m	154 ± 2	>250	9c	321 ± 6	+2.5 ± 5.5	367 ± 168	546 ± 261	472 ± 25	589 ± 81
		+109 m	109 ± 2	x	7e	232.5 ± 2.5	-10 ± 5	528 ± 542		512 ± 31	
		+94 m	94 ± 2	>220	7a	196,5 ± 6	-6 ± 10	577 ± 249		509 ± 63	
		+60 m	60 ± 2	<100	5e	122 ± 7	+3 ± 3	262 ± 271		467 ± 49	
		+31 m	31 ± 1	x	5a	80 ± 4	-15 ± 5	541 ± 101		575 ± 80	
		+2 m	2	x	1	6 ± 1	-4 ± 1	1000 ± 236		1000 ± 236	
		Actuel	0			0	0				
	Ilo	+120 m	120 ± 10	x	11	405 ± 10	0 ± 10	565 ± 379	313 ± 188	296 ± 50	229 ± 40
		+80 m	75 ± 5	300 ± 30	9c	321 ± 6	+2.5 ± 5.5	254 ± 210		226 ± 33	
		+40 m	40 ± 3	x	7	~215 ± 20		253 ± 120		215 ± 34	
		+25 m	25 ± 2	x	5e	122 ± 7	+3 ± 3	180 ± 42		180 ± 42	
		Actuel	0			0	0				

CHAPITRE 5

DISCUSSION/ COMPARAISON

5. Discussion/Comparaison

L'étude d'un des seuls marqueurs morphologiques de soulèvement (les terrasses marines) observable le long de la zone côtière des Andes, a permis de mettre en évidence des différences de comportement longitudinales dans la réponse de la plaque chevauchante Amérique du Sud, à la subduction de la plaque océanique Nazca, à plusieurs échelles de temps. Sur la Figure 87, nous avons corrélé longitudinalement entre eux chaque niveau des séries de terrasses marines étudiées, associé à un même stade isotopique. Nous observons que globalement l'altitude des terrasses marines diminue vers le Sud, de la zone du Cerro El Huevo à San Juan de Marcona (Pérou ; 15,3°S) jusqu'au niveau des Altos de Talinay (Chili ; 30,2°-31°S) où les altitudes augmentent. De plus, l'enregistrement des variations du niveau marin, par les séries de terrasses, n'est pas continu au sein des séries et diffère le long de la côte. Certains stades isotopiques, comme le SI 11 et 7a, ne sont pas préservés tout le long de la côte, contrairement aux SI 9c, 7e et 5e que l'on retrouve quasi-systématiquement dans les séquences de terrasses marines.

La formation puis la préservation des terrasses marines dépendent de critères (eustatique, érosif, tectonique, climatique) associés au comportement de la marge andine vis-à-vis des processus liés à la zone de subduction. Cependant, le soulèvement côtier de l'avant-arc andin n'est pas continu tout le long de la côte pacifique, des segments de côte en soulèvement alternant avec des segments en subsidence. De même qu'un soulèvement côtier ne produit pas nécessairement des terrasses marines qui ne sont ainsi préservées que localement le long de la côte sud-américaine.

La morphologie côtière actuelle de la marge andine indique que son évolution, au cours du Pléistocène, a été complexe. L'étude géomorphologique et tectonique de différents segments côtiers le long de l'Orocline bolivien ainsi que la datation des terrasses marines, ont non seulement permis de quantifier les mouvements verticaux, mais aussi de retracer la cinématique Pléistocène de l'avant-arc andin. Toutefois, deux questions se posent encore : Quels sont les processus qui contrôlent la présence ou l'absence, de terrasses marines le long d'une marge en subduction ? Quels sont les processus qui contrôlent la cinématique côtière de cette marge ?

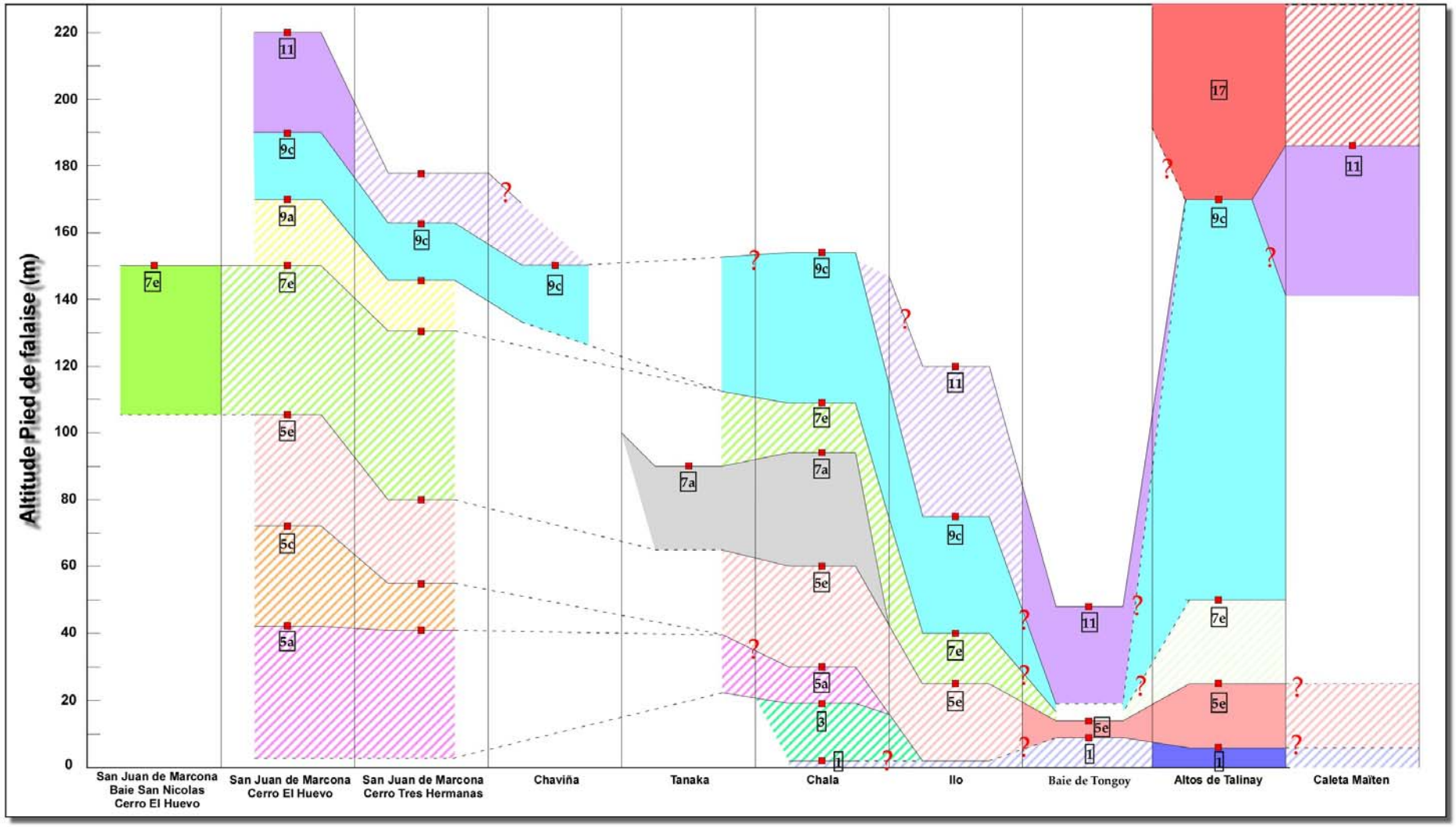

Altitude Pied de falaise (m)
220
200
180
160
140
120
100
80
60
40
20
0
San Juan de Marcona Baie San Nicolas Cerro El Huevo
San Juan de Marcona Cerro El Huevo
San Juan de Marcona Cerro Tres Hermanas
Chaviña
Tanaka
Chala
Ilo
Baie de Tongoy
Altos de Talinay
Caleta Maïten

Figure 87 (page précédente) : Corrélations latérales des niveaux de terrasses marines, associés au même stade isotopique, de chaque site étudié le long de la côte péruvienne et chilienne. Les rectangles rouges représentent les altitudes des pieds de falaise des terrasses, les traits continus sont les corrélations latérales des pieds de falaises et les traits en pointillés sont les corrélations latérales supposées des terrasses marines entre les différents sites. Chaque couleur correspond à un (sous)-stade isotopique (matérialisés par les chiffres et les lettres encadrés). Les couleurs pleines représentent les corrélations isotopiques issues des âges ^{10}Be et U-Th, et les hachures, celles déduites morphostratigraphiquement et à partir des études antérieures.

Les résultats obtenus dans ce travail, ainsi que ceux de différentes études menées le long de la côte de la marge active andine, montrent que l'évolution morphologique de l'avant-arc est fortement contrôlée par des processus tectoniques actifs, associés à la zone de subduction. Au regard de la diversité des contextes géodynamiques dans lesquels se forment indifféremment les séquences de terrasses marines (Cf. Golfe de Guayaquil, San Juan de Marcona, Chala, Ilo, Mejillones, Caldera, Altos de Talinay, Arauco), il a été proposé que ce sont des processus locaux qui étaient responsables du soulèvement côtier. Les processus les plus fréquemment évoqués sont le passage en subduction d'hétérogénéités de la surface de la plaque océanique subduite (reliefs sous-marins tels qu'une ride asismique ou des aspérités (e.g. Macharé et Ortlieb, 1992 ; Hsu, 1992 ; Hampel, 2002 ; Le Roux et al., 2000 ; Gutscher et al., 1999 ; Pedoja et al., 2006b) ou dans la plaque continentale chevauchante (érosion tectonique et/ou sous-placage de matériel érodés ; Saillard et al., accepté). Cependant, à l'échelle de la chaîne des Andes, aucun processus global, responsable de la formation des terrasses, n'a été mis en évidence jusqu'à présent. Or, nous observons que la plupart des séquences majeures de terrasses marines Pléistocène sont préservées sur des péninsules ou dans des zones s'avançant vers l'océan, donc là où la zone littorale est plus près de la fosse (e.g. Ilo, Mejillones, Caldera, Tongoy, Navidad-Pichilemu, Arauco). Par conséquent, nous avons étudié la distance entre la fosse et la côte en fonction de la présence de terrasses marines, le long de la côte pacifique des Andes (Figure 88). La Figure 88 montre que la distance fosse-côte semble jouer un rôle prépondérant dans le soulèvement côtier et sur le développement des terrasses marines. En effet, nous observons que la faible distance à la fosse est fortement corrélée à la présence de terrasses marines et qu'il existe une valeur seuil, évaluée à 100-110 km de la fosse, en dessous de laquelle on a des terrasses marines. On remarque que cette valeur seuil correspond à la zone de soulèvement maximum

(mouvements cosismique et post-sismique cumulés à l'échelle d'un cycle sismique), en relation avec la zone sismogénique à l'interface entre les deux plaques (Figure 89). La présence de péninsules préexistantes (dues à des hétérogénéités de la tectonique locale, à une différence de rhéologie du littoral (?) etc.) va favoriser leur soulèvement puisque la distance fosse-côte diminue au fur et à mesure du soulèvement. Quand la distance fosse-côte est inférieure à la distance seuil, des séries de terrasses marines sont préservées. Quand cette distance est supérieure à la distance seuil, le littoral est en subsidence cosismique (Figure 89 ; Quezada, 2006). Ceci explique pourquoi là où il y a des péninsules, avec des séries de terrasses marines (Mejillones, Caldera, Tongoy), il y a, à l'arrière, des zones en subsidence relatives et des cordons littoraux préservés. Cependant, le soulèvement résiduel lié au soulèvement cosismique, qui n'est pas tout à fait compensé par la subsidence inter-sismique et post-sismique de la côte, n'explique pas à lui seul le soulèvement de terrasses marines en séquence mais intervient pour une partie dans le soulèvement à long terme. On observe qu'entre les latitudes 22°S et 33°S, là où la direction de convergence entre la plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud est perpendiculaire, la profondeur de la zone bloquée projetée en surface (Khazaradze et Klotz, 2003) est très proche de la côte (Hoffmann-Rothe et al., 2006), là où les terrasses marines sont préservées (Figure 90). La projection en surface de la limite inférieure de la zone bloquée matérialise la distance seuil que nous avons mise en évidence, en-dessous de laquelle il y a des séquences de terrasses marines préservées (Figure 89). Dans les zones de subduction oblique, la limite inférieure de la zone bloquée n'est pas corrélée avec la ligne de côte, excepté au niveau de la ride de Nazca.

Sur la Figure 88, on observe que la présence de terrasses marines, ainsi qu'une faible distance fosse-côte, se corrèlent très bien si la direction de convergence de la plaque Nazca par rapport à la plaque Amérique du Sud est perpendiculaire, excepté au niveau de la ride de Nazca.

La présence de rides asismiques n'est pas un facteur déterminant dans la formation et la préservation des terrasses marines. En effet, on retrouve des séries de terrasses marines au-dessus des rides de Carnegie et de Nazca, alors qu'elles sont absentes au-dessus de la ride de Juan Fernandez. Au niveau des rides de Carnegie et de Nazca, on observe un brusque déplacement de la côte en direction de la fosse. A l'inverse, au niveau de la ride de Juan Fernandez, la ligne de côte s'éloigne de la fosse et elle est concave vers la fosse (Figure 88).

Ces observations peuvent être liées à la dimension des anomalies bathymétriques. En effet, les rides de Carnegie et de Nazca sont beaucoup plus larges (~250 km à la base) que la ride de Juan Fernandez (<100 km). Par conséquent, les rides de Carnegie et de Nazca passent ainsi plus difficilement en subduction sous la plaque Amérique du Sud et soulèvent la côte sur une grande longueur d'onde (Macharé et Ortlieb, 1992 ; Gutscher et al., 1999b). La ride de Juan Fernandez subduit perpendiculairement à la côte et semble avoir un effet de poinçonnage sur la plaque supérieure. Ce poinçonnage augmenterait ainsi la distance entre la fosse et la côte. (Dominguez et al., 1998)

Cependant, la vitesse de convergence de ces rides semble aussi jouer un rôle sur la distance fosse-côte. La ride de Juan Fernandez passe en subduction à une vitesse de 8,1 cm/an, contre 7,7 et 6,9 cm/an pour les rides de Nazca et Carnegie, respectivement (DeMets et al., 1994). La ride de Juan Fernandez passe ainsi plus rapidement en subduction que les rides de Nazca et Carnegie, ce qui favorise encore plus l'effet de poinçon sur le continent.

La présence de segments de subduction horizontale (Pérou et Chili central/Argentine) n'a pas d'incidence sur le développement de séries de terrasses marines. En effet, dans ces deux zones, la lithosphère océanique se dispose horizontalement sous la lithosphère continentale, qu'à partir d'une profondeur de 100-120 km, loin de la fosse (~130 km), avant de replonger dans le manteau supérieur à ~650 km de la fosse, sous les bassins d'arrière-arcs péruvien et argentin.

Ainsi, la subduction de rides asismiques ne coïncide pas systématiquement avec la présence de terrasses marines sur la côte. Cependant les larges rides de Carnegie et de Nazca semblent avoir un effet amplificateur sur le nombre de niveaux de terrasses et sur les vitesses de soulèvement côtier. Au-dessus de la ride de Nazca, le nombre de niveaux de terrasses marines est le plus élevé de la côte Pacifique des Andes et un des plus importants du monde. De plus, ces terrasses marines ont enregistré les vitesses de soulèvement côtier les plus fortes de toute la côte sud-américaine (Table 9 ;Figure 88).

Dans nos zones d'étude, on remarque que plus la côte se rapproche de la fosse, plus les vitesses de soulèvement côtier calculées sont fortes (Table 9 ; Figure 88). Les plus fortes vitesses ont été obtenues pour la zone des Altos de Talinay, au Chili, et la zone du Cerro El Huevo, à San Juan de Marcona au Pérou.

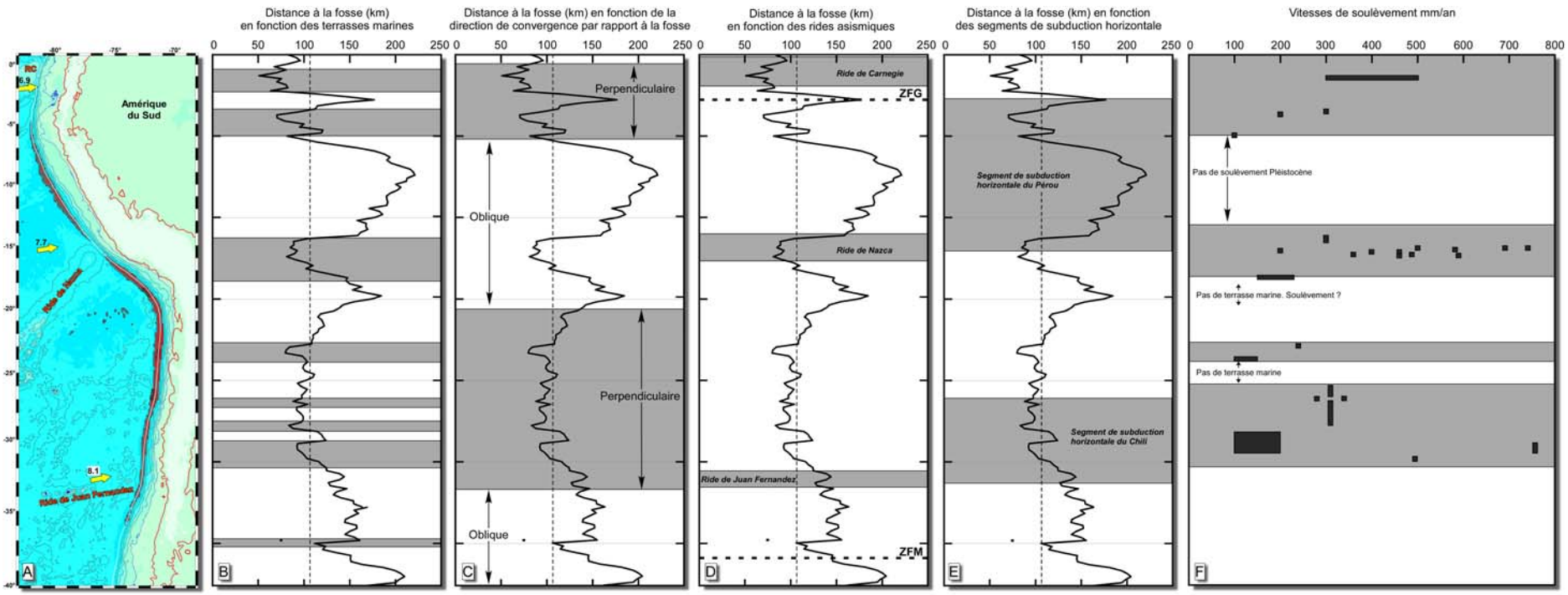


Figure 88 : A – Carte de la côte pacifique de l'Amérique du Sud. La bathymétrie et la topographie sont issues du logiciel GMT. Les flèches jaunes représentent la direction de convergence de la plaque Nazca par rapport à la plaque Amérique du Sud (fixe) avec la valeur de la vitesse de convergence associée (d'après DeMets et al., 1994) – RC : Ride de Carnegie. A droite de la carte (B à E), nous avons confronté différents paramètres (zones grises) en fonction de la distance entre la fosse et la côte (ligne de côte) le long de la côte sud-américaine : B – la présence des terrasses marines, C – la direction de convergence de la plaque Nazca, D – la présence de rides asismiques. ZFG : zone de fracture de Grijalva, ZFM : zone de fracture de Mocha. Et enfin, E – la présence de segments de subduction horizontale. F – Les vitesses de soulèvement côtier le long de la côte Pacifique des Andes. Cf. Table 9 (Taux de soulèvement moyen 2) et Table 10 pour les intervalles de temps et références correspondants.

	Lieu	Vitesses de soulèvement (mm/ka)	Interval de temps (ka)	Références	Datations/Observations
Equateur	Talara Arc (~1°N-6°S)	100 à 500	1Ma	Pédoja et al 2006a	Infra Red Stimulated Luminescence (IRSL) sur des sables datés du SSI 9 (~330ka). 14C et analyses U sur des coquilles fossilisées pour un calibrage géochronologique
	Manta Peninsula et Isla de la Plata (~1°-1,25°S)	300 à 500	300	Pédoja et al 2006b	IRSL et U/Th
	Cabo San Lorenzo (~1°S)	100 à 300	Quaternaire	Cantalamessa and Di Celma 2004	Soulèvement synsédimentaire qui diminue du Nord (300 mm/ka) vers le Sud (100 mm/ka)
	Isla de la Plata (~1,25°S)	400	500	Cantalamessa and Di Celma 2004	Chronostratigraphie des terrasses marines
Pérou	Cancas (~4°S)	300		Pedoja 2003	
	Lobitos et Los Organos (~4,1°S)	200		Pedoja 2003	
	Illescas (~6°S)	100		Pedoja 2003	
	6-12°S	Pas de soulèvement			
	San Juan 13,5-14,3°S	Nette subsidence	Quaternaire supérieur	Hsu 1992	
	San Juan 14,3°-14,9°S	300		Hsu 1992	Vitesse moyenne à partir de l'aminozone IIa terrasse +44m (SSI 5e)
	San Juan 14,9°-15,1°S	400		Hsu 1992	Vitesse moyenne à partir de l'aminozone IIa terrasse +59-63m (SSI 5e)
	San Juan - El huevo	500		Hsu 1992	Vitesse moyenne à partir de la terrasse +65 m (SSI 5e) - AAR et ESR
	San Juan 15,3-15,6°S	200		Hsu 1992	Vitesse moyenne à partir de l'aminozone IIa terrace +28m (SSI 5e)
	San Juan	470	500	Hsu 1988a ; Hsu et al 1989	Chronostratigraphie (Interprétation aminostratigraphique, U/Th et ESR)
	San Juan 15,3°S	740	500	Ortlieb et Macharé 1990 ; Macharé et Ortlieb 1992	Chronostratigraphie (corrélations géométriques)
	Cerro El Huevo San Juan	696 ± 53	400	Ce travail	10Be et morphostratigraphie
	Cerro Tres Hermanas	583 ± 51	400	Ce travail	10Be et morphostratigraphie
	Sud Est San Juan 15,5°S	400	200	Macharé et Ortlieb 1992	
	Chaviña ~15,5°S	460 ± 49	320	Ce travail	10Be et morphostratigraphie
	Tanaka	489 ± 78	196	Ce travail	10Be et morphostratigraphie
	Atiquipa and Puerto Inca	360	500	Ortlieb et al 1994	Morphostratigraphie/Chronostratigraphie - Vitesses de soulèvement moyennes
	Chala 15,8°S	589 ± 81	320	Ce travail	10Be et morphostratigraphie
	Chala 15,8°S	460	500	Goy et al 1992 ; Ortlieb et al 1994	Morphostratigraphie/Chronostratigraphie - Vitesses de soulèvement moyennes
	Ilo 17,4°S	220	300	Zazo et al 1994	
	Ilo 17,6°S	150		Hsu 1992	
	Ilo 17,7°S	160	120	Ortlieb et al 1996d	
	Ilo 17,7°S	229 ± 40	400	Ce travail	10Be et morphostratigraphie
Chili	18°-20°S				Pas de terrasse marine préservée
	Zone Hornitos 23°S	240	330	Ortlieb et al. 1996a ; Marquardt et al 2004	
	Partie Est de la péninsule de Mejillones (23°-23,5°S)	150	330	Ortlieb 1995	Vitesse augmente vers le Nord pour atteindre la valeur de celle de la zone de Hornitos (23°S)
	Antofagasta area (23,5°-24°S)	100	Quaternaire supérieur	Ortlieb 1995	
	24°-26°S			Paskoff 1979, 1989	Le grand escarpement côtier plonge directement dans la mer - Pas de terrasse marine préservée
	26°-27°S	310			Plaine côtière étroite au pied du grand escarpement côtier
	Caldera (27°S)	340 ± 60	430	Marquardt et al 2004	Datations morpho-chronostratigraphiques: U/Th et ESR (Radtke, 1987a ; Leonard et al., 1994) + analyses morphostratigraphiques et paleontologiques
		280 ± 20	860 ± 110	Quezada et al 2007	Ages 21Ne de la plus haute terrasse marine de la zone de Caldera-Bahía Inglesa
	27°-28°S	310	430	Marquardt et al 2004	Analyses morphostratigraphiques - Vitesses de soulèvement moyennes
	28°-29°s	310			Les vitesses de soulèvement diminuent vers La Serena-Talinay
	La Serena-Talinay (29°45'-31°S)	100-200	Quaternaire supérieur	Leonard et Wehmiller 1992, Ota et al 1995, Paskoff 1995, Benado 2000	
	30,15°S	140	Holocene	Ota et Paskoff 1993	
	Baie de Tongoy 30,25°S	92 ± 30	400	Ce travail	10Be et morphostratigraphie
	Altos de Talinay (~30,2°-31°S)	657 ± 130	700	Saillard et al en révision	10Be et morphostratigraphie
	Caleta Maiten 31,15°S	488 ± 33	700	Ce travail	10Be et morphostratigraphie
	Isla Santa Maria (37°S)	2000	Quaternaire supérieur	Melnick et al 2006	14C

Table 10 : Les vitesses de soulèvement le long de la côte sud-américaine (Equateur, Pérou, Chili) sur chaque intervalle de temps considéré et les références associées.

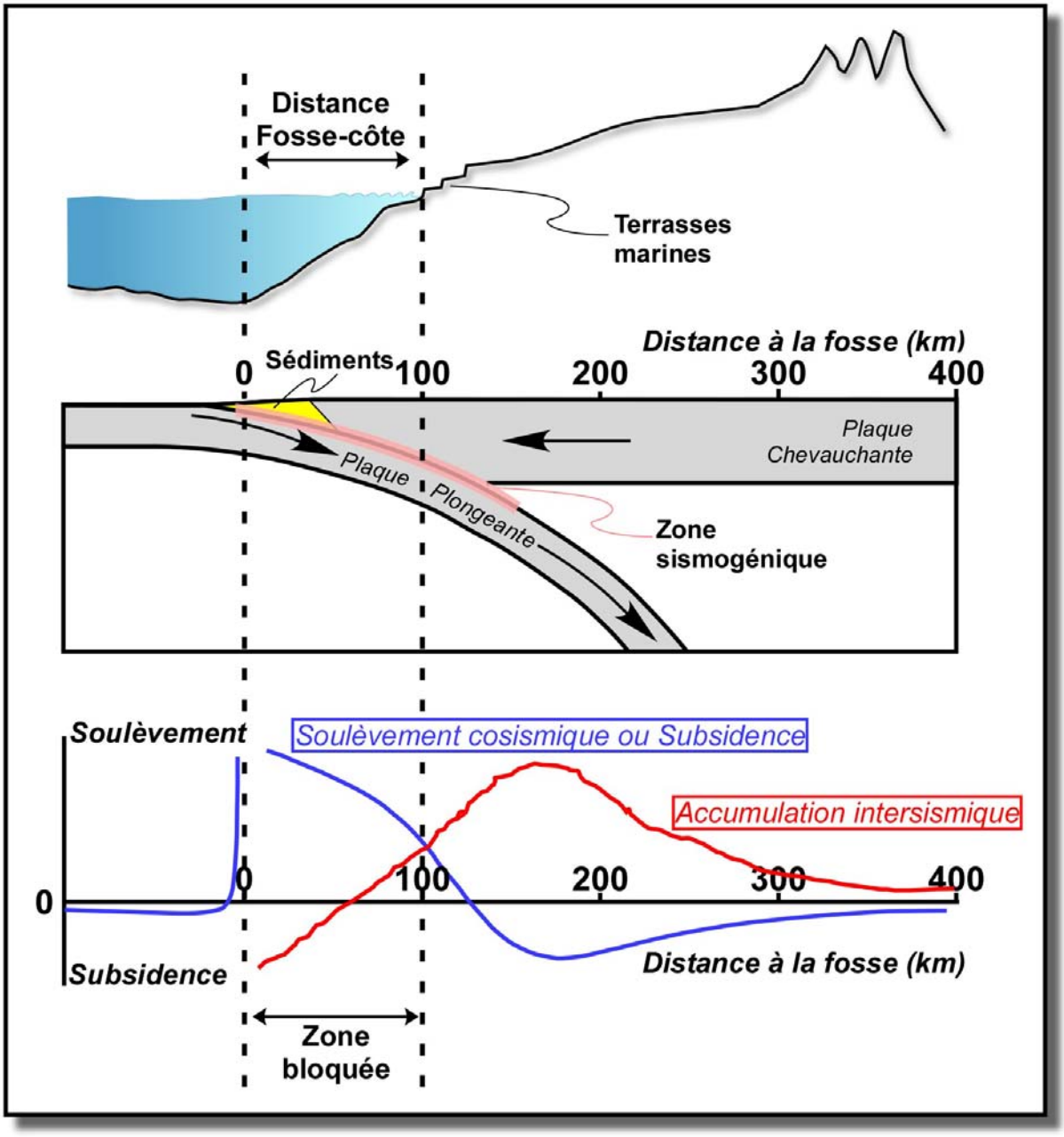


Figure 89 : Modèle simple expliquant les relations entre la distance fosse-côte, la zone bloquée, et la zone sismogénique avec les déformations cosismiques et intersismiques (pour une terre élastique). La distance fosse-côte pourrait être le marqueur en surface de la position de la partie inférieure de la zone bloquée. Cependant, la terre n'étant pas élastique, on enregistrerait, lors de la phase post-sismique, une déformation permanente en surface qui correspond au soulèvement de la zone côtière avec la formation et la préservation de séquences de terrasses marines sur le continent.

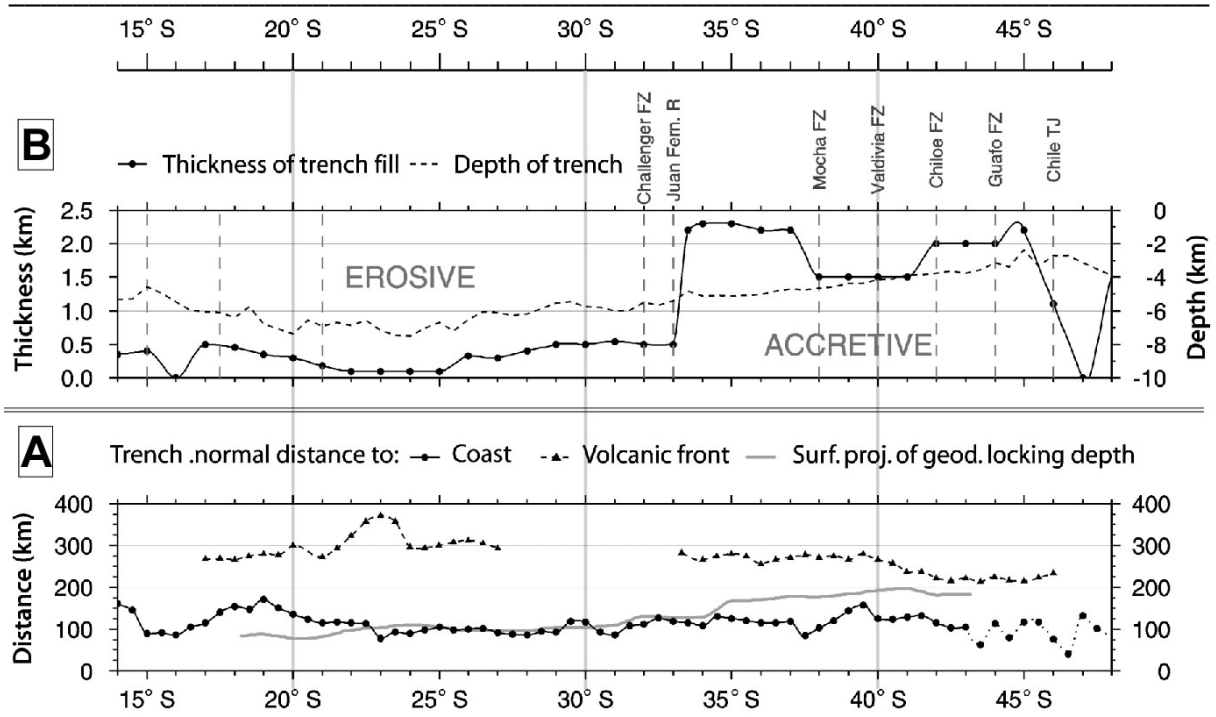


Figure 90 : A - Relations entre la distance fosse-côte et la projection en surface de la profondeur de la zone bloquée en fonction de la latitude. B – Relation entre l'épaisseur sédimentaire au niveau de la fosse et la latitude, ainsi que le mode de transfert de masse de la marge andine (Erosion ou accrétion ; modifié d'après Hoffmann-Rothe et al., 2006).

Comme le passage en subduction d'une ride asismique, d'autres processus peuvent aussi influencer localement la distance à la fosse, de même, qu'une variation de la surface de la zone sismogénique le long du plan de subduction.

Les phénomènes sont 1) le développement d'un prisme d'accrétion (la distance augmente) (von Huene et al., 1996), 2) l'érosion tectonique et le sous-placage de matériel érodé (la distance diminue). Clift et Hartley (2007) propose que l'épaississement crustal par sous-placage de matériel subduit sous l'avant-arc et l'érosion tectonique proche de la fosse sont des phénomènes simultanés (Cf. aussi Adam et Reuther, 2000 ; Laursen et al., 2002 ; von Huene et Ranero, 2003). L'érosion tectonique et le sous-placage de matériel entraînent la subsidence de la pente immergée de la marge andine (partie submergée de l'avant-arc) et le soulèvement de la pente émergée de l'avant-arc (Lallemand et al., 1994 ; Delouis et al., 1998), avec un retrait de la fosse vers le continent. Cependant, lorsque l'on a beaucoup de sédiments dans la fosse, le passage en subduction de la plaque Nazca est non seulement facilité, réduisant les frictions entre les deux plaques et ainsi le soulèvement sus-jacent, mais

aussi un prisme d'accrétion va se développer au niveau de la fosse, ce qui va augmenter la distance fosse-côte. Au Nord de la ride de Juan Fernandez (33°S), il n'y a pratiquement pas de sédiment dans la fosse, contrairement au Sud, où beaucoup de sédiments sont accumulés au niveau de la fosse de subduction. En effet, sur la Figure 90B, on observe que l'épaisseur de sédiment augmente brusquement au Sud de la ride de Juan Fernandez et est comprise entre 1,5 et 2,3 km, alors qu'elle est inférieure à 0,5 km entre 14°S et 33°S (Bangs et Cande, 1997 ; Hampel et al., 2004). Sur la Figure 88, on observe non seulement qu'au Sud de 33°S la direction de convergence devient oblique, que la distance fosse-côte augmente globalement mais qu'il n'y a pas de terrasses marines préservées, excepté là où la distance fosse-côte est faible. L'absence de terrasse peut être expliquée par l'abondance de sédiments dans la fosse, ce qui minimise le contact et les frictions entre les deux plaques, les sédiments jouant le rôle de « lubrifiant », diminuant le couplage et ainsi limitant le soulèvement côtier.

Ces phénomènes locaux qui jouent sur la distance à la fosse peuvent expliquer les variabilités spatiales des vitesses de soulèvement le long de la côte sud-américaine mais aussi les variabilités temporelles au sein d'une même zone. En effet, dans nos zones d'étude, si on regarde les taux de soulèvement 2 (Table 9), on remarque qu'à San Juan de Marcona (Cerros El Huevo-Tres Hermanas), au-dessus de la ride de Nazca, les vitesses augmentent globalement depuis ~400 ka (SI 11 ; Table 9). Ceci suggère que la distance fosse-côte a évolué dans le temps et on assisterait à une diminution de cette distance, c'est-à-dire à une avancée de la côte vers la fosse, en relation avec la subduction de la ride de Nazca. A Chala, les vitesses de soulèvement varient peu depuis ~320 ka (SSI 9c), hormis pour l'Holocène. Puis, pour les zones d'étude chiliennes, dans la zone de Tongoy, et celle d'Ilo au Pérou, les vitesses diminuent globalement depuis ~700 ka (SI 17) et ~400 ka (SI 11 ; Table 9), respectivement. Dans ces zones, on serait donc en présence d'une augmentation de la distance fosse-côte depuis ~700 ka. Cependant, lorsqu'on examine les taux de soulèvement 1, on remarque que les vitesses sont beaucoup plus variables au sein des zones d'étude. Des périodes de soulèvement rapide alternent avec des périodes de soulèvement plus lent (Saillard et al., accepté). Ce soulèvement épisodique, au cours du Pléistocène, résulterait d'une variation de la distance fosse-côte, et des autres facteurs évoqués, au cours du temps et ainsi de processus liés à la zone de subduction. Les processus qui pourraient expliquer cette variation de la

distance sont des alternances de périodes d'activité plus ou moins intense d'érosion tectonique et de sous-placage de matériel érodés sous l'avant-arc andin (distance diminue) avec des périodes de développement d'un prisme d'accrétion (distance augmente), mais aussi une variation de la surface de la zone sismogénique et de la zone bloquée dont la limite inférieure influence la distance seuil fosse-côte où l'on observe des terrasses marines.

Plus localement, on observe des variations spatiales des vitesses de soulèvement, au sein d'une même zone d'étude, qui indique que la tectonique locale joue un rôle dans l'évolution de la dynamique côtière. Dans le cas de la zone de Tongoy au Chili, la répartition des terrasses marines est discontinue, le long de la côte entre 30°S et 31,2°S, et les corrélations entre les différentes terrasses ne sont pas immédiates. La datation de tous les niveaux de terrasses a été nécessaire pour discriminer chaque niveau et corréler les niveaux entre eux afin de quantifier le soulèvement côtier. Ceci a permis de mettre en évidence l'absence de certains niveaux, ce qui représente un arrêt dans l'enregistrement de l'histoire du soulèvement et souligne une histoire tectonique compliquée et irrégulière dans le temps. La côte ne s'est pas soulevée de façon continue et homogène depuis le Pléistocène moyen ce qui a permis, par endroits, l'érosion des niveaux associés aux stades isotopiques 11, 13 et 15. La datation ^{10}Be des terrasses d'abrasion marine et U-Th des cordons littoraux, nous a aussi permis de mettre en évidence une variabilité spatiale des vitesses de soulèvement de la côte. En effet, il existe une variabilité Nord-Sud mais aussi Est-Ouest. La zone au Nord de la baie de El Teniente s'est soulevée plus rapidement que celle au Sud de la baie de El Teniente et la zone du flanc Ouest des Altos de Talinay s'est soulevée beaucoup plus rapidement que celle de la baie de Tongoy, à l'Est. Comme nous l'avons vu précédemment, de nombreuses failles affectent la zone d'étude et il est cohérent que les quantités de soulèvement diffèrent le long de la côte. Les compartiments entre chaque faille jouent séparément et souligne un couplage différent entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante et cette dernière accommode la déformation. Si on s'intéresse à la sismicité actuelle dans la zone d'étude, au Nord de 31°S (Flores, en prép. ; Figure 91), on observe qu'elle est concentrée autour de 30.7°S. Monfret et Pardo (2003) ont montré la présence d'une « zone barrière » qui empêche la propagation vers le Sud de la sismicité, au niveau de 30.9-31°S, c'est-à-dire de la baie de El Teniente, là où la morphologie des terrasses change et les vitesses de soulèvement diminuent. Ils proposent un changement de couplage sismique entre les deux plaques, le long de la zone de subduction.

Cependant, aucune trace de mouvement associé à cette barrière n'a été détectée en surface. En revanche, il apparaît que l'altitude des pieds de falaise des terrasses d'abrasion marine diminue vers le Sud. Nous proposons que cette « zone barrière » soit associée au passage en subduction de fractures et/ou d'anomalies bathymétriques liées à la zone de fracture de Challenger, sous la plaque chevauchante. Les données de gravimétrie montrent le passage en subduction de monts sous-marins entraînant des déformations dans l'avant-arc chilien et pouvant ainsi jouer un rôle dans la variabilité spatiale et temporelle des vitesses de soulèvement de la côte.

De même pour la variabilité spatiale Est-Ouest, où la faille normale de Puerto Aldea a joué dans un système de horsts et grabens, en favorisant le soulèvement du bloc des Altos de Talinay (horst) et ralenti celui de la baie de Tongoy (graben). Par une approche numérique, Heinze (2003) propose des quantités de déplacement vertical et horizontal de l'avant-arc continental lors d'importants séismes de subduction. Pour le séisme de Illapel (1943, M*w* 8.2), il obtient jusqu'à 40 cm de soulèvement de la Cordillère de la Côte (Altos de Talinay) alors que le bassin Cénozoïque (Baie de Tongoy) se soulève moins ou subside. Le déplacement horizontal, du bord occidental de l'avant-arc continental, atteint jusqu'à 80 cm vers l'Ouest/Sud-ouest. Ceci entraîne une extension E-W et une compression N-S le long des failles intraplaques de direction N-S.

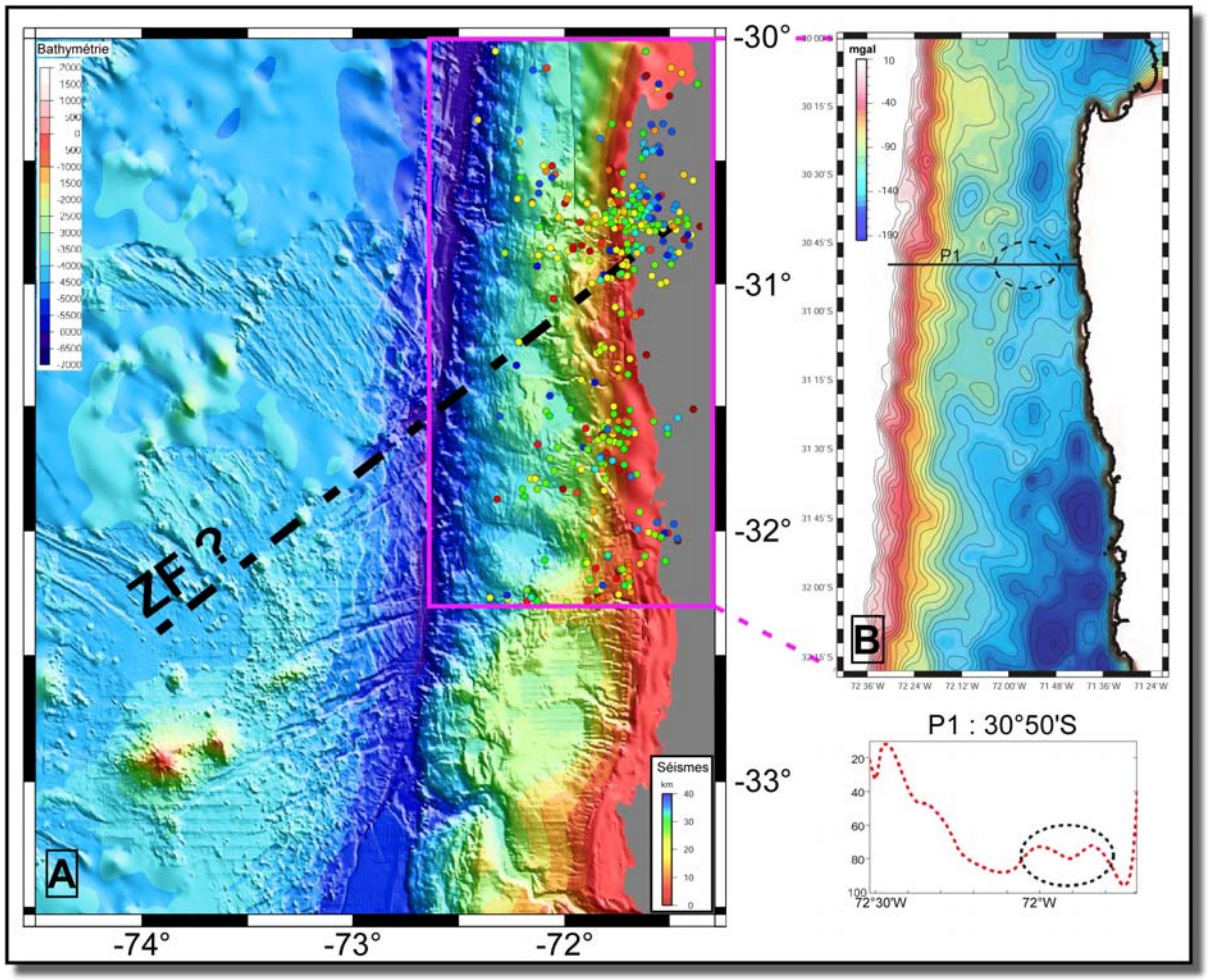


Figure 91 : A – Bathymétrie et activité sismique de la zone de Tongoy (30°-34°S). La bathymétrie est issue d'une nouvelle compilation bathymétrique (Clouard et al., 2003). Les séismes ont été enregistrés par un réseau local permanent du Service Sismologique de l'Université du Chili. ZF : zone de fractures. B – Anomalie gravimétrique de la zone matérialisée par un rectangle rose sur la figure A et le profil gravimétrique P1 se trouve en-dessous de la figure B. Le trait en pointillés noir indique un relief sous-marin (modifié de Flores, en prép.).

CHAPITRE 6

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

6. Conclusion et perspectives

L'analyse des terrasses marines de la zone côtière des Andes, à partir de la géomorphologie et de la méthode de l'isotope cosmogénique du ^{10}Be, a permis de reconstruire la dynamique du soulèvement côtier depuis le Pléistocène. Les principaux résultats sont énumérés ci-dessous:

1) Les terrasses marines sont soulevées et étagées en séquence d'ordre stratigraphique normal, c'est-à-dire que les niveaux les plus hauts sont les plus vieux et sont de plus en plus jeunes vers le niveau marin 0.

2) L'échantillonnage des terrasses d'abrasion marine montre des âges plus groupés que celui des terrasses marines de dépôts. Les âges sont ainsi plus fiables, comme la théorie le suggère, et l'échantillonnage des terrasses d'abrasion marine peut ainsi permettre de diminuer le nombre d'échantillons à analyser. Les terrasses marines de dépôts sont plus sujettes aux phénomènes de pré-exposition des sédiments et au dépôt de couches sédimentaires différentes.

3) Les terrasses marines étudiées et datées correspondent toutes à des hauts niveaux marins majeurs du Pléistocène. Le haut niveau marin le plus fréquemment identifié le long de la côte sud-américaine est celui qui est associé au sous-stade isotopique 9c (321 ± 6 ka). Les hauts niveaux marins les mieux marqués sur la côte sont ceux des stades isotopiques 5e (122 ± 7 ka) et 9c, présentant des terrasses marines larges et bien développées.

4) Une séquence de terrasses marines n'enregistre pas systématiquement tous les hauts niveaux marins successifs des variations eustatiques du Pléistocène. Il est donc préférable d'utiliser avec prudence la morphostratigraphie lors des corrélations des terrasses marines aux stades isotopiques. La morphostratigraphie n'est valable que lorsque le rapport vitesse de soulèvement/vitesse d'érosion de la zone côtière est constant sur un temps relativement long.

5) L'analyse des terrasses marines permet de contraindre la tectonique locale affectant des séries de terrasses le long d'une zone côtière (par exemple : zone de Tongoy et de San Juan de Marcona).

6) Il existe une valeur seuil, évaluée dans ce travail à 100-110 km de la fosse, au-dessous de laquelle, il y a développement et préservation de terrasses marines. Cette valeur seuil est observée dans les zones de subduction perpendiculaire (Équateur et Chili) et au droit des rides asismiques larges (Carnegie et Nazca). Dans ces zones, l'intensité du couplage sismique entre les plaques Nazca et Amérique du Sud et l'extension de la zone sismogénique sous la région côtière sont des paramètres qui déterminent les zones géographiques (péninsules ?) qui seront susceptibles de présenter des terrasses marines et d'enregistrer la dynamique du soulèvement côtier.

7) Il existe une variabilité spatiale et temporelle des vitesses de soulèvement le long de la côte sud-américaine au cours du Pléistocène. Des périodes de soulèvement rapide alternent avec des périodes de soulèvement plus lent au cours du Pléistocène. Les vitesses de soulèvement moyennes, déduites des âges ^{10}Be, varient de 229 ± 40 mm/ka (Ilo) à 696 ± 53 mm/ka (San Juan, Cerro El Huevo) le long de la côte Pacifique des Andes centrales. Ces variations sont liées:

i) aux directions et vitesses de convergence du système Nazca-Amérique du Sud,
ii) à la présence de rides asismiques et d'aspérités à la surface de la plaque plongeante,
iii) à des phénomènes d'érosion tectonique et/ou de sous-placage de matériel érodés sous l'avant-arc andin,
iv) à la présence de sédiments dans la fosse,
v) à la variation de la surface de la zone sismogénique,

qui sont des processus qui contrôlent la distance fosse-côte au cours du temps. Ces processus expliquent les variations du soulèvement côtier et du rapport vitesse de soulèvement/vitesse d'érosion de la côte.

La distance fosse-côte est plus faible lors d'une convergence perpendiculaire que lors d'une convergence oblique, favorisant le soulèvement côtier.

La subduction d'une ride large (type Nazca ou Carnegie) diminue la distance fosse-côte et amplifie le nombre de niveaux de terrasses et les vitesses de soulèvement côtier. A l'inverse, la subduction d'une ride étroite et perpendiculaire à la fosse (type Juan Fernandez) poinçonne la plaque chevauchante et augmente la distance fosse-côte.

L'érosion tectonique et le sous-placage de matériel subduit sous l'avant-arc sont des phénomènes simultanés et entraînent un retrait de la fosse vers le continent et une diminution de la distance fosse-côte.

Enfin, l'abondance de sédiments augmente la distance fosse-côte, par le développement d'un prisme d'accrétion, diminue le couplage entre les deux plaques et facilite le passage en subduction de la plaque Nazca.

Toutefois, afin d'affiner et/ou de valider les corrélations isotopiques relatives des terrasses marines non datées (effectuées par morphostratigraphie), nous proposons de poursuivre la datation des terrasses marines à l'aide du ^{10}Be afin d'obtenir des âges absolus de ces terrasses, ou de réaliser une datation relative des terrasses marines, à l'aide de profils de diffusion des escarpements de terrasses (en cours). Cette méthode permet de déterminer le coefficient de dégradation (Kt) d'un escarpement de terrasse marine (ou d'une faille, Cf. Carretier et al., 2002), afin d'estimer l'âge relatif d'un escarpement de terrasse. De même, la datation des terrasses à l'aide du ^{26}Al permettra de confirmer les âges ^{10}Be et de préciser le taux d'érosion dans les différentes régions côtières.

Enfin, la connaissance de la dynamique de la mise en place d'une terrasse marine, en termes de vitesse de recul de la falaise et d'érosion verticale du platier, est importante pour comprendre l'évolution tectonique des séries de terrasses marines préservées sur les côtes en soulèvement. Quelles sont les conditions de préservation de ces terrasses en fonction de la vitesse de soulèvement, de la vitesse de baisse du niveau marin, mais aussi de l'exposition aux vagues ou de la lithologie ? Un modèle numérique d'évolution topographique d'un platier et de sa falaise est en cours de développement afin de mieux comprendre l'interaction entre soulèvement et variations du niveau eustatique dans la mise en place d'une série de terrasses marines (en cours, projet RELIEFS 2007).

BIBLIOGRAPHIE

Adam, J., Reuther, C.-D., 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. Tectonophysics 321, 297–325.

Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 25, 139–174.

Allmendinger, R.W., Smalley, R., Bevis, M., Caprio, H., Brooks, B., 2005. Bending the Bolivian orocline in real time. Geology 33, 905–908.

Alpers, C.N., Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, Northern Chile - evidence from supergene mineralization at La Escondida. Geological Society of America Bulletin 100, 1640–1656.

Alvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., Marquínez, J., 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. Geomorphology 93, 316–334.

Anderson, R. S., 1990. Evolution of the Northern Santa Cruz Mountains by advection of crust past a San Andreas Fault bend. Science, 249, 397–401.

Anderson, R.S., Repka, J.L., Dick, G.S., 1996. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ 10Be and 26Al. Geology 24, 47–51.

Anderson, R.S., Densmore, A.L., Ellis, M.A., 1999. The generation and degradation of marine terraces. Basin Research 11, 7–19.

Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. Earth and Planetary Science Letters 171, 329–334.

Antonioli, F., Bard, E., Potter, E.-K., Silenzi, S., Improta, S., 2004. 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argenterola Cave speleothems (Italy). Global and Planetary Change 43, 57–78.

Araujo, M., Suarez, G., 1994. Geometry and state of stress of the subducted Nazca Plate beneath central Chile and Argentina: evidence from teleseismic data. Geophys. J. Int. 116, 283–303.

Audin, L., Lacan, P., Tavera, H., Bondoux, F., 2008. Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: the Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. Tectonophysics, Main issues and contributions from the 6th ISAG, Barcelona.

Baby, P., Sempéré, T., Oller, J., Barrios, L., Hérail, G., Marocco, R., 1990. Un bassin en compression d'âge Oligo-Miocène dans le Sud de l'Altiplano bolivien. Compte Rendu de l'Académie des Sciences Ser. 2, 341–347.

Baby, P., Sempéré, T., Oller, J., Hérail, G., 1992. Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano: Calazaya nappe. Tectonophysics 205, 155–169.

Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. Geology 25, 883–886.

Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A. et Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. Quaternary Geochronology, 3, 174–195.

Bangs, N.L., Cande, S.C., 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. Tectonics 16, 489–503.

Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology 4, 686–692.

Baranzangi, M., Isacks, B.L., 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. Geophys. J. R. Astr. Soc. 57, 537–555.

Bard, E., Antonioli, F., Silenzi, S., 2002. Sea level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argenterola Cave, Italy. Earth and Planetary Science Letters 196, 135–146.

Barnard, P.L., Owen, L.A., Sharma, M.C., Finkel, R.C., 2001. Natural and human-induced landsliding at the Storr, Isle of Skye, Scotland. The Holocene 8, 347–351.

Beaudet, G., Herm, D., Laharie, R., Paskoff, R., 1976. Sur l'existence du Pliocène marin le long de la côte du Pérou. C. R. somm. Soc. Géol. France 1, 12–13.

Beck, M.E., 1987. Tectonic rotations on the leading edge of South America: The Bolivian Orocline revisited. Geology 15, 806–808.

Beck, M.E., Burmester, R.R., Drake, R.E., Riley, P.D., 1994. A tale of two continents: some tectonic contrasts between the central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures. Tectonics 13, 215–224.

Beck, S.L., Nishenko, S.P., 1970. Variations in the mode of great earthquake rupture along the central Peru subduction zone. Geophysical Research Letters 17, 1969–1972.

Beck, S.L., Ruff, L.J., 1989. Great earthquakes and subduction along the Peru Trench. Physics of The Earth and Planetary Interiors 57, 199–224.

Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P.G., Drake, L., 1996. Crustal thickness variations in the Central Andes. Geology 24, 407–410.

Beck, S.L., Barrientos, S., Kausel E., Reyes, M., 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. Journal of South American Earth Sciences 11, 115–129.

Benado, D.E., 2000. Estructuras y estratigrafía básica de terrazas marinas en sector costero de Altos de Talinay y Bahía Tongoy: implicancia neotectónica. Memoria, Universidad de Chile. pp. 78.

Bender, M.L., Fairbanks, R.G., Taylor, F.W., Matthews, R.K., Goddard, J.G., Broecker, W.S., 1979. Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. Geological Society of America Bulletin 90, 577–594.

Bernat, M., Paskoff, R., 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.

Bevis, M., Kendrick, E., Samlley, Jr.R., Brooks, B., Allmendinger, R., Isacks, B., 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field.Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2, doi:29/2001GC000198, 2001.

Bierman, P.R., Marsella, K.A., Patterson, C., Davis, P.T., Caffee, M., 1999. Mid-Pleistocene cosmogenic minimum age limits for pre-Wisconsin glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach. Geomorphology 27, 25–40.

Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M., Matthews, R.K., Mesolella, K.J., 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New $^{230}Th/^{234}U$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. Quaternary Research 4, 185–205.

Bohn Horst, T.H., 1967. Geología de la hoja Ovalle, Prov. Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas-Chile, Boletín 23, 50–54.

Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M.L., Cotten, J., 2003. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). Earth and Planetary Science Letters 205, 123–138.

Bradley, W.C., Griggs, G.B., 1976. Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms. Geological Society of America Bulletin 87, 433–449.

Braucher, R., 1998. Utilisation du ^{10}Be cosmogénique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des latérites en zone intertropicale. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille III.

Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Colin, F., 2003. In situ produced 10Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. Earth and Planetary Science Letters 211, 251–258.

Brocard, G.Y., van der Beek, P.A., Bourlès, D.L., Siame, L.L., Mugnier, J.-L., 2003. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. Earth and Planetary Science Letters 209, 197–214.

Brown, E.T., Brook, E.J., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., 1992. Effective attenuation lengths of cosmic rays producing ^{10}Be and ^{26}Al in quartz: implication for exposure age dating. Geophys. Res. Let. 19, 369–372.

Brown, E.T., Trull, T., Jean-Baptiste, P., Raisbeck, G., Bourlès, D., Yiou, F., Marty, B., 2000. Determination of cosmogenic production rates of 10Be, 3He and 3H in water. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 172, 873–883.

Bull, W.B., 1985. Correlation of flights of global marine terraces, in: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), Tectonic Geomorphology. The Binghamton Symposia in Geomorphology, Internat. Series 15. Allen and Unruh, Boston, pp. 129–152.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, Malden, USA.

Cabioch, G., 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.

Cahill, T., Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. Journal of Geophysical Research 97, 17503–17529.

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

Carretier, S., 2000. Cycle sismique et surrection de la chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie). Approche de la géomorphologie quantitative. Thèse de doctorat, Université Montpellier 2, 324 pp.

Carretier, S. et Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? Basin Research, 17, 361–381, doi: 10.1111/j.1365-2117.2005.00270.x

Carretier, S., Ritz, J.F., Jackson, J., Bayasgalan, A., 2002. Morphological dating of cumulative reverse fault scarp: Examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia.
Geophys. J. Int. 148, 256– 277.

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.

Cerling, T.E., Craig, H., 1994. Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. Annual Review of Earth and Planetary Science 22, 273–317.

Chappell, J., 1974. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of Quaternary tectonic movements and sea level changes. Geological Society of Americu Bulletin 85, 553–570.

Chappell, J.M., 1983. A revised sea-level record for the last 300,000 years from Papua New Guinea. Search 14, 99–101.

Chappell, J., Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. Nature 324, 137–140.

Chappell, J., Omura, A., Esat, T.M., McCulloch, M.T., Pandolfi, J., Ota, Y., Pillans, B., 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.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). Journal of South American Earth Sciences, 15, 117–139.

Chase, C.G., 1978. Plate kinematics: the Americas, East Africa, and the rest of the world. Earth and Planetary Science Letters, 37, 355–368.

Chávez, C., 1967. Terrazas de abrasión. In Thomas, H., Geología de la hoja Ovalle, provincia de Coquimbo. lnstituto de lnvestigaciones Geológicas , Boletín 324, 137–140.

Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Wasserburg, G.J., 1991. Precise chronology of the last interglacial period: $^{234}U/^{230}Th$ data from fossil coral reefs in the Bahamas. Geological Society of America Bulletin 103, 82–97.

Chéry, J., Vernant, P., 2006. Lithospheric elasticity promotes episodic fault activity. Earth and Planetary Science Letters 243, 211–217.

Chlieh, M., 2003. Le Cycle Sismique décrit avec les données de la Géodésie Spatiale (interférométrie SAR et GPS différentiel) : Variations spatio-temporelles des glissements stables et instables sur l'interface de subduction du Nord Chili. Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris, 169 pp.

Clarke, J.D.A., 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. Geomorphology 73, 101–114.

Clift, P.D., Pecher, I., Kukowski, N., Hampel, A., 2003. Tectonic erosion of the Peruvian Forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision. Tectonics 22, 1023, doi:10.1029/2002TC001386.

Clift, P.D., Hartley, A.J., 2007. Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. Geology 35, 503–506.

Clouard, V., Zapata, R., Vera, E., 2003. Modal depth analysis of the oceanic lithospheric bending along the Chilean margin, from a new detailed bathymetric synthesis, Eos Trans. AGU Fall meeting: San Francisco, December 2003.

Cloos, M., 1993. Lithospheric Buoyancy and Collisional Orogenesis-Subduction of Oceanic Plateaus, Continental Margins, Island Arcs, Spreading Ridges, and Seamount. Geological Society of America Bulletin 105, 715–737.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Arth-Sci. Rev. 18, 303–332.

Comte, D., Pardo, M., 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. Natural Hazards 4, 23–44.

Comte, D., Suárez, G., 1995. Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes. Geophys. J. Int. 122, 419–440.

Comte, D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera, L., Cisternas, A., Ponce, L., 1994. Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile. Geophys. J. Int. 116, 553–561.

CRONUS-Earth online cosmogenic-nuclide calculators. http://hess.ess.washington.edu/

Cross, T., Pilger, R., 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs and tectonics of arc and back-arc regions. Geological Society of America Bulletin 93, 545–562.

Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S., Bloom, A.L., 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. Earth and Planetary Science Letters 206, 253–271.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., 1977. Géologie des Andes péruviennes: caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. Thèse commune U.S.T.L. Montpellier.

de Lange, W.P., Moon, V.G., 2005. Estimating long term cliff recession rates from shore platform widths. Engineering Geology 80, 292.

Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. Geophysical Journal International 132, 302–338.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current Plate Motions. Geophysical Journal International 101, 425–478.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. Geophysical Research Letters 21, 2191–2194.

de Muizon, C., Bellon, H., 1980. L'âge moi-pliocène de la formation Pisco, Pérou. C. R. Hebd. Séanc. Acad. Sci. Sér. D 290, Paris, 1063-1066.

Derruau, M., 1974. Précis de géomorphologie. Paris, Masson et Cie, 6ème éd., 453p.

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., 1998. Oligocene deposition and Cenozoic sequence boundaries in the Pisco Basin (Peru). Journal of South American Earth Sciences 11, 217–231.

Dominguez, S., Lallemand S.E., Malavieille J., von Huene R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. Tectonophysics, 293, 207–224.

Dorbath, L., Cisternas, A., Dorbath, C., 1990. Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. Bull. Seismo. Soc. Am. 80, 551–576.

Dumas, B., Guérémy, P., Raffy, J., 2005. Evidence for sea-level oscillations by the ''characteristic thickness'' of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy). Quaternary Science Reviews 24, 2120–2136.

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

Dunai, T.J., González-López, G.A., Juez-Larré, J., 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. Geology 33, 321–324.

Dunbar, R.B., Marty, R.C., Baker, P.A., 1990. Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco basins, Peru. Palaeogeography , Palaeoclimatology, Palaeoecology 77, 235–261.

Emparan, C., Pineda, G., 2006. Geología del Área Andacollo–Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 1/100 000, Serie Geológica Básica 96.

Encinas, A., Finger, K.L., Nielsen, S.N., Lavenu, A., Buatois, L.A., Peterson, D.E., Le Roux, J.P., 2007. Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile. Journal of South American Earth Sciences, doi: 10.1016/j.jsames.2007.07.001

Engdahl, E.R., van der Hilst, R.D., Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation, Bulletin of the Seismological Society of America, 88, 722–743.

Espurt, N., 2007. Influence de la subduction d'une ride asismique sur la dynamique de la plaque continentale chevauchante : Exemple de la ride de Nazca et du bassin amazonien. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse III, 326 pp.

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.-O., Salas-Gismondi, R., Bolaños, R., 2007. How does the Nazca ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? Geology 35, 515–518.

Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset, S., 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modelling. Tectonics 27, TC3011, doi:10.1029/2007TC002175.

Farber, D.L., Hancock, G.S., Finkel, R.C., et Rodbell, D.T., 2005. The age and extent of tropical alpine glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. Journal of Quaternary Science, 20, 759–776.

Farias, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Hérail, G., 2005. Late Cenozoic uplift of western flank of the Altiplano: evidence from the depositional, tectonic and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30' S°). Tectonics 24, TC4001, doi:10.1029/2004TC001667.

Feuillet, N., Tapponnier, P., Manighetti, I., Villemant, B., King, G.C.P., 2003. Differential uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton normal fault (Guadeloupe, French West Indies). Journal of Geophysical Research 109, B02404, doi:10.1029/2003JB002496

Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., Chappell, 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.

Flores, A., En préparation. Efecto de la subduccion de una montaña marina sobre el campo de esfuerzos y el prisma de acreción frente a Chile central. Tesis de Ingeniero, Universidad de Chile.

French, P.W., 1997. Coastal and estuarine management. Routledge, London.

Gallup, C.D., Edwards, R.L., Johnson, R.G., 1994. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. Science 263, 796–800.

Gardi, A., Lemoine, A., Madariaga, R., Campos, J., 2006. Modeling of stress transfer in the Coquimbo region of central Chile. Journal of Geophysical Research 111, B04307, doi:10.1029/2004JB003440.

Gay, P., 1962. Origen, distribución y movimiento de las arenas eólicas en el área de Yauca a Palpa. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú 37, 37–58.

Giambiagi, L.B., Ramos, V.A., 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. Journal of South American Earth Sciences 15, 101–116.

Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. U. S. Geol. Surv. Monograph, 1, 438 p.

Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews 20, 1475–1560.

Goy, J.L., Machare, J., Ortlieb, L., Zazo, C., 1990. Neotectonics Plio-Pleistocene sea level records in southern Peru. INQUA Neotectonic Commission Bulletin, Stockholm 13, 72–73.

Goy, J.L., Macharé, J., Ortlieb, L., Zazo, C., 1992. Quaternary shorelines in Southern Peru: A record of global sea level fluctuations and tectonic uplift in Chala Bay. Quaternary International 15, 99–112.

Grange, F., Cunningham, P., Gagnepain, J., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, L., Rodrígues, A., Roecker, S.W., Stock, J.M., Suárez, G., 1984. The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in southern Peru. Geophysical Research Letters 11, 38–41.

Granger, D.E., Muzikar, P.F., 2001. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. Earth and Planetary Science Letters 188, 269–281.

Granger, D.E., Smith, A.L., 2000. Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of ^{26}Al and ^{10}Be. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 172, 822–826.

Gripp, A.E., Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating NUVEL-1 global plate motion. Geophys. Res. Lett. 17, 1109–1112.

Gripp, A.E., Gordon, R.G., 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. Geophysical Journal International. 150, 321–361, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01627.x.

Guilcher, A., 1954. Les « rasas » : un problème de morphologie littorale générale. Ann. Géographie, 83, 1–33.

Guilcher, A., 1980. Indications résultant de processus d'érosion. Oceanis, 5, fascicule hors série, 319–326.

Gutscher, M.-A., 2002, Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling, Journal of South American Earth Sciences, 15, 3–10.

Gutscher, M.-A., Malavielle, J., Lallemand, S.E., 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, doi:10.1016/S0012-821X(99)00060-6.

Gutscher, M-.A., Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E.R., 2000a. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. Tectonics 19, 814–833, doi: 10.1029/1999TC001152.

Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P., Bourdon, E., 2000b. Can slab melting be caused by flat subduction? Geology 28, 535–538.

Hall, S.R., Farber, D.L., Audin, L., Finkel, R.C., Mériaux, A.-S., 2008. Geochronology of pediment surfaces in southern Peru: Implications for Quaternary deformation of the Andean forearc. Tectonophysics, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.073

Hampel, A., 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. Earth and Planetary Science Letters 203, 665–679, doi:10.1016/S0012-821X(02)00859-2.

Hampel, A., Adam J., Kukowski N., 2004. Response of the tectonically erosive south Peruvian forearc to subduction of the Nazca Ridge: Analysis of three-dimensional analogue experiments. Tectonics, 23, TC5003, doi:10.1029/2003TC001585.

Hartley, A.J., 2003. Andean uplift and climate change. Journal of Geological Society of London 160, 7–10.

Hartley, A.J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S.J., Jolley, E.J., 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. Geology 28, 331–334.

Heinze, B., 2003. Active intraplate faulting in the forearc of north central Chile (30°–31°S): implications from neotectonic field studies, GPS data, and elastic dislocation modelling. Scientific Technical Report, Geoforschungszentrum, Potsdam.

Hérail, G., Soler, P., Bonhomme, M.G., Lizeca, J.L., 1993. Evolution géodynamique du contact Altiplano—Cordillère Orientale au Nord d'Oruro (Bolivie)—Implications sur le déroulement de l'orogénèse andine. Comptes Rendus de l'Accadémie des Sciences de Paris 317, 512–522.

Herbert Veeh, H., 1966. Th^{230}/U^{238} and U^{234}/U^{238} ages of Pleistocene high sea level stand. Journal of Geophysical Research 71, 3379–3386.

Herm, D., 1969. Marines Pliozän und Pleistozän in nord und mittel Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken Faunen. Zitteliana 2.

Hillaire Marcel, C., Carro, O., Causse, C., Goy, J.L., 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., Goy, J.L., Zazo, C., 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.

Hinojosa, L.F., 2005. Cambios climáticos y vegetacionales inferidos a partir de paleofloras cenozoicas del sur de Sudamérica. Revista Geológica de Chile 32, 95–114.

Hinojosa, L.F., Villagrán, C., 1997. Historia de los bosques del sur de Sudamérica: I. Antecedentes paleobotánicos, geológicos y climáticos del Terciario del cono sur de América. Revista Chilena de Historia Natural 70, 225–239.

Hoang, C. T., Taviani, M., 1991. Stratigraphic and tectonic implications of uranium series dated coral reefs from uplifted Red Sea islands. Quaternary Research 35, 264–273.

Hoffmann-Rothe, A., Kukowski, N., Dresen, G., Echtler, H., Oncken, O., Klotz, J., Scheuber, E., Kellner, A., 2006. Oblique convergence along the Chilean margin: Partitioning, margin-parallel faulting and force interaction at the plate interface, in: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A.,Strecker, M.R., Wigger, P., (Eds.), The Andes: Active subduction orogeny. Springer, Berlin, 125–146.

Houston, J., Hartley, A.J., 2003. The Central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama desert. International Journal Of Climatology, 23, 1453–1464.

Huamán, M.D., 1985. Evolution tectonique cénozoïque et néotectonique du piédmont pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du sud Pérou). These d'univ., Univ. Paris-Sud, Orsay, 220 pp.

Hsu, J.T., 1988a. Emerged Quaternary marine terraces of southern Peru: Sea level changes and continental margin tectonics over the subducting Nazca ridge. Ph. D. thesis, Cornell Univ., 3 10 pp.

Hsu, J.T., 1988b. Optional field stops: Quatemary marine terraces, in: Dunbar, R., Baker, P., (Eds.), Cenozoic geology of the Pisco Basin. Guidebook for the Regional IGCP 156 field workshop (Peru, 1988), 231–238.

Hsu, J.T., 1992. Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude. Quaternary International 15-16, 87–97.

Hsu, J.T., Leonard, E.M., Wehmiller, J.F., 1989. Aminostratigraphy of Peruvian and Chilean Quaternary marine terraces. Quaternary Science Reviews 8, 255–262.

Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and the bending of the Bolivian Orocline. Journal of Geophysical Research 93, 13841–54.

Isacks, B., Molnar, P., 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. Rev. Geophys. Space Phys. 9, 103–174.

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

Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., Dumont, J.F., 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Perú, Bolivia and northernmost Chile, in : Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 481–559.

James, D.E., Sacks I.S., 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical Perspective, in: Skinner B.J. (Ed.), Geology and Ore deposits of the Central Andes. Society of Economic Geology, Special Publication 7, 1–26.

Johnson, D.W., 1919. Shore processes and shoreline development. Hafner, New York.

Johnson, M.E., 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.

Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina, a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Earth Sciences 286, 737–764.

Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V.A., Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. Geological Society of America Bulletin 94, 341–361.

Kay, S.M., Abbruzzi, J.M., 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean 'flat-slab' between 30°S and 32°S. Tectonophysics, 259, 15–28.

Kay, S.M., Maksaev, V., Mpodozis, C., Moscoso, R., Nasi, C., 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: middle to late Tertiary magmatic rocks in Chile over the modern zone of subhorizontal subduction (29-31.5°S), Journal of Geophysical Research 92, 6173–6189.

Kay, S. M., V. Maksaev, C. Mpodozis, D.R. Moscoso, C. Nasi et C. Gordilli, 1988. Tertiary Andean magmatism in Argentina and Chile between 28-33°S. Correlation of magmatic chemestry with a changing Benioff Zone, Journal of South American Geology, 1, 21–38.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28-33°S), in: Harmon, R.S., Rapela, C. (Eds.), Andean magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America, Special Paper, 265, 113–137.

Kelleher, J.A., 1972. Rupture Zones of Large South American Earthquakes and Some Predictions. Journal of Geophysical Research 77, 2087–2103.

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, J.R.F., Brooks, B., Vargas, R.B., Lauria, E., Fortes, L.P.S., 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate change, Journal of South America Earth science 16, 125–131.

Khazaradze, G., Klotz, J., 2003. Short- and long-term effects of GPS measured crustal deformation rates along the south central Andes. Journal of Geophysical Research 108, doi:10.1029/2002JB001879.

Kim, K.J., Sutherland, R., 2004. Uplift rate and landscape development in southwest Fiordland, New Zealand, determined using ^{10}Be and ^{26}Al exposure dating of marine terraces. Geochimica et Cosmochimica Acta 68, 2313–2319.

Kley, J., 1996. Transition from a basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. Tectonophysics 15, 763–775.

Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P.W., Wieler, R., 2007. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. Geomorphology 83, 97–120.

Kohl, C.P., Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ produced cosmogenic nuclides. Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 3583–3587.

Kubik, P.W., Ivy-Ochs, S., Schlüchter, C., Masarik, J., Frank, M., 1998. 10Be and 26Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of the Köfels Otz Valley Austria. Earth and Planetary Science Letters 161, 231–241.

Laharie, R., 1970. Cronología del Cuaternario peruano, reconstruido a partir de la evoluci6n geomorfológica de la Cuenca de Chala durante este periodo. I Congreso Latinoamericano de Geología (Lima, 1970), VI, 145–157.

Lajoie, K.R., 1986. Coastal tectonics, Active tectonics. National Academy Press, Washington D.C., pp. 95–124.

Lajoie, K.R., Ponti, D.J., Powell, C.L.I., Mathieson, S.A., Sarna-Wojcicki, A.M., 1991. Emergent marine strandlines and associated sediments, coastal California: A record of Quaternary sea level fluctuations, vertical tectonic movements, climatic changes, and coastal processes, in: Morrison, R.B. (Ed.),

Quaternary nonglacial geology: Conterminous U.S.. Boulder, CO, Geological Society of America, Geology of North America, pp. 190–203.

Lal, D., 1988. In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 16, 355–388.

Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces - In situ nuclide production rates and erosion models. Earth and Planetary Science Letters 104, 424–439.

Lal, D., Peters, B., 1967. Cosmic Ray Produced Radioactivity on the Earth, in: Sitte, K. (Ed.), Handbuch der Physik 46. Springer-Verlag, Berlin, 551–612.

Lallemand, S.E., Schnurle, P., Malavielle, J. 1994. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. Journal of Geophysical Research 99, 12033–12055.

Lamb, S., Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. Nature 425, 792–797, doi: 10.1038/nature02049.

Lambeck, K., Ezat, T.M., Potter, E.-K., 2002. Links between climate and sea levels for the past three millions years. Nature 419, 199–206.

Larson, K.M., Freymuller, J.T., Philipsen, S., 1997. Global plate velocities from the Global Positioning System. Geophys. Res. Lett. 102, 9961–9981.

Laursen, J., Scholl, D.W., von Huene, R., 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. Tectonics 21, 1038, doi:10.1029/2001TC901023.

Leland, J., Reid, M.R., Burbank, D.W., Finkel, R., Caffee, M., 1998. Incision and differential bedrock uplift along the Indus River near Nanga Parbat, Pakistan Himalaya, from ^{10}Be and ^{26}Al exposure age dating of bedrock straths. Earth and Planetary Science Letters 154, 93–107.

Lemoine, A., Campos, J., Madariaga, R., 2001. Evidence for earthquake interaction in the Illapel gap of Central Chile. Geophysical Research Letters 28, 2743–2746.

Leonard, E. M., Wehmiller, J. F., 1992. Low Uplift Rates and Terrace Reoccupation Inferred from Mollusk Aminostratigraphy, Coquimbo Bay Area, Chile. Quaternary Research 38, 246–259.

Le Roux, J.P., Tavares Correa, C., 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, doi: 10.1016/S0895-9811(00)00044-4.

Le Roux, J.P., Olivares, D., Nielsen, S., Smith, N., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S., 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behavior, local tectonics and eustatic sea level changes: Coquimbo Formation (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. Sedimentary Geology 184, 133–153.

Lonsdale, P., Klitgord K.D., 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. Geological Society of America Bulletin 89, 981–999.

Li, W.-X., Lundberg, J., Dickin, A.P., Ford, D.C., Schwarz, H.P., McNutt, R., Williams, D., 1989. High-precision mass-spectrometric uranium-series dating of cave deposits and implications for paleoclimate studies. Nature 339, 534–536.

Ludwig, K.R., 2003. Mathematical-statistical treatment of data and errors for 230Th/U Geochronology, in: Bourdon, B., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C., Turner, S.P., (Eds.), Uranium-Series Geochemistry. Rev. Mineral. Geochem. 52, 631–656.

Ludwig, K. R. et Titterington, D. M., 1994. Calculation of 230Th/U isochrons, ages, and errors. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 58 (22), 5031–5042.

Ludwig, K.R., Muhs, D.R., Simmons, K.R., Halley, R.B., Shinn, E.A., 1996. Sea level records at ~80 ka from tectonically stable platforms: Florida and Bermuda. Geology 24, 211–214.

Lundberg, J., Ford, D.C., 1994. Late Pleistocene sea level change in the Bahamas from mass spectrometric U-series dating of submerged speleothem. Quaternary Science Reviews 13, 1–14.

Macharé, J., Ortlieb, L., 1992. Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. Tectonophysics 205, 97–108.

Marquardt, C., Ortlieb, L., Lavenu, A., Guzman, N., 1999. Recent vertical motion and Quaternary marine terraces in the Caldera Area, Northern Chile. Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, 482–487.

Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., Comte, D., 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). Tectonophysics 394, 193–219.

McGeary, S., Nur, A., Ben-Avraham, Z., 1985. Spatial gaps in arc volcanism: the effect of collision or subduction of oceanic plateaus. Tectonophysics 119, 195–221, doi: 10.1016/0040-1951(85)90039-3.

McLaren, S.J., Rowe, P.J., 1996. The reliability of uranium-series mollusc dates from the western Mediterranean Basin. Quaternary Science Reviews 15, 709–717.

McManus, J., Oppo, D., Cullen, J., Healey, S., 2003. Marine isotope stage 11 (MIS 11) analog for Holocene and future climate?, in: Earth's climate and orbital eccentricity: the marine isotope stage 11 question. Geophysical Monograph 137, American Geophysical Union.

Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H.P., Strecker, M.R., 2006. Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S). Geological Society of America Bulletin 118, 1463–1480, doi: 10.1130/B25865.1

Merritts, D.J., Bull, W.B., 1989. Interpreting Quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, Northern California, from uplifted marine terraces. Geology 17, 1020–1024.

Minster, I.B., Jordan, T.H., 1978. Present day plate motions. Geophys. Res. 83, 5331–5354.

Mitchell, S.G., Matmon, A., Bierman, P.R., Enzel, Y., Caffee, M., Rizzo, D., 2001. Displacement history of a limestone fault scarp, northern Israel, from cosmogenic ^{36}Cl. Journal of Geophysical Research 106, 4247–4264.

Molnar, P., Gray, D., 1979. Subduction of continental lithosphere: some constrains and uncertainties. Geology 7, 58–62.

Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? Nature 346, 29–34.

Monfret, T., Pardo, M., 2003. How does a seismic gap control the propagation of the seismicity in Central Chile (31°S-31.6°S)? AGU Fall meeting, 6-12 December, San Francisco, Poster.

Montgomery, D.R., Balco, G., Willet, S.D., 2001. Climate, tectonics, and morphology of the Andes. Geology 29, 579–582.

Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in: Ericksen, G., Cañas Pinochet, M., Reinemund, J.A. (Eds.),Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Earth Science Series, Circum-Pacific Council of Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, 59–89.

Muhs, D.R., Rosholt, J.N., Bush, C.A., 1989. The uranium trend dating method: principles and applications for southern California marine terrace deposits. Quaternary International 1, 19–34.

Muhs, D.R., Kelsey, H.M., Miller, G.H., Kennedy, G.L., Whelan, J.F., 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.

Murray-Wallace, C.V., 2002. Pleistocene coastal stratigraphy, sea-level highstands and neotectonism of the southern Australian passive continental margin – a review. Journal of Quaternary Science 17, 469–489.

Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R., 1989. Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. Journal of Geophysical Research 94, 17907–17915.

Nishiizumi, K., Kohl, C.P., Arnold, J.R., Klein, J., Fink, D., Middleton, R., 1991. Cosmic ray produced 10Be and 26Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history. Earth and Planetary Science Letters 104, 440–454

Nishiizumi, K., Caffee, M.W., Finkel, R.C., Brimhall, G., Mote, T., 2005. Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of Northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. Earth and Planetary Science Letters 237, 499–507.

Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C., McAninch, J., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 258, 403–413

Norabuena, E.D., Snoke, J.A., James, D.E., 1994. Structure of the subducting Nazca Plate beneath Peru. J. Geophys. Res. 99, 215–226.

Norabuena, E.D., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I.S., Ocola, L., Ellis, E., 1998. Space geodetic obsevations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. Science 279, 358–361.

Norabuena, E.D., Dixon, T.H., Stein, S., Harrison, C.G.A., 1999. Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate Motions. Geophysical Research Letters 26, 3405–3408.

Nur, A., Ben-Avraham, Z., 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America, in: Kulm, L.D., Dymond, J., Dasch, E.J., Hussong, D.M. (Eds.), Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence. Geological Society of America Memoir 154, 729–740.

Ortlieb, L., 1987. Néotectonique et variations du niveau marin au Quaternaire dans la région du Golfe de Californie, Mexique. Etudes et thèses, ORSTOM, Paris, 779 + 257 p.

Ortlieb, L., en collaboration avec Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Vargas, G., 1995. Late Quaternary Costal Changes in Northern Chile. Guidebook for a Fieldtrip, II Annual Meeting of the International Geological Correlation Program (IGCP), Project 367 (Antofagasta-Iquique, 23–25 Nov. 1995). ORSTOM, Antofagasta, 175 pp.

Ortlieb, L., Macharé, J., 1989.Neotectonics and Holocene sea level fluctuations along the Peruvian coast: a debate. INQUA Neotectonic Commission Bulletin, Stockholm 12, 84–84.

Ortlieb, L., Macharé, J., 1990. Geocronología y morfoestratigrafía de terrazas marinas del Pleistoceno superior: El case de San Juan-Marcona, Perú. Boletin de la Sociedad Geologica del Peru 81, 87–106.

Ortlieb, L., Ghaleb, B., Hillaire Marcel, C., Macharé, J., Pichet, P., 1991. Geocronología de terrazas marinas en la costa sur-peruana: enfoque metodológico. VII Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú.

Ortlieb, L., Ghaleb, B., Hillaire-Marcel, C., Macharé, J., Pichet, P., 1992. Déséquilibres U/Th, rapports allo/isoleucine et teneurs en ^{18}O des mollusques de dépôts littoraux pléistocènes du sud du Pérou : une base d'appréciation chronostratigraphique. Compte Rendu de l'Académie des Sciences 314, 101–107.

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.-L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996a. Coastal deformation and sea level changes in northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. Quaternary Science Reviews 15, 819–831.

Ortlieb, L., Diaz, A., Guzman, N., 1996b. A warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in northern Chile. Quaternary Science Reviews 15, 857–871.

Ortlieb, L., Barrientos, S., Guzman, N., 1996c. Coseismic coastal uplift and coralline algae record in northern Chile: the 1995 Antofogasta earthquake case. Quaternary Science Reviews 15, 949–960.

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C., Machare, J., 1996d. Pampa del Palo: An anomalous composite marine terrace on the uprising coast of Southern Peru. Journal of South American Earth Sciences 9, 367–379.

Ota, Y., Miyauchi, T., Paskoff, R., Koba, M., 1995. Plio-Quaternary terraces and their deformation along the Altos de Talinay, North-Central Chile. Revista Geológica de Chile 22, 89–102.

Ota, Y., Yamaguchi, M., 2004. Holocene coastal uplift in the western Pacific Rim in the context of late Quaternary uplift. Quaternary International 120, 105–117.

Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6, 233–248.

Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., Boroschek, R., Astroza, M., 2002. The October 15, 1997 Punitaqui Earthquake (Mw = 7.1); a destructive event within the subducting Nazca Plate in Central Chile. Tectonophysics 345, 199–210.

Paskoff, R., 1966. Terrasses littorales et tectonique récente entre l'embouchure du Río Limari et la baie Teniente, province de Coquimbo, Chili. Revista Geográfica 65, 57–67.

Paskoff, R., 1970. Recherches géomorphologiques dans le Chili semi aride, Biscaye Frères, Bordeaux.

Paskoff, R., 1979. Sobre la evolución geomorfológico del gran acantilado costero del norte grande de Chile. Norte Grande, Instituto Geográfico, Universidad Católica de Chile 6, 7–22.

Paskoff, R., 1989. Zonality and main geomorphic features of the Chilean coast. Essener Geographische Arbeiten 18, S237–S267.

Paskoff, R., en collaboration avec Leonard, E., Novoa, J., Ortlieb, L., Radtke, U., Wehmiller, J., 1995. Field Meeting in the La Serena–Coquimbo Bay Area (Chile). Guidebook for a Fieldtrip, II Annual Meeting of the International Geological Correlation Program (IGCP), Project 367 (Antofagasta-Iquique, 23–25 Nov. 1995). ORSTOM, 69 pp.

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

Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., Labrousse, B., 2006a. Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. Marine Geology 228, 73–91.

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

Perg, L.A., Anderson, R.S., Finkel, R.C., 2001. Use of a new ^{10}Be and ^{26}Al inventory method to date marine terraces, Santa Cruz, California, USA. Geology 29, 879–882.

Pillans, B., 1983. Upper Quaternary marine terrace chronology and deformation, South Taranaki, New Zealand. *Geology* **11,** 292–297.

Pilger, J.R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction, and magmatism: South American Andes. Geol. Soc. of London 141, 793–802.

Pirazzoli, P.A., 1983. Marine notches and sea level changes. International Symposium on Coastal evolution in the Holocene (Tokyo). Jap. Soc. Prom. Sci., Abstract vol., 115–118.

Pirazzoli, P.A., Radtke, U., Hantoro, W.S., Jouannic, C., Hoang, C.T., Causse, C., Borel Best, M., 1991. Quaternary raised coral-reef terraces on Sumba Island, Indonesia. Science 252, 1834–1836.

Quezada, J., 2006. Interacción entre procesos endógenos y procesos erosivos en la configuración del relieve litoral del Norte de Chile. Tesis de doctorado, Universidad Catolica del Norte, 238 pp.

Quezada, J., Bataille, K., González, G., 2005. The effect of subduction earthquakes in the coastal configuration of northern Chile. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, España, 578–581.

Quezada, J., Gonzalez, G., Dunai, T., Jensen, A., Juez-Larre, J., 2007. Pleistocene littoral uplift of northern Chile: 21Ne age of the upper marine terrace of Caldera-Bahia Inglesa area. Revista Geológica De Chile 34, 81–96.

Radtke, U., 1987. Marine terraces in Chile (22°-32° S) - Geomorphology, Chronostratigraphy, and Neotectonics. Congress of the International Union for Quaternary Research 12, 1–247.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences 15, 59–78.

Regard, V., Bellier, O., Braucher, R., Gasse, F., Bourles, D., Mercier, J., Thomas, J.-C., Abbassi, M.R., Shabanian, E., Soleymani, Sh., 2006. ^{10}Be dating of alluvial deposits from Southeastern Iran (the Hormoz Strait area). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 242, 36–53.

Riotte, J., Chabaux F., 1999. (234U/238U) activity ratios in freshwaters as tracers of hydrological processes: the Strengbach watershed (Vosges, France). Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, 1263–1275.

Riquelme, R., 2003. Evolution géomorphologique néogène des andes centrales du désert d'Atacama (Chili) : intéraction tectonique – érosion - climat. Thése doctorale de l'Université Paul Sabatier, Toulouse III, 258 pp.

Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R., Darrozes, J., 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S). Geomorphology 86, 283–306.

Riquelme, R., Darrozes, J., Maire, E., Hérail, G., Soula, J.-C., 2008. Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a Digital Elevation Model using the Black Top Hat function and Inverse Distance Weighting: implications for the Neogene climate of the Atacama Desert. Revista geológica de Chile 35, 105–121.

Roeder, D., 1988. Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia), Tectonics 5, 23–39.

Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., Duboz, C., 2005. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. Earth and Planetary Science Letters 239, 18–32, doi:10.1016/j.epsl.2005.08.003.

Rosenbloom, N.A., Anderson, R.S., 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets 99, 14013–14029.

Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., accepté. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S). Earth and Planetary Science Letters.

Schellmann, G., Radtke, U., 2004. A revised morpho- and chronostratigraphy of the late and middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies), Earth-Science reviews 64, 157–187.

Schildgen, T.F., Hodges, K.V., Whipple, K.X., Reiners, P.W., Pringle, M.S., 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. Geology 35, 523–526.

Scholz, C.H., Campos, J., 1994. On the mechanism of seismic decoupling and back-arc spreading at subduction zones. Journal of Geophysical Research 100, 22, 103–22, 115.

Scholz, C.H., Small, C., 1997. The effect of seamount subduction on seismic coupling. Geology 25, 487–490.

Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., Soulas, J.-P., 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia, and Northern Chile) from Eocene to present. Géodynamique 3, 85–106.

Sella, G.F., Dixon, T.H., et Mao, A., 2002. REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. Journal of Geophysical Research, 107,B4, 2081, 10.1029/2000JB000033.

Shackleton, N., 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., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene. Geological Society of America Memoir 145, 449–464.

Sheffels, B., 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. Geology 18, 812–815.

Siame, L., Braucher, R., Bourlès, D., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. Bull. Soc. Geol. Fr. 171, 383–396.

Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sébrier, M., Cushing, M., Bourlès, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., Françoise, Y., 2004. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). Earth and Planetary Science Letters 220, 345-364.

Siame, L., Bourlès, D.L., Brown, E.T., 2006. In Situ-produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes. Geological Society of America, ISBN 0813724155, 9780813724157, 146 p.

Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.-K., 2006. Eustatic sea-level during past interglacials, in: Sirocko, F., Litt, T., Claussen, M., Sanchez-Goni, M.-F. (Eds.), The climate of past interglacials. Elsevier, Amsterdam, pp. 75–92.

Silver, P.G., Russo, R.M., Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African Plate motion and plate deformation. Sciences 279, 60–63.

Smith, H.F.W., Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. Science 277, 1956–1961, doi: 10.1126/science.277.5334.1956.

Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 m.y.: Implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences 11, 211–215.

Soler, P., Bonhomme, M.G., 1990. Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. Geological Society of America Special Paper 241, 173–192.

Stein, S., Englend, J.F., DeMets, C., Gordon, R.G., Woods, D., Lundgren, P., Argus, D., Stein, C., Wiens, D.A., 1986. The Nazca-South America convergence rate and the recurrence of the great 1960 chilean earthquake. Geophysical Research Letters. 13, 713–716.

Stephenson, W.J., Kirk, R.M., 2000. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand - II: The role of subaerial weathering. Geomorphology 32, 43–56.

Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., 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., Halliday, A.N., 2001. Orbital forcing of the marine isotope stage 9 interglacial. Science 291, 290–293.

Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 105, 23753–23759.

Stone, J., Lambeck, K., Fifield, L.K., Evans, J.M., Cresswell, R.G., 1996. A Lateglacial age for the Main Rock Platform, Western Scotland. Geology 24, 707–710.

Sunamura, T., 1992. Geomorphology of Rocky Coasts. John Wiley & Sons, Chichester, UK.

Tassara, A., Yañez, G., 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). Revista Geológica de Chile 30, 159–186.

Thouret, J.-C., Wörner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X., Souriot, T., 2007. Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. Earth and Planetary Science Letters 263, 151–166.

Toscano, M.A., Lundberg, J., 1999. Submerged Late Pleistocene reefs on the tectonically stable S.E. Florida margin: high-precision geochronology, stratigraphy, resolution of Substage 5a sea-level elevation, and orbital forcing. Quarternary Science Reviews 18, 753–767.

Trenhaile, A.S., 2000. Modeling the development of wave-cut shore platforms. Marine Geology 166, 163.

Vassallo, R., Ritz, J.F., Braucher, R., Carretier, S., 2005. Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain (Gobi-Altay, Mongolia): climatic and tectonic implications. Terra Nova 17, 278–285, doi: 10.1111/j.1365-3121.2005.00612.x.

Vassallo, R., Ritz, J.-F., Braucher, R., Jolivet, M., Carretier, S., Larroque, C., Chauvet, A., Sue, C., Todbileg, M., Bourlès, D., Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., 2007. Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. Tectonics 26, TC5013, doi:10.1029/2006TC002081.

Victor, P., Oncken, O., Glodny, J., 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). Tectonics 23, TC4004, doi:10.1029/2003TC001519.

Vietor, T., Oncken, O., 2005. Controls on the shape and kinematics of the Central Andean plateau flanks: Insights from numerical modeling. Earth and Planetary Science Letters 236, 814–827.

Violette, A., Riotte, J., Braun, J.J., et al., En Prép. Pedogenic carbonate occurrence as continental paleo-monsoon proxy: Karnataka plateau, South India.

von Huene, R., Suess, E., 1988. Leg 112 shipboard scientific party, Ocean Drilling Program Leg 112, Peru continental margin: Part 1, tectonic history. Geology 16, 934–938.

von Huene, R., Pecher, I.A., 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., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment starved convergent margin off Antofagasta, Chile. Journal of Geophysical Research 108, 2079.

Wallace, R.E., 1990. Geomorphic expression, in: Wallace, R.E. (Ed.), The San Andreas Fault System. California, USGS Professional Paper 1515, 15–60.

Wigger, P., Smithz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.D., Matinez, E., Ricaldi, E., Rower, P., Viramonte, J., 1994. Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations, in: Tectonics of southern Central Andes. Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P. (Eds.), Springer, Berlin, 23–48.

Willet, S.D., 1999. Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts. Journal of Geophysical Research 104, 28957–28982.

Wipf, M.A., 2006. Evolution of the Western Cordillera and Coastal Margin of Peru: Evidence from low-temperature Thermochronology and Geomorphology. Swiss Federal Institute of Technology, Zürich, Thesis, 152 p.

Wipf, M., Zeilinger, G., Seward, D., Schlunegger, F., 2008. Focused subaerial erosion during ridge subduction: impact on the geomorphology in south-central Peru. Terra Nova 20, 1–10, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00780.x.

Woods, M.T., Okal, E.A., 1994. The structure of the Nazca Ridge and Sala y Gomez seamount chain from dispersion of Rayleigh waves. Geophysical Journal International 117, 205–222.

Wortel, M.J.R., 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. Geol. Soc. London 141, 783–791.

Yañez, G.A., Ranero, C.R., von Huene, R., Diaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. Journal of Geophysical Research 106, 6325–6345.

Yañez, G.A., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C.R., Selles, D., 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33-34ºS: geodynamic evidence and implications. J. of South American Earth Sciences 15, 23–38.

Yokoyama, Y., Reyss, J.-L., Guichard, F., 1977. Production of radionuclides by cosmic rays at mountain altitudes. Earth and Planetary Science Letters 36, 44–50.

Yokoyama, Y., Esat, T.M., 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.

Zandt, G., Beck, S., Ruppert, S., Ammons, C., Rock, D., 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constrains from broaland regional seismic waveforms. Geophys. Res. Lett. 23, 1159–1162.

Zandt, G., Velasco, L., Beck, S., 1994. Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. Geology 22, 1003–1006.

Zazo, C., 1999. Interglacial sea levels. Quaternary International 55, 101–113.

Zazo, C., Ortlieb, L., Goy, J.L., Macharé, J., 1994. Fault tectonics and crustal vertical motions on the coastal of southern Peru. Bulletin INQUA Neotectonics Commission 17, 31–33.

Ziegler, A.M., Barrett, S.F., Scotese, C.R., 1981. Palaeoclimate, sedimentation and continental accretion, in: Moorbath, S., Wentworth, C.K. (Eds.), The Origin and Evolution of the Earth's Continental Crust. Ash formations of the island of Hawaii. Honolulu, Hawaii, Hawaiian Volcano Res. Assoc., 3rd Spec. Rpt., Hawaiian Volcano Observatory, 1–183.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Les trois domaines de la Cordillère des Andes. Le segment des Andes septentrionales est caractérisé par la subduction de la ride asismique Carnegie. Le segment des Andes centrales est défini par les sommets les plus hauts et par la subduction de trois rides asismiques, la ride de Nazca, d'Iquique et de Juan Fernandez. Le segment des Andes méridionales se caractérise par la subduction d'une dorsale, la dorsale du Chili, et d'un point triple. *14*

Figure 2 : (A) La marge occidentale de la plaque Amérique du Sud au niveau des Andes Centrales. Les données bathymétriques proviennent de Geosat et ERS-1 spacecraft (Smith et Sandwell, 1997) et les données topographiques de NASA SRTM Gtopo 30. Les flèches jaunes représentent la vitesse relative de la plaque Nazca par rapport à l'Amérique du Sud (NUVEL-1A ; DeMets et al., 1994). Les flèches blanches et roses correspondent aux vitesses absolues des plaques Nazca et Amérique du Sud, respectivement (NNR-NUVEL-1A ; DeMets et al., 1994). Les vitesses sont données en mm/an. (B) Contexte géodynamique des Andes Centrales (entre les lignes épaisses en tirets noirs). Les profils A, B, C et D montrent la géométrie du plan de Wadati-Benioff sous la plaque sud-américaine, en Equateur (A), au Pérou (B), en Bolivie (C) et au Chili (D), à partir des données de sismicité de l'US Geological Survey-National Earthquake Information Center. La plaque de Nazca présente plusieurs rides asismiques ou plateaux océaniques qui sont actuellement en subduction sous la plaque Amérique du Sud. Le contour des rides correspond à l'isobathe -3700 m et est issu du logiciel GMT. Les triangles oranges indiquent les principaux volcans andésitiques. Les subductions des rides de Nazca et de Juan Fernandez sont corrélées avec deux segments de subduction horizontale, au Pérou et au Chili respectivement (Profils B et D). Ces segments sont matérialisés par les lignes jaunes entre deux tirets sur la carte (B). La zone en rose clair correspond aux reliefs de plus de 1000 m d'altitude environ de la Cordillère des Andes. Les zones encadrées 1 et 2 représentent les zones étudiées dans ce travail. Zone 1 : l'avant-arc du Sud du Pérou. Zone 2 : l'avant-arc chilien entre ~30-32°S. FCSb : Front de chevauchement de la zone subandine. *16*

Figure 3 : Les séismes de subduction historiques depuis 1900 le long de la marge andine, au niveau des Andes Centrales (entre les lignes en tirets noirs ; Partie de droite). A gauche, les cercles pleins rouges correspondent aux épicentres des séismes et les lignes rouges, aux zones de ruptures associées (Kelleher, 1972, Beck et al., 1970, 1989, 1998 ; Engdahl et al., 1998 ; Chlieh, 2003). Chaque séisme est désigné par sa magnitude et l'année de la rupture. Voir Figure 2B pour la légende de la carte. *21*

Figure 4 : Les différentes unités morphostructurales des Andes Centrales (modifié d'après Mpodozis et Ramos, 1989 ; Tassara et Yañez, 2003 ; Riquelme, 2003). CC : Cordillère de la Côte - DC : Dépression Centrale - PC : Précordillère chilienne - DP : Dépression préandine - COc : Cordillère Occidentale - COr : Cordillère Orientale - A : Altiplano - P : Puna - CP : Cordillère Principale - CF : Cordillère Frontale - PA : Précordillère argentine - ZS : Zone subandine - SSB : Sierras Santa Barbara - SP : Sierras Pampeanas - Les lignes rouges correspondent aux isobathes du plan de subduction (Wadati-Benioff) en kilomètres (Cahill et Isacks, 1992). Noter les deux segments de subduction horizontaux liés à la subduction des rides asismiques de Nazca, au Pérou, de Juan Fernandez, au Chili, très bien matérialisés par un plus grand écart entre les isobathes. *23*

Figure 5 : Succession de terrasses marines (terrasses d'abrasion marine) qui résulte de l'interaction entre les fluctuations du niveau marin, les mouvements tectoniques le long d'une marge active et l'érosion du continent. (Panorama de la Punta Villa Señor, Centre-Nord du Chili, ~30,5°S). *27*

Figure 6: Schéma des principales caractéristiques qui définissent une terrasse marine. Un escarpement émergé correspond à une ancienne falaise côtière. La surface semi-horizontale correspond à un ancien platier ou plateforme d'abrasion, couvert ou non de sédiments. Le pied de falaise matérialise l'ancien niveau marin 0. Pour un soulèvement supérieur aux variations du niveau de la mer, la terrasse marine 1 s'est formée avant la terrasse marine 2, c'est-à-dire que les terrasses les plus anciennes sont les terrasses les plus hautes. 28

Figure 7 : Les deux types de morphologie que recouvre le terme général de terrasse marine dans le cas d'une succession de deux terrasses T1 et T2, T2 étant la plus vieille. (A) Terrasses d'abrasion marine. (1) Elles correspondent à des surfaces d'abrasion marine qui érodent directement le substratum rocheux, sans couverture sédimentaire liée à la formation de la terrasse, et (2) avec quelques dépôts continentaux postérieurs à la formation et l'abandon de la terrasse par la mer. (B) Terrasses marines de dépôts. (1) Elles sont couvertes de dépôts sédimentaires contemporains de la formation de la terrasse. Ces dépôts sont d'épaisseur variable (centimétrique à métrique) et (2) ces terrasses peuvent également conserver des dépôts postérieurs à leur formation et abandon par la mer. Le pied de falaise de T1 correspond à l'angle entre l'escarpement de T2 et la surface plane de la terrasse T1 et marque le paléoniveau marin 0, responsable de la formation de la terrasse T1. 30

Figure 8 : Exemple naturel de dépôts postérieurs recouvrant un niveau de terrasse marine de dépôts. Deux cônes alluviaux reposent à la surface de la terrasse marine à +60 m. Baie de Chala, Sud du Pérou (15,8°S). 31

Figure 9 (page précédente) : Carte de localisation des quatre segments côtiers étudiés le long de la marge Andine (carte générale ; Cf. Figure 2 pour la légende). 1 – La côte Sud du Pérou entre ~15 et 18°S. Elle se divise en deux zones d'étude principales : la zone qui longe la côte de San juan à Chala (A) et la zone d'Ilo (B). 2 – la zone côtière sur le flanc occidental des Altos de Talinay et de la baie de Tongoy, dans le Centre Nord du Chili, entre ~30° et 31,2°S..... 35

Figure 10 : La répartition du désert d'Atacama et de sa frange semi-aride à aride (d'après Clarke, 2006). La localisation des zones d'étude dans ce contexte climatique est matérialisée par les rectangles rouges. A noter l'abondance de sédiments dans la fosse au Sud de la ride de Juan Fernandez contrairement au Nord. 37

Figure 11 : Mouvement des particules dans les vagues, modifié d'après Derruau, 1974. 44

Figure 12 : Réfraction des vagues sur un fond marin irrégulier, d'après Bloom, 1998, modifié. L'énergie des vagues se concentre sur les caps ce qui entraîne leur érosion alors que dans les baies, elle se dissipe sur une plus grande surface ce qui favorise l'accumulation des sédiments. 45

Figure 13 : Exemple concret de l'impact de l'énergie des vagues, qui arrive au niveau du continent, sur la morphologie côtière. (A) Image satellite extraite de Google Earth de la zone entre Tanaka et Chala, Sud Pérou (15,72°S – 15,85°S). Les traits en tirets séparent les zones de caps et de baies c'est-à-dire celles où il y a abrasion de celles où il y a sédimentation. (B) Photographie de terrain au niveau du village de Tanaka qui illustre la présence d'écueils au niveau des caps et de dépôts sédimentaires dans les baies. 46

Figure 14 : Passage progressif entre les vagues à longueur d'onde constante (vagues d'oscillation) et les vagues déferlantes (vagues de transition). Quand la profondeur d'eau est inférieure à la demi-

distance entre deux vagues, les vagues sont freinées à leur base et déferlent. L'action érosive des vagues sur le continent y est active et forme une surface d'abrasion (platier ou plateforme d'abrasion d'une terrasse marine). De même, en déferlant, les vagues érodent la falaise côtière et forme le futur escarpement d'une terrasse marine. 47

Figure 15: Dérive littorale. La trajectoire en zigzag des débris au niveau de la côte forme une résultante qui correspond à un transport latéral des débris parallèlement à la côte. 49

Figure 16 : Orbite des particules dans l'onde de marée, d'après Derruau, 1974 50

Figure 17 : Les deux formes de rivages : la zone d'érosion, localisée au niveau d'un cap et associée à une falaise côtière et la zone d'accumulation, zone à l'abri de l'énergie des vagues, localisée dans les baies, à l'embouchure d'une rivière et associée à une plage (Photographie au niveau de Chigualoco, ~31.75°S, Centre-Nord du Chili). 52

Figure 18 : Exemples naturels de falaise côtière et platier. Le platier est principalement érodée par l'action des vagues. Il se développe dans deux directions : vers l'intérieur des terres par érosion des falaises et en profondeur, sous la tranche d'eau, par l'action des vagues. L'escarpement de la photographie d'en haut mesure ~30 m. La falaise côtière de la photographie d'en bas mesure ~15 m.. 53

Figure 19 : Les cycles eustatiques et les différents stades isotopiques au cours des derniers 2 Ma (d'après Burbank et Anderson, 2001, modifié). Remarquer le changement de cyclicité à 800 ka. Au-delà de 800 ka, les cycles eustatiques sont moins bien contraints. Les chiffres impairs correspondent aux stades interglaciaires et les chiffres pairs, aux stades glaciaires. Les lettres a, c et e correspondent aux interstades interglaciaires et b, d, aux interstades glaciaires. 56

Figure 20 : Le processus de formation d'une terrasse d'abrasion marine lors d'un haut niveau marin. 57

Figure 21 : Exemple d'une falaise côtière soumise à l'érosion littorale. L'interface entre l'océan et la mer est caractérisé par une plage de galets (shingle beach). Le platier est encore immergé et érodé par les agents de l'érosion. Au-dessus de la falaise côtière, on distingue un niveau de terrasse marine de dépôts. En effet, on observe bien le niveau d'abrasion (en rouge) et les dépôts sédimentaires au-dessus, soulignés par un niveau à galets (en blanc) qui matérialise une ancienne plage de galets. 57

Figure 22 : Influence du pendage des couches (A-B) et de la lithologie (C-D) sur le développement des falaises littorales (d'après French, 1997, modifié). La flèche et la lettre t indiquent l'évolution dans le temps de la falaise côtière en fonction des différents paramètres. 59

Figure 23 : Morphologie des terrasses marines. Succession de trois terrasses marines, de TM III, la plus ancienne, à TM I, la plus jeune. TM III (en rose) est constituée d'une surface plane, c'est-à-dire d'un platier aplani lors de la formation de la terrasse, et d'un escarpement. TMII (en bleu) présente des écueils rocheux le long du platier car le temps nécessaire à leur abrasion et aplanissement complets n'a pas été suffisant lors de la formation de la terrasse (ou que les roches étaient plus résistantes). TM I (en rouge) est composée d'une surface plane et d'un escarpement qui correspond à la falaise côtière encore active, c'est-à-dire qui est soumise à l'érosion littorale et qui recule. Le pied d'escarpement de TM I matérialise le paléo-niveau marin 0 responsable de sa formation, contemporain de l'élaboration du platier correspondant à la surface plane de TM I. 61

Figure 24 : Photographie d'écueils rocheux. L'écueil rocheux est dit actuel quand sa base est encore immergée et soumise à l'érosion marine. L'écueil rocheux ancien a été soulevé avec la terrasse marine qui le porte et préservé. Enfin, on peut observer dans le quart en haut à gauche de la photographie, un niveau de terrasse d'abrasion marine avec son escarpement et sa surface plane..... 61

Figure 25 : Les différents stades de formation d'une séquence de terrasses marines. A : Stade initial – Côte avant érosion par les vagues. B : Début de la formation de la terrasse marine lors d'un haut niveau marin à t_1 (stade interglaciaire) : entaille de la falaise, sapement par les vagues et formation de la falaise côtière (falaise vive) ; érosion du platier. Présence d'écueils rocheux liés à des roches plus résistantes, moins facilement érodables. Le temps nécessaire à leur abrasion totale n'est pas suffisant. C : La terrasse marine TI est formée, le platier est complètement aplani (temps t_1). La terrasse a une pente de quelques degrés vers la mer. D : La terrasse marine TI a été soulevée et préservée lors du stade glaciaire suivant (chute du niveau marin) et/ou du soulèvement rapide du continent – La terrasse marine TII se forme, selon le même schéma, lors du stade interglaciaire suivant (temps t_2). E : La terrasse marine TII est à son tour soulevée et préservée lors du stade glaciaire suivant t_2 et du soulèvement rapide du continent. Lors de la formation de TII, la falaise côtière a reculé et TI a été en partie érodée. La largeur de sa surface a diminué. Deux terrasses marines se sont donc formées au temps t_1 et t_2. 62

Figure 26 (page suivante) : Détermination de l'altitude des pieds de falaise en fonction de la morphologie des terrasses marines. La détermination précise de l'altitude du pied de falaise est un important critère de reconnaissance d'une terrasse marine puisqu'il matérialise le paléo-niveau marin 0, auquel s'est formée la terrasse. C'est en mesurant son déplacement vertical que l'on quantifie le soulèvement subi par la terrasse depuis sa formation, son abandon par la mer et sa position actuelle. (1) Dans le cas d'une terrasse d'abrasion marine, la détermination de l'altitude du pied de falaise est immédiate car celui-ci correspond à l'altitude de l'angle entre la partie plane de la terrasse et l'escarpement supérieur. (2) Dans le cas d'une terrasse d'abrasion marine dont le pied de falaise est recouvert de dépôts postérieurs à la formation de la terrasse, ces dépôts viennent masquer le pied de falaise. La détermination de l'altitude de celui-ci sur le terrain devient difficile et se fait donc à partir de critères géométriques sur un profil GPS de la terrasse : l'altitude du pied de falaise correspond à l'altitude de l'intersection entre la pente régionale de la partie plane de la terrasse et la pente moyenne de l'escarpement au-dessus. (3) Dans le cas d'une terrasse marine de dépôts, recouverte de dépôts postérieurs, l'altitude du pied de falaise correspond à l'altitude de l'intersection entre le sommet des dépôts contemporains de la formation de la terrasse et l'escarpement supérieur. Pour cela, il est nécessaire de connaître l'épaisseur des dépôts postérieurs (analyse stratigraphique précise sur le terrain de l'ensemble des dépôts) et/ou on peut utiliser les mêmes critères géométriques décrits dans le cas (2) pour déterminer l'altitude du pied de falaise. 64

Figure 27 : Exposition d'un marqueur géologique au rayonnement cosmique et enregistrement de l'âge de sa dernière exposition. L'isotope cosmogénique du ^{10}Be est produit in-situ, dans les minéraux contenus dans les roches à la surface de la Terre (< 2 m) par le biais d'interactions entre les particules cosmiques et les atomes de Si, O, Al, Fe, Mg. La quantité de ^{10}Be produit in-situ varie avec la durée d'exposition de ces roches au rayonnement cosmique. On peut ainsi mesurer le temps d'exposition d'une surface topographique et en déduire l'âge de sa mise en place. 70

Figure 28 : Rayonnement cosmique (flux de particules), masque topographique et taux de production du ^{10}Be. I est l'angle d'incidence c'est-à-dire l'angle entre la trajectoire des particules et le zénith. A

correspond au masque topographique dans une direction particulière, c'est-à-dire l'angle entre l'horizontale et l'horizon. Le taux de production en un point dépend du flux total de particules incidentes, qui peuvent provenir de toutes les directions de l'espace. La présence de reliefs environnants constitue donc un masque qui diminue localement le taux de production de ^{10}Be. Le facteur de diminution est calculé à partir de la mesure de l'angle solide autour du point considéré.... 71

Figure 29 : Exemple de décroissance exponentielle de la concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur (inspiré de Burbank et Anderson, 2001). L'exponentielle (le modèle) est déduite des différentes concentrations mesurées dans des échantillons prélevés à différentes profondeurs et des lois théoriques, comme étant celle qui s'ajuste le mieux aux données. L'échantillonnage en profondeur selon un profil vertical permet de déterminer la part de l'héritage et déduire l'âge de la surface, en considérant l'héritage identique pour tous les échantillons. L'héritage correspond à la concentration initiale (N0) en ^{10}Be contenue dans tous les échantillons avant la production de ^{10}Be liée à l'exposition de la surface au rayonnement cosmique. La concentration initiale peut être déterminée graphiquement en prenant la valeur de l'asymptote vers laquelle tend l'exponentielle. Si l'héritage est nul, l'exponentielle n'est pas décalée et tend vers 0 (concentration initiale 0). La concentration en ^{10}Be de l'échantillon le plus profond, protégé de l'action des rayons cosmiques, correspond à la concentration en ^{10}Be héritée (concentration initiale). L'âge de la surface est calculé à partir de la concentration en ^{10}Be donnée par l'exponentielle en surface..... 75

Figure 30 : Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be, en fonction de la profondeur, avec la durée d'exposition (d'après Carretier, 2000, modifié). Cette évolution temporelle est matérialisée par les différentes courbes de décroissance exponentielle (en rouge) pour un profil en profondeur avec une concentration initiale. Plus la durée d'exposition est longue, plus la concentration en ^{10}Be augmente. De même, l'héritage décroît avec le temps $h(t)=h_0e^{-\lambda t}$. 76

Figure 31 : Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition pour différents taux d'érosion (d'après Braucher, 1998). A noter le palier atteint par la concentration en ^{10}Be qui matérialise un état d'équilibre entre gains et pertes pour un taux d'érosion donné. Cet état d'équilibre sera atteint d'autant plus vite que le taux d'érosion sera fort. Noter que pour la concentration mesurée $[^{10}Be]_m$, le temps ne peut pas être inférieur à t_{min} et le taux d'érosion ne peut pas être supérieur à E_{max}. 77

Figure 32 : Photographie d'un échantillonnage en surface d'une terrasse d'abrasion marine (Au sud de Mina Talca, Chili, ~30.9°S-71,6°W). Nous échantillonnons les 3-5 premiers centimètres de la roche qui affleure..... 79

Figure 33 : Photographies d'un échantillonnage d'une terrasse marine de dépôts le long d'un profil en profondeur (Chala, Pérou). Pour réaliser cet échantillonnage, nous avons creusé des fosses d'environ 2 m de profondeur dans la terrasse et échantillonné des galets prélevés à différentes profondeurs. 80

Figure 34 : Exemple d'une corrélation graphique des variations du niveau marin au cours des derniers 340 ka avec les différents niveaux de la séquence de terrasses marines, en considérant une vitesse de soulèvement constante. Le soulèvement côtier est enregistré grâce à l'empreinte des paléo-niveaux marins 0, liés aux variations eustatiques et des terrasses qui leur sont associées. Le déplacement vertical (D) de la terrasse soulevée et l'altitude (e) atteinte par le haut niveau marin durant lequel s'est formée la terrasse au temps T permettent de calculer la vitesse de soulèvement moyenne de la côte. (Modifié d'après Lajoie, 1986 et Burbank et Anderson, 2001)..... 89

Figure 35 : Mosaïque de MNT SRTM à 90 m des Andes Centrales, avec la localisation des deux zones d'étude de part et d'autre de l'Orocline bolivien (les deux rectangles noirs) : la zone de la côte du sud du Pérou, entre San Juan de Marcona et Ilo (Cf. Figure 53), et la zone entre Tongoy (Altos de Talinay) et Los Vilos, dans le Centre Nord du Chili (Cf. Figure 36). Le contour des rides de Nazca et d'Iquique correspond à l'isobathe -3700 m et est issu du logiciel GMT. Le trait épais orange et les triangles associés matérialisent la fosse de subduction du Pérou-Chili. Les deux traits jaunes représentent les segments de subduction horizontale..... 96

Figure 36 (Page précédente) : Carte de localisation des secteurs étudiés en détail dans la zone des Altos de Talinay-Baie de Tongoy dans le centre-Nord du Chili (Norte Chico). Mosaïque de MNT SRTM à 90 m et bathymétrie issue d'une nouvelle compilation bathymétrique de Clouard et al., 2003 . 1 et 2 – Zones au Nord de la baie de El Teniente (Cf. 4.1.1.1). 3 – Zone au Sud de la baie de El Teniente (Cf. 4.1.1.2). 4 – Zone de la baie de Tongoy (Cf. 4.1.2). Les traits sur le continent matérialisent les failles normales et les rectangles noirs le long des failles indiquent le sens de leur plongement..... 98

Figure 37 : Vue en 3D de la morphologie des terrasses d'abrasion marine préservées sur le flanc occidental des Altos de Talinay au Chili (Mina Talca ; Cf. localisation Figure 36). T_I, T_{II}, T_{III}, T_{IV}, T_V: Talinay I, Talinay II, Talinay III, Talinay IV, Talinay V. Les lignes en couleur délimitent les pieds de falaise des terrasses. L'image est extraite de Google Earth (http://earth.google.fr). Copyright: Terrametrics, DigitalGlobe, Europa Technologies image NASA, 2007..... 99

Figure 38 : Geodynamic setting of the study area (black box) on bathymetric and topographic digital elevation model of Eastern Pacific Ocean and South America. Velocities are calculated from NNR-NUVEL-1A plate motion model of DeMets et al. (1994). White line with triangles corresponds to the Peru-Chile trench. White line between two dashes mark flat slab subduction zone. Black triangles are active volcanoes. Black stars with numbers correspond to previously study marine terrace locations. 1: Ecuador – North of the Talarac Arc (Cantalamessa and DiCelma, 2004; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2006). 2: Northern Peru – South of the Talarac Arc (DeVries, 1988; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2006). 3: Southern Peru – Above the Nazca Ridge and Chala Bay (Hsu, 1992; Goy et al., 1992; Macharé and Ortlieb, 1992; Zazo, 1999). 4: Southern Peru – Ilo (Ortlieb et al., 1992; Zazo et al., 1994). 5: Chile – Mejillones area (Ortlieb et al., 1996; Zazo, 1999). 6: Chile – Caldera (Marquardt et al., 2004; Quezada et al., 2007). 7: Chile – Altos de Talinay area (Ota et al., 1995)..... 104

Figure 39 : Map of the study area showing the morphostructural units (modified from Heinze, 2003), the distribution of marine terraces, major faults and rivers. The black boxes outline the location of Figure 41A and B. PAF: Puerto Aldea Fault. White concentric circles in the Tongoy Paleobay Depression are Losa deposits (see paragraph 2). 'Cenozoic basin' corresponds to Tongoy-Limari basin with Cenozoic marine and continental sediments. The Precordillera is mainly composed of Cretaceous volcanic rocks, while the Coastal Cordillera contains granitic batholiths and Paleozoic metamorphic rocks. Color numbers indicate shoreline angle elevations (pink: T_I; Blue: T_{II}; Yellow: T_{IV}). Black numbers in italic indicate quote elevations. 107

Figure 40 : A - Panoramic view of WCPs sequence near Mina Talca with their mean morphological features. T_I, T_{II}, T_{III}, T_{IV}, T_V: Talinay I, Talinay II, Talinay III, Talinay IV, Talinay V. B – Schematic cross-section of WCPs sequence and ^{10}Be age of each WCP (without horizontal scale). Dashed lines show shoreline angle elevation. 108

Figure 41 : Geomorphological maps of the two study areas showing the distribution of the five marine terraces, major faults and rivers, samples location and kinematic GPS profiles location. See Figure 39 for figure location. (A) The northern zone. (B) The southern zone – PA Fault: Puerto Aldea Fault – QPC Fault: Quebrada Palo Cortado Fault – LLF: Los Loros Fault – EFF: El Fraile Fault – QDT Fault: Quebrada del Teniente Fault (defined by Paskoff, 1970) – U: Upthrown block – D: Downthrown block – A-B and C-D: GPS profiles – Black squares with numbers represent the sample locations; 1, 2, 3, 4 and 5 correspond to the sampled surfaces from either T_I, T_{II}, T_{III}, T_{IV} or T_V respectively. (C) GPS profiles – Vertical solid lines delimit each marine terrace using the shoreline angle position. Dotted lines are used to determine the real shoreline angle elevation of TII because some sediment overlies TII close to its shoreline angle. We attempted to take the real slope of the marine terrace, bare of sediments and the mean slope of the scarp between TII and TI. – LHF: Los Huiros Fault. *111*

Figure 42 : The average WCP ages based on ^{10}Be surface exposure dating plotted with the eustatic curve over the last 800 ka (modified from Siddall et al. (2006)). ^{10}Be ages are represented with their respective error bars (2 σ). Odd numbers above the eustatic curve are marine isotopic stages (MIS) corresponding to interglacial periods and letters correspond to marine isotopic substages. *118*

Figure 43 : WCP shoreline angle elevation vs. last sea-level highstand ages. The complete curve corresponds to uplift rates for the last 700 ka (T_I) and thus represents the timing of the uplift of the Andean coastal forearc in the study area. The top curve represents the cumulative history undergone by each marine terrace, which is derived from combining each measured segment (or time interval) of the curve. Ages and magnitudes of sea-level highstands used in the calculation of uplift rates are based on Siddall et al. (2006) and references therein, Fleming et al. (1998) and Lambeck et al. (2002). Solid lines correspond to the uplift rates calculated using equation 1 (modified from Lajoie (1986)) based on the ages for MIS 1 (6 ± 1 ka and -4 ± 1 masl), MISS 5e (122 ± 7 ka and +3 ± 3 masl), MISS 7e (232.5 ± 2.5 ka and –10 ± 5 masl), MISS 9c (321± 6 ka and +2.5 ± 5.5 masl) MIS 17 (690 ka and -15 ± 15 masl). See text 5.2 for further explanations. *120*

Figure 44 : Effect of the uplift rate variations on the coastal morphology in the Altos de Talinay area. When the uplift rate is high, each sea-level highstand results in the formation of a new WCP whose elevation is lower than that of the older WCP. When the uplift rate is low, marine erosion dominates the coastal morphology and may erode previously formed WCPs. "A" corresponds to a marine terrace formed during MIS 15, 13 and/or 11. See text 5.4 for full explanations. *123*

Figure 45 : Variability of uplift rate through time. The numbers correspond to the MIS of the sea-level highstands since 800 ka and the framed numbers correspond to the MIS of dated WCPs. The solid line corresponds to the average uplift rates calculated between each preserved WCP; the gray boxes represent the corresponding error bars. The dashed line corresponds to a possible model of tectonic uplift for the Altos de Talinay area compatible with WCP ages and elevations, and the absence of preserved WCP between MIS 17 and MISS 9c. The three large arrows highlight the three periods of rapid uplift, one between MIS 17 and 15, one between MIS 9 and 7 and possibly one since 6 ka. See text 5.4 for further explanations. *125*

Figure 46 : A – Image satellite issue de Google Earth de la zone au sud de la Baie de El Teniente (31°S). A' – Cartographie de la morphologie côtière dans cette même zone. Au sud de 31°S, on distingue trois niveaux de terrasses marines seulement : T_V, T_{IV} et T_I (composite). Les chiffres associés aux cercles correspondent à l'altitude des pieds de falaise : +320 m à T_I, +342 m à T_{Ia} et +186 m à T_{Ib}. B

et B' – Panorama de la terrasse marine composite T_I. A noter, la forte pente de T_I vers la mer. C – Photographie de l'escarpement de T_I qui plonge parfois directement dans la mer. Photographie prise vers le Sud et depuis le cap au sud de la Caleta Maïten. *136*

Figure 47 : Profil GPS cinématique de la Caleta Maïten (Cf. Figure 46 A' pour la localisation du profil). Les traits en pointillés bleus indiquent le tracé des failles. FQT : Faille Quebrada del Teniente. *137*

Figure 48 : Panorama de la faille Quebrada del Teniente (FQT), au niveau de la baie del Teniente (31°S). *137*

Figure 49 : Les cordons littoraux et les terrasses marines de la baie de Tongoy. A – Image satellite de la baie issue de Google Earth. Les flèches bleues indiquent quelques uns des cordons littoraux, concaves vers le Nord et parallèles au rivage, qui reposent sur les différents niveaux de terrasses marines. B – Localisation du zoom A. C – Profil GPS cinématique de Tongoy qui recoupe les trois niveaux de terrasses marines et de nombreux cordons littoraux. *140*

Figure 50 : Les résultats de l'analyse U-Th, des coquilles échantillonnées dans les dépôts de terrasse et les cordons littoraux ainsi que celles de la levée de plage actuelle, sur un abaque U-Th. Les lignes continues noires sont des isochrones et les lignes en pointillés sont des courbes d'évolution. MS 12, MS 11 et MS 10 suivent la même courbe d'évolution (ligne orange). MS 8 est en dehors de cette courbe d'évolution et a été probablement pollué. *142*

Figure 51 (page suivante) : Les trois domaines morphologiques de la côte péruvienne ainsi que les trois sous-domaines de la côte sud-péruvienne, différenciés suivant les mouvements verticaux côtiers subis et le type de marqueurs géomorphologiques préservés (Cf. texte) (modifié d'après Macharé et Ortlieb, 1992). *146*

Figure 52 : Reconstruction hypothétique des positions successives de l'axe de la ride de Nazca et des zones côtières affectées par le passage de la ride. Le graphique en haut de la figure correspond à l'altitude actuelle des plus hautes surfaces marines plio-quaternaires des zones côtières reportées en-dessous. La courbe en forme de dome asymétrique représente la déformation enregistrée dans cette région. A noter que le maximum de soulèvement est situé au-dessus du bord Sud de la ride de Nazca (d'après Macharé et Ortlieb, 1992). *149*

Figure 53 : Contexte tectonique du piémont du Sud du Pérou entre ~15°S et 18°S avec la localisation des principaux caps et baies ainsi que les principaux canyons transverses à la Cordillère de la Côte. Se reporter à la Figure 55 pour le zoom. Mosaïque d'images satellites Landsat. *150*

Figure 54 : A – Niveau de coquilles entières et cassées perché à plus de 270 m d'altitude au niveau de la péninsule de Pescadores. B – Photographie du versant sud de la quebrada Pescadores et de la péninsule de Pescadores. *151*

Figure 55 : Carte de localisation des sites étudiés et datés au ^{10}Be entre San Juan de Marcona et Chala. Mosaïque d'images satellites Landsat. *152*

Figure 56 : Géographie de la zone de San Juan de Marcona caractérisée par la succession de deux caps et deux baies, la baie de San Juan et la baie de San Nicolás. Les nombreux niveaux de terrasses marines se développent sur les flancs des Cerros El Huevo (rectangles bleus ; Figure 57 ; Figure 58) et Tres

Hermanas (Figure 60 ; Figure 61). Les traits rouges soulignent les principales failles normales de la zone. FEH : Faille El Huevo – FDL : Faille de Lomas – FSJ : Faille San Juan – FTH : Faille Tres Hermanas. Les petits rectangles rouges, le long du tracé des failles, indiquent le sens de plongement. Image satellite Landsat drapée sur un SRTM à 90 m. *153*

Figure 57 : Panorama des terrasses d'abrasion marine du Cerro El Huevo. Les chiffres en noir correspondent aux altitudes des pieds de falaise qui caractérisent chaque niveau de terrasse. Les traits en rouge indiquent les failles qui recoupent les terrasses. La photographie est prise depuis le sommet d'un écueil rocheux, sur la terrasse à +187 m, vers le NW. *154*

Figure 58 (page suivante) : Cartographie des terrasses d'abrasion marine qui se développent sur le flanc sud du Cerro El Huevo. Les chiffres en noir correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine mesurées à l'aide du GPS cinématique. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines telles qu'elles seront référencées dans le texte. Les traits en bleu A-B, A-C et D-E, D-F correspondent à la localisation des profils GPS. Les traits en rouge indiquent le tracé des failles et les deux étoiles bleues, les points d'échantillonnage des terrasses. Vue 3D issue de Google Earth. *154*

Figure 59A : Profil GPS cinématique A-B (Cf. Figure 41 pour la localisation) des terrasses d'abrasion marine du Cerro El Huevo, entre 34 et 396 m d'altitude. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines. Le trait en tirets représente le profil théorique des terrasses avant l'érosion des escarpements. Ce profil avant érosion a été tracé en prenant la pente moyenne de la surface plane sans dépôts des terrasses et la pente maximale des escarpements. Les dépôts accumulés au niveau des pieds de falaise sont représentés en gris. *156*

Figure 60 : Panoramas des terrasses d'abrasion marine du Cerro Tres Hermanas. L'image (tirée de Google Earth) en bas à droite indique l'orientation des trois panoramas. Les chiffres en noir ou blanc correspondent aux altitudes des pieds de falaise qui caractérisent chaque niveau de terrasse. Les traits en rouge soulignent les failles qui recoupent les terrasses. *162*

Figure 61 (page suivante) : Cartographie des terrasses d'abrasion marine qui se développent sur le flanc NW du Cerro Tres Hermanas. Les chiffres en noir correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse mesurées à l'aide du GPS cinématique. Les chiffres en noir encadrés correspondent aux altitudes des pieds de falaise mesurées par Macharé et Ortlieb, 1992. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines telles qu'elles seront référées dans le texte. Les traits en bleu A-A' et B-B' correspondent à la localisation des profils GPS. Les traits en rouge indiquent le tracé des failles et l'étoile bleue, le point d'échantillonnage de la terrasse +162 m. *162*

Figure 62 : Profil GPS cinématique (Cf. Figure 61 pour la localisation) des terrasses d'abrasion marine du Cerro Tres Hermanas, entre ~50 m et 280 m d'altitude. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine. Les chiffres en jaune correspondent à la dénomination des terrasses marines telles qu'elles seront référées dans le texte. Le trait en tirets représente le profil théorique des terrasses avant l'érosion des escarpements. Ce profil avant érosion a été tracé en prenant la pente moyenne de la surface plane sans dépôts des terrasses et la pente maximale des escarpements. Les dépôts accumulés au niveau des pieds de falaise sont représentés en gris. *164*

Figure 63 : Panoramas de la faille de San Fernando, au Nord de la baie de San Nicolás, qui recoupe le premier niveau de terrasse d'abrasion marine. Cette faille de San Fernando semble être le prolongement vers le Nord de la faille de San Juan..... 165

Figure 64 (page suivante) : Planche photographique de faille affectant les dépôts pliocènes (Formation Pisco) et pléistocènes (dépôts de la terrasse marine +41 m) dans la baie de San Juan, le long de la route qui mène à la ville de San Juan. Les failles décalent la surface de la terrasse à +41 m..... 165

Figure 65 : Localisation de la zone de Chala-Tanaka-Chaviña dans le sud du Pérou. Les carrés rouges représentent les sites échantillonnés : une terrasse marine de dépôts à l'Ouest de Chaviña et trois terrasses marines de dépôts dans la baie de Chala, et une terrasse d'abrasion marine au sud de Tanaka. Cf. Figure 68 pour le zoom. Mosaïque d'images satellite issue de Google Earth (http://earth.google.fr). Copyright: Terrametrics, DigitalGlobe, Image NASA, 2008. 167

Figure 66 : Vue 3D de la baie de Chala (image satellite drapée sur un SRTM à 90 m). On distingue les différents niveaux étagés de terrasses marines de dépôts. Se reporter à la Figure 67 pour le zoom.... 168

Figure 67 (page suivante) : Cartographie des niveaux de terrasses marines de dépôts dans la baie de Chala. Les zones hachurées soulignent les escarpements de terrasses. Les chiffres en noir correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine mesurées à l'aide du GPS cinématique. Ils correspondent aussi à la dénomination des terrasses marines telles qu'elles seront référencées dans le texte. Le trait en rouge A-B correspond à la localisation du profil GPS. LS 1 à LS 6 sont les logs stratigraphiques relevés sur le terrain (Cf. Annexe). LS 2, 3 et 4 ont été utilisés pour l'échantillonnage selon un profil vertical et la datation des terrasses marines +60 m, +94 m et +154 m, respectivement. 168

Figure 68 : A – Panorama des niveaux de terrasse d'abrasion marine au niveau du cap de Tanaka (B) où l'on en distingue 5 : T1, T2, T3, T4 et T5, avec T5 le plus récent et le plus bas. Les lignes en tirets soulignent les pieds de falaise des terrasses. B est une image satellite issue de Google Earth. 171

Figure 69 : Profil GPS cinématique des niveaux de terrasses marines de dépôts de la baie de Chala entre 0 et 250 m d'altitude. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise de chaque terrasse marine et à leur dénomination. Le trait en tirets représente le profil théorique des terrasses avant l'érosion des escarpements. Les dépôts accumulés au niveau des pieds de falaise sont représentés en gris..... 172

Figure 70 : Les deux niveaux de terrasses d'abrasion marine sur le bord sud de la baie de Chala (en contrebas de l'hôtel de las Turistas). Le niveau d'abrasion de la terrasse d'abrasion marine 1 (~ +2m) est assez étendu. On peut le distinguer en arrière plan, sur la photographie du haut. L'altitude du pied de falaise de la terrasse d'abrasion marine 2 est à +11 m. Cette terrasse n'a pas d'équivalent le long de la baie de Chala et n'est donc préservée que localement..... 173

Figure 71 : Cartographie du contexte tectonique et géomorphologique de la zone d'Ilo (17,8°S). Les traits en rouge indiquent les failles normales et les rectangles rouges, le sens du plongement. Le trait en pointillé rouge indique une faille probable qui suit la ligne de côte qui est très rectiligne. Cette régularité dans le tracé de la ligne de côte est anormale le long de la côte péruvienne dont le tracé est beaucoup plus découpé. Pampa Inalambrica et Pampa del Palo indiquent le nom de deux terrasses

marines très bien marquées et préservées dans le paysage, à +160 m et +25 m, respectivement. Le rectangle orange matérialise la Figure 72. 174

Figure 72 : Cartographie des 4 niveaux de terrasses marines à l'Est de Punta Coles, au niveau de playa Coquina, dont la Pampa del Palo à +25 m. Les traits noirs représentent le pied de l'escarpement de chaque terrasse. Les traits rouges matérialisent les failles. Le rectangle jaune indique la terrasse échantillonnée et son altitude. 176

Figure 73 (page suivante): Bloc diagramme de la série de terrasses marine de dépôts de la baie de Chala permettant la localisation des logs stratigraphiques relevés. Le log stratigraphique (LS) 1 a été relevé le long de la Panaméricaine qui recoupe la terrasse +31 m. Les cinq autres logs ont été relevés dans des puits creusés dans la partie plane des terrasses. LS 2, 3, 4, 5 et 6 correspondent aux terrasses +60 m, +94 m, +154 m, +207 m et +239 m. 176

Figure 74 : Carte de localisation des échantillons analysés (étoiles jaune) de quatre terrasses d'abrasion marine développées sur les flancs des Cerros El Huevo et Tres Hermanas dans la baie de San Juan. Vue 3D d'une image satellite Landsat drapée sur un MNT SRTM à 90 m. 179

Figure 75 : Panorama du Cerro El Huevo (492 m) avec, au premier plan, la terrasse d'abrasion marine à +190 m présentant des écueils rocheux et, au deuxième plan, les niveaux de terrasses d'abrasion marine supérieurs. Les écueils rocheux datés par la méthode du ^{10}Be sont indiqués. 181

Figure 76 : Photographie d'un écueil rocheux d'environ 2 m de haut montrant que la roche au sommet est éclatée et soumise à l'érosion. 182

Figure 77 : 1 – Panorama des terrasses marines de dépôts de la baie de Chala. Les chiffres correspondent aux altitudes des pieds de falaise des terrasses et caractérisent chaque niveau de terrasse. 2 – Panorama de la terrasse marine de dépôts à +94 m où l'on peut observer l'épaisseur des dépôts de terrasse (D) ainsi que la base de ces dépôts (B) et donc le niveau d'abrasion associé à la formation de la terrasse à +94 m. La base de ces dépôts est soulignée par un niveau à galets sub-arrondis décimétriques et intercalation de coquilles brisées et entières, provenant d'une ancienne plage de galets (shingle beach) présente, au niveau de la mer, lors de la formation de cette terrasse par érosion du platier et retrait de la falaise côtière. 3 – Photographie d'une partie de l'épaisseur de dépôts associés à la terrasse marine de dépôts à l'Ouest de Chaviña. 187

Figure 78 : A - Courbe de décroissance exponentielle de la production de ^{10}Be en fonction de la profondeur s'ajustant aux échantillons du profil vertical de la terrasse marine à +60 m, dans la baie de Chala. Les rectangles bleus correspondent à la concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur de chaque échantillon. La courbe en rouge est le modèle calculé pour un héritage nul. B - Diagramme 3D de l'âge (en ordonnée) en fonction du taux d'érosion (en abscisse) et de la distribution du X^2 (en niveaux de gris, le plus clair correspondant aux valeurs petites du X^2, donc au meilleur ajustement de la courbe aux données). Le X^2 (racine carrée de la somme des carrés des écarts entre le modèle et les données) indique un intervalle de confiance, plus il est bas, plus la confiance est bonne. La courbe rouge correspond à 1σ de confiance. L'étoile rouge correspond à l'âge moyen, pour un taux d'érosion nul, les intersections des deux courbes rouges avec l'axe des ordonnées (érosion nulle) donnent l'âge maximum et minimum de la terrasse, avec 1σ de confiance autour de l'âge moyen. 190

Figure 79 : Courbe de décroissance exponentielle de la production de ^{10}Be en fonction de la profondeur s'ajustant aux échantillons du profil vertical de la terrasse marine à +94 m, dans la baie de Chala. Les rectangles bleus correspondent à la concentration en ^{10}Be, calculée à l'accélérateur, en fonction de la profondeur de chaque échantillon. La courbe en rouge est le modèle calculé pour un héritage nul. La courbe en bleu correspond au modèle calculé pour un héritage commun de 200000 atomes/g, soit ~58 ka. 191

Figure 80 : Diagramme 3D de l'âge en fonction de l'érosion et de la valeur du X^2 (en niveaux de gris, le plus clair correspondant aux valeurs petites du X^2, donc au meilleur ajustement de la courbe aux données), pour le modèle avec un héritage nul (A) et de 200000 atomes/g, soit ~58 ka (B), pour la terrasse +94 m, dans la baie de Chala. Le X^2 (racine carrée de la somme des carrés des écarts entre le modèle et les données) indique un intervalle de confiance, plus il est bas, plus la confiance est bonne. La courbe rouge correspond à 1σ de confiance. L'étoile rouge correspond à l'âge moyen, pour un taux d'érosion nul, les intersections des deux courbes rouges avec l'axe des ordonnées (érosion nulle) donnent l'âge maximum et minimum de la terrasse, avec 1σ de confiance autour de l'âge moyen.... 192

Figure 81 : A - Courbe de décroissance exponentielle de la production de ^{10}Be en fonction de la profondeur s'ajustant aux échantillons du profil vertical de la terrasse marine à +154 m, dans la baie de Chala. Les rectangles bleus correspondent à la concentration en ^{10}Be, calculée à l'accélérateur, en fonction de la profondeur de chaque échantillon. La courbe en rouge est le modèle calculé pour un héritage nul. La courbe en bleu correspond au modèle calculé pour un héritage commun de 200000 atomes/g, soit 55 ka. La courbe en pointillé noire correspond au modèle sans l'échantillon de surface le moins concentré. B - Diagramme 3D de l'âge en fonction du taux d'érosion et de la valeur du X^2 (en niveaux de gris, le plus clair correspondant aux valeurs petites du X^2, donc au meilleur ajustement de la courbe aux données). Le X^2 (racine carrée de la somme des carrés des écarts entre le modèle et les données) indique un intervalle de confiance, plus il est bas, plus la confiance est bonne. La courbe rouge correspond à 1σ de confiance. L'étoile rouge correspond à l'âge moyen, pour un taux d'érosion nul, les intersections des deux courbes rouges avec l'axe des ordonnées (érosion nulle) donnent l'âge maximum et minimum de la terrasse, avec 1σ de confiance autour de l'âge moyen..... 194

Figure 82 : Panorama d'une section du cap entre Tanaka et la baie de Chala, au sud de la ville de Tanaka. On y observe les différents niveaux de terrasses d'abrasion marine et les nombreux écueils rocheux présents sur les terrasses. 195

Figure 83 : A - Courbe de décroissance exponentielle de la production de ^{10}Be en fonction de la profondeur s'ajustant aux échantillons du profil vertical de la terrasse d'abrasion marine d'Ilo. Les rectangles bleus correspondent à la concentration en 10Be, calculée à l'accélérateur, en fonction de la profondeur de chaque échantillon. La courbe en rouge est le modèle calculé pour un héritage nul. B - Diagramme 3D de l'âge (en ordonnée) en fonction du taux d'érosion (en abscisse) et de la valeur du X^2 (en niveaux de gris, le plus clair correspondant aux valeurs petites du X^2, donc au meilleur ajustement de la courbe aux données). Le X^2 (racine carrée de la somme des carrés des écarts entre le modèle et les données) indique un intervalle de confiance, plus il est bas, plus la confiance est bonne. La courbe rouge correspond à 1σ de confiance. L'étoile rouge correspond à l'âge moyen, pour un taux d'érosion nul, les intersections des deux courbes rouges avec l'axe des ordonnées (érosion nulle) donnent l'âge maximum et minimum de la terrasse, avec 1σ de confiance autour de l'âge moyen..... 198

Figure 84 : Courbe eustatique avec les stades isotopiques des périodes interglaciaires associés. Au-dessus de la courbe, sont reportés les âges des terrasses marines du Pérou, en fonction des trois zones

d'étude : zone de San Juan de Marcona, zone de Chala-Tanaka-Chaviña et zone d'Ilo. SN : San Nicolás. SJ : San Juan..... 203

Figure 85 : Corrélations latérales de chacun des niveaux de terrasses marines, associés aux mêmes stades isotopiques, des deux séries de la baie de San Juan : celle préservée sur les flancs du Cerro El Huevo et celle du Cerro Tres Hermanas. Chaque couleur correspond à un (sous)-stade isotopique (Chiffres+lettres encadrés en noir). Les chiffres encadrés en rouge correspondent à la terminologie des terrasses marines. Les chiffres en noir indiquent l'altitude des pieds de falaise des terrasses. Les traits en pointillés noirs représentent la prolongation schématique du profil de terrasses non couvert par le profil GPS. Cf. Figure 59 (El Huevo) et Figure 62 (Tres Hermanas) pour la légende des profils GPS. 207

Figure 86 : Corrélations latérales de chacun des niveaux de terrasses marines, associés aux mêmes stades isotopiques, entre les sites de Chaviña, Tanaka et Chala. Chaque couleur correspond à un (sous)-stade isotopique (Chiffres+lettres encadrés en noir). Les chiffres en noir indiquent l'altitude des pieds de falaise ainsi que la terminologie des terrasses marines. Les traits en pointillés noirs, pour les sites de Chaviña et Tanaka, représentent les profils schématiques des terrasses marines, non couverts par un profil GPS. Cf. Figure 69 pour la légende du profil GPS de Chala..... 211

Figure 87 (page précédente) : Corrélations latérales des niveaux de terrasses marines, associés au même stade isotopique, de chaque site étudié le long de la côte péruvienne et chilienne. Les rectangles rouges représentent les altitudes des pieds de falaise des terrasses, les traits continus sont les corrélations latérales des pieds de falaises et les traits en pointillés sont les corrélations latérales supposées des terrasses marines entre les différents sites. Chaque couleur correspond à un (sous)-stade isotopique (matérialisés par les chiffres et les lettres encadrés). Les couleurs pleines représentent les corrélations isotopiques issues des âges ^{10}Be et U-Th, et les hachures, celles déduites morphostratigraphiquement et à partir des études antérieures..... 219

Figure 88 : A – Carte de la côte pacifique de l'Amérique du Sud. La bathymétrie et la topographie sont issues du logiciel GMT. Les flèches jaunes représentent la direction de convergence de la plaque Nazca par rapport à la plaque Amérique du Sud (fixe) avec la valeur de la vitesse de convergence associée (d'après DeMets et al., 1994) – RC : Ride de Carnegie. A droite de la carte (B à E), nous avons confronté différents paramètres (zones grises) en fonction de la distance entre la fosse et la côte (ligne de côte) le long de la côte sud-américaine : B – la présence des terrasses marines, C – la direction de convergence de la plaque Nazca, D – la présence de rides asismiques. ZFG : zone de fracture de Grijalva, ZFM : zone de fracture de Mocha. Et enfin, E – la présence de segments de subduction horizontale. F – Les vitesses de soulèvement côtier le long de la côte Pacifique des Andes. Cf. Table 9 (Taux de soulèvement moyen 2) et Table 10 pour les intervalles de temps et références correspondants. 222

Figure 89 : Modèle simple expliquant les relations entre la distance fosse-côte, la zone bloquée, et la zone sismogénique avec les déformations cosismiques et intersismiques (pour une terre élastique). La distance fosse-côte pourrait être le marqueur en surface de la position de la partie inférieure de la zone bloquée. Cependant, la terre n'étant pas élastique, on enregistrerait, lors de la phase post-sismique, une déformation permanente en surface qui correspond au soulèvement de la zone côtière avec la formation et la préservation de séquences de terrasses marines sur le continent..... 224

Figure 90 : A - Relations entre la distance fosse-côte et la projection en surface de la profondeur de la zone bloquée en fonction de la latitude. B – Relation entre l'épaisseur sédimentaire au niveau de la fosse et la latitude, ainsi que le mode de transfert de masse de la marge andine (Erosion ou accrétion ; modifié d'après Hoffmann-Rothe et al., 2006)..... 225

Figure 91 : A – Bathymétrie et activité sismique de la zone de Tongoy (30°-34°S). La bathymétrie est issue d'une nouvelle compilation bathymétrique (Clouard et al., 2003). Les séismes ont été enregistrés par un réseau local permanent du Service Sismologique de l'Université du Chili. ZF : zone de fractures. B – Anomalie gravimétrique de la zone matérialisée par un rectangle rose sur la figure A et le profil gravimétrique P1 se trouve en-dessous de la figure B. Le trait en pointillés noir indique un relief sous-marin (modifié de Flores, en prép.). 229

ANNEXES

Annexe 1

PROTOCOLE EN LABORATOIRE : METHODE DE L'ISOTOPE COSMOGENIQUE DU ^{10}Be.

1. Echantillonnage

1.1 En surface :

Prendre 5 échantillons environ pour chaque site échantillonné
Noter la nature de la roche, l'épaisseur de l'échantillon et ses dimensions ; essayer de prendre uniquement une épaisseur de 3 cm
Prendre le masque du site à l'aide de la boussole
Noter la distance pour chaque échantillon et dans quel direction ils se trouvent par rapport au premier
Nommer chaque échantillon en fonction du site
Prendre le point GPS et l'altitude

1.2 En profondeur :

En plus de l'échantillonnage fait en surface, prendre un sac d'env. 1 à 2 Kg suivant la profondeur, l'altitude, la latitude et/ou l'âge. Plus l'échantillon est profond, jeune, de faible altitude et proche de l'équateur, plus on a besoin d'une grande quantité d'échantillon.
Faire un échantillonnage en surface, puis prendre 4 ou 5 profondeurs : 40, 80, 100, 130 cm et un vers 2 m suivant les possibilités ou 30, 60, 100, 130 cm etc.
L'échantillon le plus profond est utile pour quantifier l'héritage mais il devient difficile et très coûteux à analyser ; il demande une grosse quantité d'acide (HCl et HF) pour le nettoyer et le dissoudre.
Bien prendre la profondeur de chaque échantillon (à l'aide d'un mètre) et la tranche d'échantillonnage (épaisseur) à chaque profondeur, ex : pour la profondeur 30 cm, noté 30-35 cm ou 30 +/– 5 cm…
Faire le log

2. Broyage

2.1 Concasser

Concasser au marteau si besoin est
Passer l'échantillon au concasseur « Chipmunk », une fois devrait suffire, sinon 2
Nettoyer entre chaque échantillon avec de l'air comprimé et brosser avec une brosse
Noter d'éventuel résidu qui ne serait pas pris en compte et les garder

2.2 Broyer

Passer l'échantillon au broyeur (pulvérisateur) ; ajuster l'écart entre les 2 disques suivant la nature de la roche et l'épaisseur de départ de l'échantillon
Broyer pour obtenir du sable compris entre 250 et 500 µm

300 g env. pour un granite, 100-120 g pour du quartz ou de la quartzite, dépend aussi de combien de quartz on a besoin d'après le taux de production et le rapport 10Be/9Be calculés
Nettoyer entre chaque échantillon avec de l'air comprimé et brosser avec une brosse métallique.

2.3 Tamisage

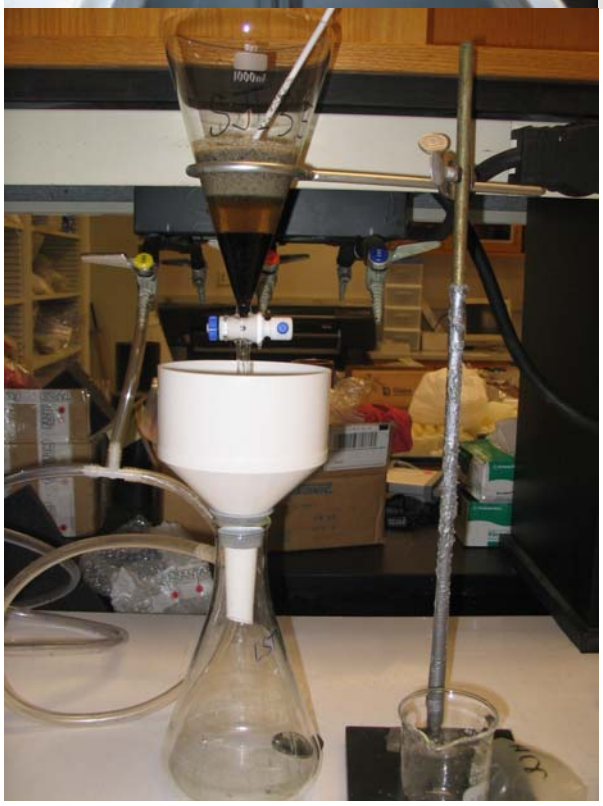
Tamiser pour séparer les fractions <250, 250-500, >500µm
Mettre dans des sachets et les nommer
Peser la fraction 250-500
Utiliser la fraction 250-500, mettre les autres de côté et les garder
Nettoyer les tamis entre chaque échantillon avec de l'air comprimé, les brosser avec une brosse métallique et enlever les derniers grains à l'aide de cure-dents jusqu'à ce qu'il ne reste plus un seul grain

3. Lessivage (Leach)

3.1 A l'acide chlorhydrique

Préparer les béchers de 1 ou 2 l : noms, tare + couvercles
Peser et écrire la masse initiale d'échantillon utilisée
Commencer avec 300 g env. pour un granite, 100-120 g pour du quartz ou de la quartzite, dépend aussi du taux de production spécifique à chaque site
Mettre au « maximum » 75g d'échantillons dans ceux de 1 l et 100 g dans ceux de 2
Calculer la quantité d'eau et d'acide à mettre dans les béchers : 10 ml d'eau et d'acide pour 1g d'échantillon
Ecrire la quantité voulue sur chaque couvercle correspondant à chaque bécher
Commencer par mettre l'eau, avant l'acide, à l'aide d'une éprouvette
Puis mettre l'acide sous une hotte aspirante
Ajouter 3 ml env. de peroxyde d'ammonium (?) à l'aide d'une pipette jetable et remuer légèrement avec en touchant le sable au fond
Laisser sur une plaque chauffante pendant 12h à 90°C env. (sub-boiling)
Après avoir attendu que ça refroidisse, vider le contenu du bécher (acide) dans le bac à déchet HCl prévu à cet effet ; rincer 2 fois avec de l'eau distillée (?) et vider dans le même bac
Rincer a nouveau jusqu'à ce que l'eau soit claire. On peut rincer avec de l'eau du robinet d'abord, mais il faudra à la fin rincer le tout 2 fois avec de l'eau distillée
Préparer des béchers en verre plus petits : nom, tare
Transvaser les sables des gros béchers vers les petits correspondants (même nom !) à l'aide d'eau distillée
Sécher sur une plaque chauffante
Peser et écrire la masse finale d'échantillon

3.2 Séparation du quartz par liqueurs denses



3.3 A l'acide fluorhydrique

Préparer les gros béchers blancs : noms + couvercles en utilisant la charte des proportions (dépend de la quantité d'échantillon dans le bécher) : y inscrire la quantité de H2O, HF, HNO3

Ecrire toutes les mesures sur un cahier et les feuilles d'échantillon

Remplir les béchers d'H20 (distillée), puis de HNO3, puis de HF et enfin d'échantillon.

Peser et écrire la masse initiale d'échantillon utilisée
Placer les béchers dans l'appareil à ultrasons à 90°C pendant 10h

Puis vider l'acide dans le container à déchets correspondant
Rincer 2 ou 3 fois avec pas plus de 500 ml d'eau distillée et vider dans le container à déchets ; laisser la fraction fine s'écouler. Le plus important dans cette étape est d'enlever la fraction fine de l'échantillon
Continuer à rincer jusqu'à ce que l'eau soit claire et vider dans l'évier
Transvaser l'échantillon des gros béchers vers des plus petits en verre, nommés et tarés
Sécher complètement (four ou plaque chauffante)

4. Dissolving

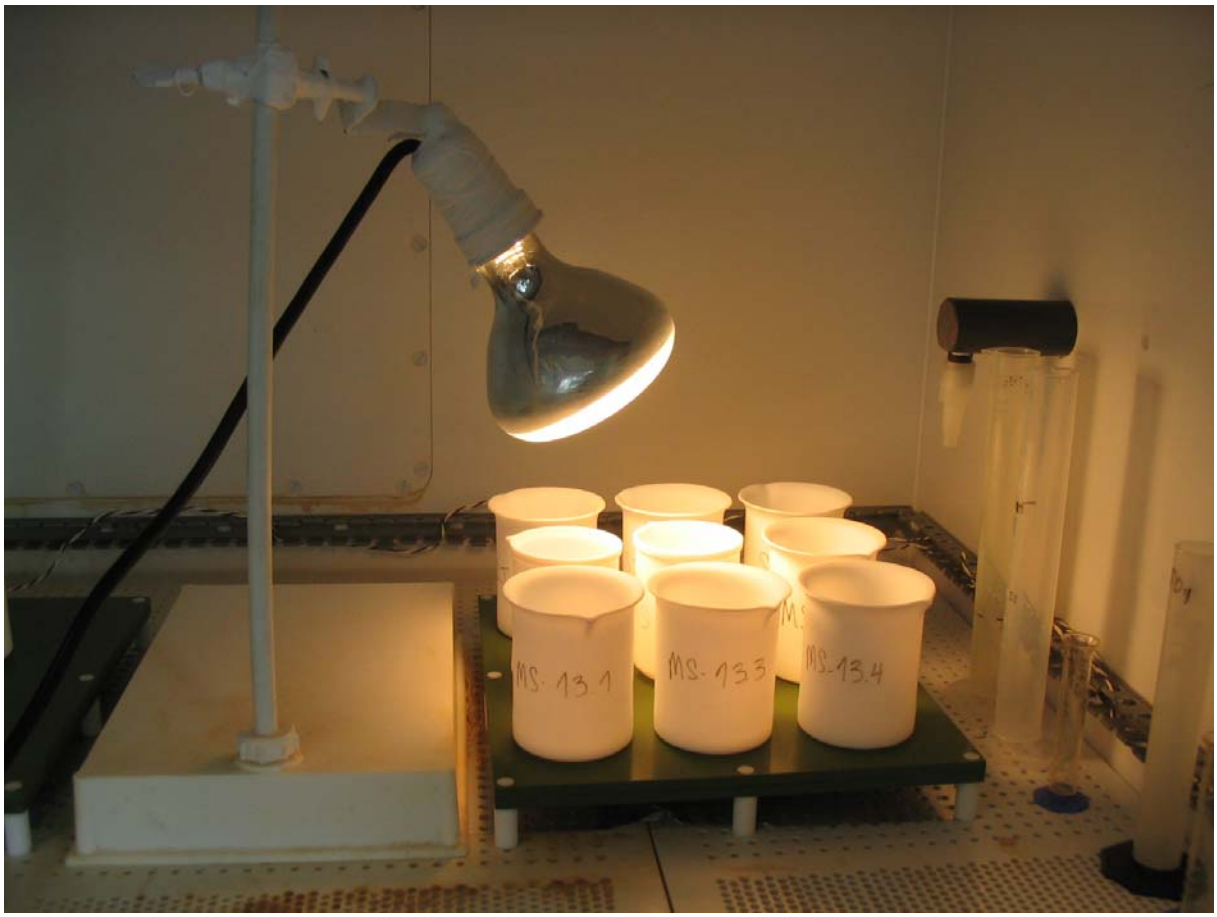
Sur le cahier : 5 colonnes : nom de l'échantillon, masse des béchers en téflon, masse de l'échantillon ajoutée (quartz), masse de Be ajoutée, masse de Al ajoutée
Nettoyer autour de la balance et essuyer ; rassembler le matériel : béchers et couvercles en téflon, les flacons de Be et Al tout prêts (préparés à partir d'une solution), pipettes, des tous petits béchers en plastique et leur bouchon, la pipette « automatique » avec les mesures prédéfinies
Inscrire les informations du label des flacons de Be et Al (la dissolution, le numéro de stock…) sur le cahier
Marquer le nom de chaque échantillon sur les béchers en téflon
Deux balances : au moins une à 4 décimales et une autre (4 ou 2 décimales)
Mettre la première balance (la plus précise) à zéro – placer le bécher sur la balance et mettre à zéro
Sur l'autre balance peser la quantité nécessaire d'échantillon suivant le taux de production calculé et l'âge estimé
Essayer de garder un peu d'échantillon de côté (3g)
Verser l'échantillon dans le bécher sur l'autre balance

Inscrire cette masse d'échantillon sur le cahier
Sortir le bécher en téflon et humidifier l'échantillon ainsi que les bords du bécher avec de l'eau pour éviter qu'il se volatise avec l'electricité statique
Zéro balance ; mettre un petit bécher sur cette même balance (la 1ere) ; zéro balance
Agiter le flacon de Be et mesurer la quantité exacte de Be nécessaire (comme déterminer à partir de sa concentration, du taux de production et l'âge estimé)
A l'aide la pipette « automatique », mettre la quantité de Be voulue dans le petit bécher sur la balance ; inscrire cette masse comme masse de Be
Utiliser une pipette jetable pour transvaser le Be vers le bécher en téflon contenant l'échantillon
Rincer deux fois le petit bécher avec de l'eau distillée et transvaser avec la même pipette
Mettre un couvercle sur le bécher et placer de côté
Faire un « blank » (un bécher en téflon sans échantillon) de la même manière en ajoutant du Be et de l'Al (utiliser au moins 1g de 1000 ppm d'Al pour être mesurable)
Répéter pour chaque échantillon ; un blank doit être fait pour chaque groupe d'échantillons, chaque série
Nettoyer la zone de travail entre chaque échantillon et à la fin ; jeter les pipettes a chaque fois
Ranger les flacons de Be et Al ; mettre de la paraffine autour des bouchons ; mettre les petits béchers à tremper dans de l'eau savonneuse
Transférer les informations du cahier sur les fiches d'échantillon individuelles
Amener les échantillons sous la hotte ; ajouter 5g d'HF par gramme d'échantillon et 0,3 g d'HNO3 par gramme d'échantillon à l'aide d'une éprouvette (ex : pour 20g d'échantillon, 100g d'HF et 6g de HNO3 ; verser prudemment et éviter les éclaboussures – Noter toutes les éclaboussures ou événements s'il y a lieu
Placer tous les béchers en téflon sur une plaque chauffante et sécher

5. Aliquots

Vérifier si les échantillons sur la plaque chauffante sont tous dissous ; si non, ajouter plus de HF et en noter la quantité sur le cahier
Réunir des bouteilles en plastique avec un bouchon, écrire leur masse et le nom de l'échantillon sur chacune
Vider l'échantillon dissout dans les bouteilles en plastique : pour cela, soulever et maintenir le couvercle au-dessus des béchers en téflon, le rincer avec de l'eau distillée et s'assurer que toutes les gouttes tombent dans le bécher ; rincer les bords du bécher une fois ; vider dans la bouteille en plastique
Rincer le bécher 2 fois puis le mettre sur la plaque chauffante
Essuyer toute goutte éventuelle sur la zone de travail
Amener les bouteilles à côté de la balance, ainsi que les petites bouteilles en plastique avec leur bouchon et annotées du nom des échantillons
Peser les bouteilles avec l'échantillon dedans sur la balance n°2 (2 décimales), correspond à la masse totale (Mt)
Zéro sur la balance n°1, placer une petite bouteille en plastique et zéro
Utiliser une pipette pour transférer 5g de solution dans la petite bouteille – Noter la masse qui correspond à la Masse d'Aliquots (Ma)
Sortir la petite bouteille de dessus la balance, serrer légèrement le bouchon et essuyer la bouteille (possibilité de traces de HF)
Jeter les pipettes
Transférer les mesures de masse sur le cahier

Les petites bouteilles d'Aliquots vont dans le tiroir ; les grandes bouteilles d'échantillon contiennent de l'acide
Vider les échantillons des grandes bouteilles en plastique dans des béchers en téflon labellisés ; rincer une fois avec de l'eau
Sécher complètement



6. Perchlorate Fuming

Ajouter dans les béchers en téflon contenant les échantillons séchés, 10 ml H2O, 10 ml HNO3, 4 ml HClO4
Sécher complètement sur une plaque chauffante très chaude et sous 1 ou 2 lampes chauffantes
Ajouter 2 ml de HClO4 et rincer les bords du bécher 2 fois avec de l'H2O pour réunir les gouttes sur les bords
Sécher complètement de la même manière
Ajouter 2 ml de HClO4 et rincer les bords du bécher 2 fois avec de l'H2O pour réunir les gouttes sur les bords
Sécher complètement de la même manière

7. Echantillons en solution

Ajouter 6 ml de 9N (9 normal) de HCl, remuer (faire tournoyer) et laisser sur la paillasse (la bouteille de HCl qu'on achète est a 12N ; 6N équivaut à moitié d'eau et moitié d'acide)
Si ce n'est pas en solution, faire chauffer de nouveau pendant 1 mn
Vider la solution dans des tubes à essai en plastique labellisés avec un bouchon

Rincer les bords du bécher avec le moins d'eau possible
S'il n'y a pas 6ml dans le tude à essai, ajouter 12N pour combler la différence
Centrifuger pendant 1 mn

8. Colonnes

8.1 Colonnes d'Anion

Conditionner les colonnes d'abord ; mettre un bécher en dessous pour récolter le tout ; utiliser 3 cv (60ml car 1cv=20ml) de 9N HCl ; les vider par le sommet de la colonne en soulevant le couvercle ; ouvrir la valve de la colonne si elle n'est pas déjà ouverte
Attendre que tout s'écoule
Labelliser des bouteilles en plastique : on a besoin de 2 bouteilles de 150ml pour chaque colonne, une pour la fraction 1 (échantillon) et l'autre pour la fraction 2 (rejet)
Mettre la bouteille de la fraction 1 sous la colonne
Mettre l'échantillon dans la colonne à l'aide d'une pipette sans dépasser 3ml pour le 1er passage ; faire toutes les colonnes puis revenir à la première et remettre de l'échantillon, sans dépasser 3ml, et faire un deuxième passage pour toutes les colonnes etc. jusqu'à mettre tout l'échantillon dans la colonne correspondante. Ne pas prendre trop de liquide au fond du tube à essai car il y a un peu de solide au fond et ne doit pas passer dans la colonne.
Attendre que tout passe dans la colonne et que ça ne goutte plus dans la bouteille de la fraction 1
Enlever la bouteille 1 et mettre la bouteille de la 2ème fraction
Ajouter 40ml de 9N HCl moins la quantité d'échantillon dans le tube à essai (env. 6ml)= 34ml env.
Attendre que tout passe et enlever la bouteille 2
Mettre une autre bouteille pour collecter les déchets qui vont suivre (nettoyage) : ajouter 80ml de 1N HCl et attendre que ça ne goutte plus ; vider la bouteille dans le container à déchets HCl
Vider la fraction 1 dans un petit bécher en quartz et sécher complètement sur une plaque chauffante bien chaude et sous des lampes chauffantes

8.2 Echantillon en solution

Ajouter 1ml 6N HCl, une goutte de H2O2 et 5ml d'eau MilliQ (l'avoir sous la main pour la mettre juste après les 2 autres acides afin de stopper la réaction)
Ceci donne une solution à 1N HCl
Centrifuger pendant 1min

8.3 Colonnes de Cation

Labelliser des bouteilles en plastique : on a besoin de 4 bouteilles de 150ml pour chaque colonne, 4 fractions (c1 (rejet), c2(Be), c3 (rejet), c4 (Al)).
Mettre la bouteille de la fraction 1 sous la colonne
Mettre l'échantillon dans la colonne à l'aide d'une pipette sans dépasser 3ml pour le 1er passage ; faire toutes les colonnes puis revenir à la première et remettre de l'échantillon, sans dépasser 3ml, et faire un deuxième passage pour toutes les colonnes etc. jusqu'à mettre tout l'échantillon dans la colonne correspondante. Ne pas prendre trop de liquide au fond du tube à essai car il y a un peu de solide au fond et ne doit pas passer dans la colonne.
Attendre que tout passe dans la colonne.

Ajouter 280ml de 1N HCl : enlever les bouteilles après chaque fraction : c1=80 ml, c2=80 ml et c3=120 ml. c1 et c3 sont des rejets. c2 contient le Be.
Ajouter 80 l de 2.5 N HCl. Fraction c4 = contient le Al.
Sécher la fraction c2 dans des béchers en téflon sur la plaque chauffante et sous les lampes chauffantes.
Conditionner les colonnes (10 cv 6N HCl et 3 cv MilliQ).

9. Précipitation de l'échantillon

Ajouter 1 ml de 6N HCl et 1 goutte de H_2O_2.
Verser dans des tubes à essai en plastique labellisé Be.
Ajouter 1 ml NH_4OH. Mélanger avec le vibrateur 5 secondes. Attendre que le Be précipite.
Une fois le Be précipité, centrifuger pendant 2 minutes.
Verser le liquide dans une bouteille (déchet) sans verser le Be au fond.
Rincer. Ajouter de l'eau MilliQ dans le tube à essai. Mélanger puis centrifuger pendant 1 minute. Vider et jeter le liquide. Recommencer deux fois.
Vider et jeter le liquide à la fin.

10. Sécher

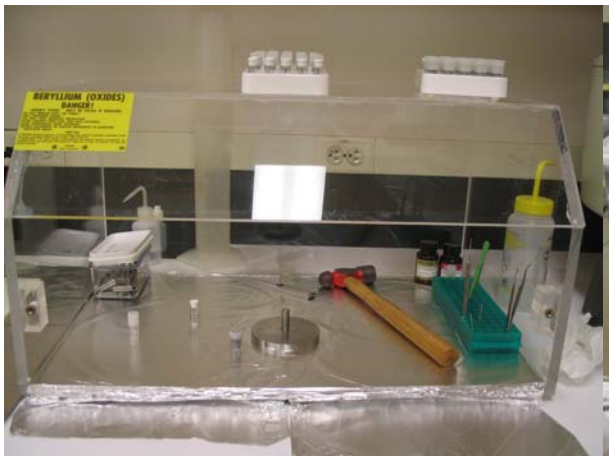
Nettoyer la paillasse. Couvrir la paillasse avec des feuilles d'aluminium. Nettoyer les outils.
Labelliser les petits creusets en verre : Nom et Be.
Faire un plan de l'emplacement des échantillons dans la machine. Les noms vont s'effacer en chauffant.
Ajouter 2 gouttes d'eau MilliQ.
Utiliser une pipette. Souffler doucement de l'air au fond pour mélanger l'eau et le Be. Puis aspirer le mélange dans le bas de la pipette seulement.
Vider doucement le mélange dans le creuset. Mettre le creuset dans le bloc chauffant.
Allumer le bloc chauffant sur « fort ».
Quand c'est sec (après 6h), les déplacer dans le four pour être oxydés. Couvrir les creusets d'un couvercle en verre.
Faire un plan.
Sécher.

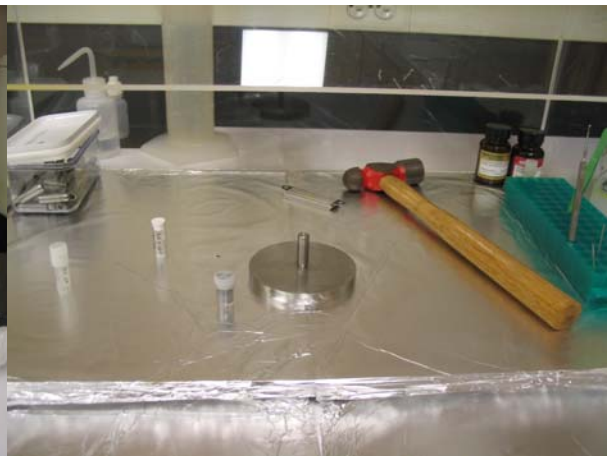
Quand le four est froid, placer les creusets dans les petits tubes en plastique. Labelliser avec le nom et Be. Ils sont prêts pour être emballés.

11. Empactage

Remplissage et préparation des cibles :

Organiser les échantillons par ordre : le blanc, les échantillons associés au blanc, le prochain blanc et ses échantillons etc.
Ecrire l'ordre sur le bloc-notes et le numéro Be correspondant
Tout doit être propre : nettoyer à l'alcool les outils et l'aire de travail
Recouvrir le plan de travail d'une feuille de papier alu
Limer le clou avec du papier de verre – y passer du temps la première fois et le faire entre chaque échantillon.





Labéliser les cibles : le numéro Be et le nom des échantillons sur le côté et remettre le numéro Be sur le dessus. Labéliser aussi les containers en plastiques. Les mettre de côté.
Nettoyer tous les outils et les surfaces.
Ouvrir les récipients en verre
Prendre les échantillons avec des « tweezers »
Mettre une pointe de Nb (niobium) dans l'échantillon – Reboucher le flacon de Nb.
Utiliser le clou pour gratter le Be, collé sur les bords, du haut vers le bas du creuset (env. 2min)
Mélanger le Be et le Nb dans le fond du creuset (env. 3min). Bien mélanger, il ne doit pas rester des amas blancs.

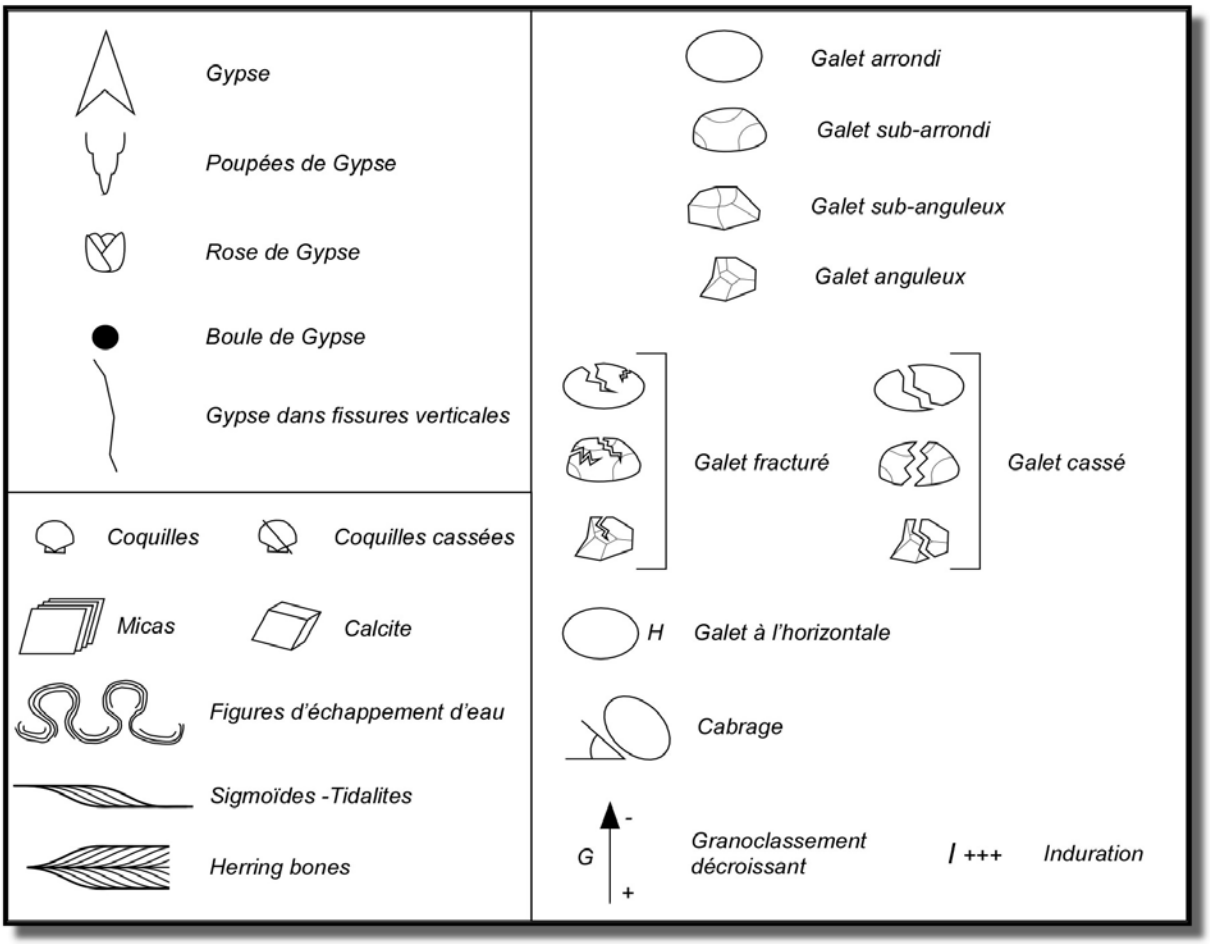
Faire glisser le mélanger vers un côté du creuset et le verser dans la cible.
S'aider du clou pour introduire le mélange dans le trou.
Utiliser le marteau et le clou pour enfoncer et compresser le mélange afin de former une surface plate.

Nettoyer avec de l'alcool tout le résidu possible de Be sur la cible sans effacer le nom.
Mettre la cible dans un container plastique labélisé du même nom.
Nettoyer le clou à l'alcool pour enlever tout Be. Le mettre de côté.
Nettoyer tous les outils et les surfaces à l'intérieur du container.
Gratter tous les bords du clou et faisant attention à le laisser rond et plat en haut. (env.30s – 1min)
Nettoyer le clou et les mains à l'alcool.
Recommencer pour chaque échantillon.
Ranger tous les échantillons ensemble, prêts pour le passage à l'accélérateur.
Mettre les containers vides à nettoyer.
Bien tout nettoyer.

Annexe 2

STRATIGRAPHIE DES TERRASSES MARINES DE CHALA

Se référer à la Figure 73 pour la localisation des logs stratigraphiques.



Légende des logs stratigraphiques.

1) La Terrasse marine de dépôts +31 m. Log stratigraphique LS1.

Juste après le 1er escarpement ; c'est le premier niveau après la plage.

Pt GPS 425 :

15°50'42,0"

74°15'50,7"

0-5 cm :

Mince couche argilisée de sable fin marron avec des coquilles cassées

5-20 cm:

E=15cm

Matrice de gypse et de sable ; le sable est argileux, de couleur marron et dont les grains font 0,1mm, noirs. Présence de coquilles en gros morceaux.

Niveau induré et de couleur jaune.

20-45 cm :

Niveau de Granodiorites, Granites, Ignimbrites et Migmatites bréchés ; galets bréchés arrondis, aplanis de 20cm L.Lla matrice est gypseuse avec des coquilles en morceaux.

45-175 cm :

Niveau de galets mélangés sans granoclassement, en majorité plats.

90% : galets, généralement 10cm, plats ; il y en a aussi de 30cm L et des plus petits ; ils osnt arrondis et plats.

10% : matrice de sables gris à gros grains avec des coquilles entières et des clasts de coquilles.

175-200 cm :

Croûte de 10 à 30cm de gypse, sable et graviers qui consolident les gros blocs.

200-260 cm :

Même matrice que dans le niveau supérieur ; 30% de matrice très dure avec beaucoup de gypse et des graviers grossiers (1mm-2mm) de quartz et autres noirs.

Blocs arrondis de 10cm à 1m. La majorité est entre 50cm et 1m.

260-280 cm :

Petits graviers/galets arrondis de 2cm plats, orientés horizontalement.

Matrice un peu indurée de graviers très grossiers de 1mm à 1cm

Il est difficile de différencier la matrice des galets.

Clasts de coquilles.

280-320 cm :

Couche sans matrice ; 95% de gros galets de 10 à 15cm de long, plats et arrondis. 5% de petits graviers ronds de 1cm qui peuvent faire office de matrice. Coquilles.

Granite, granodiorite, quartzite, grès (ou sédimentaire, lutites), Ignimbrites.

320-430 cm :

Couche constituée à 60% de gros blocs, 1m50 de long, arrondis et de 20-30% de galets de 5 à 10cm, arrondis, plats entre dans les interstices des blocs.

10-20% de matrice de sables gris, mixtes en composition et en taille, fins à grossiers de quartz, ignimbrites, roches chloritisées et micas.

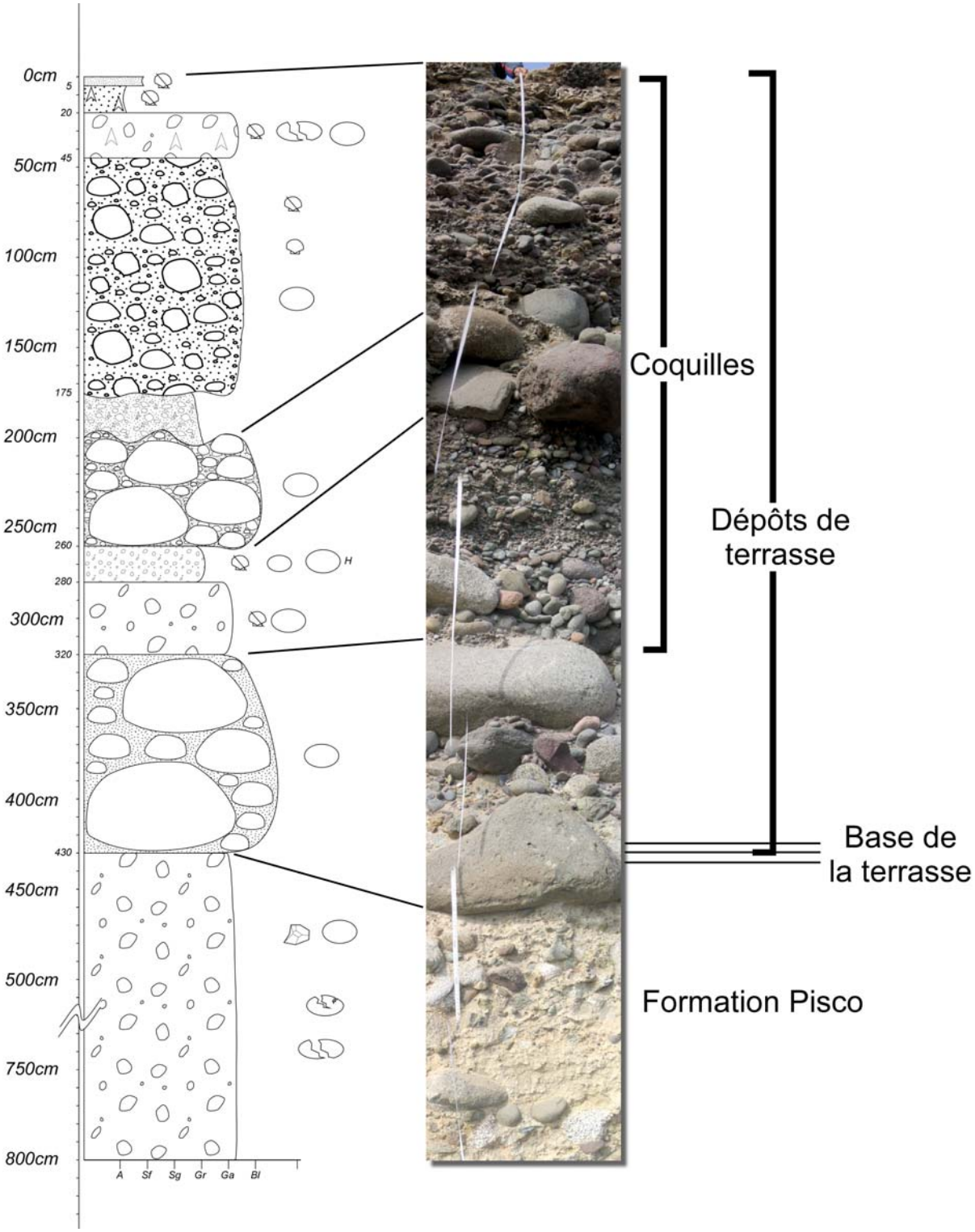
430-800 cm :

Conglomérats – Sans doute la formation Pisco, du Pisco alluvial.

Ancienne terrasse marine ou alluviale. Les galets sont entiers, bréchés ou cassés de granite, granodiorite, ignimbrites, roches chloritisées ; beaucoup de galets bréchés de toutes les tailles, de 5mm à 70cm. Certains galets sont sains et d'autres sont altérés.

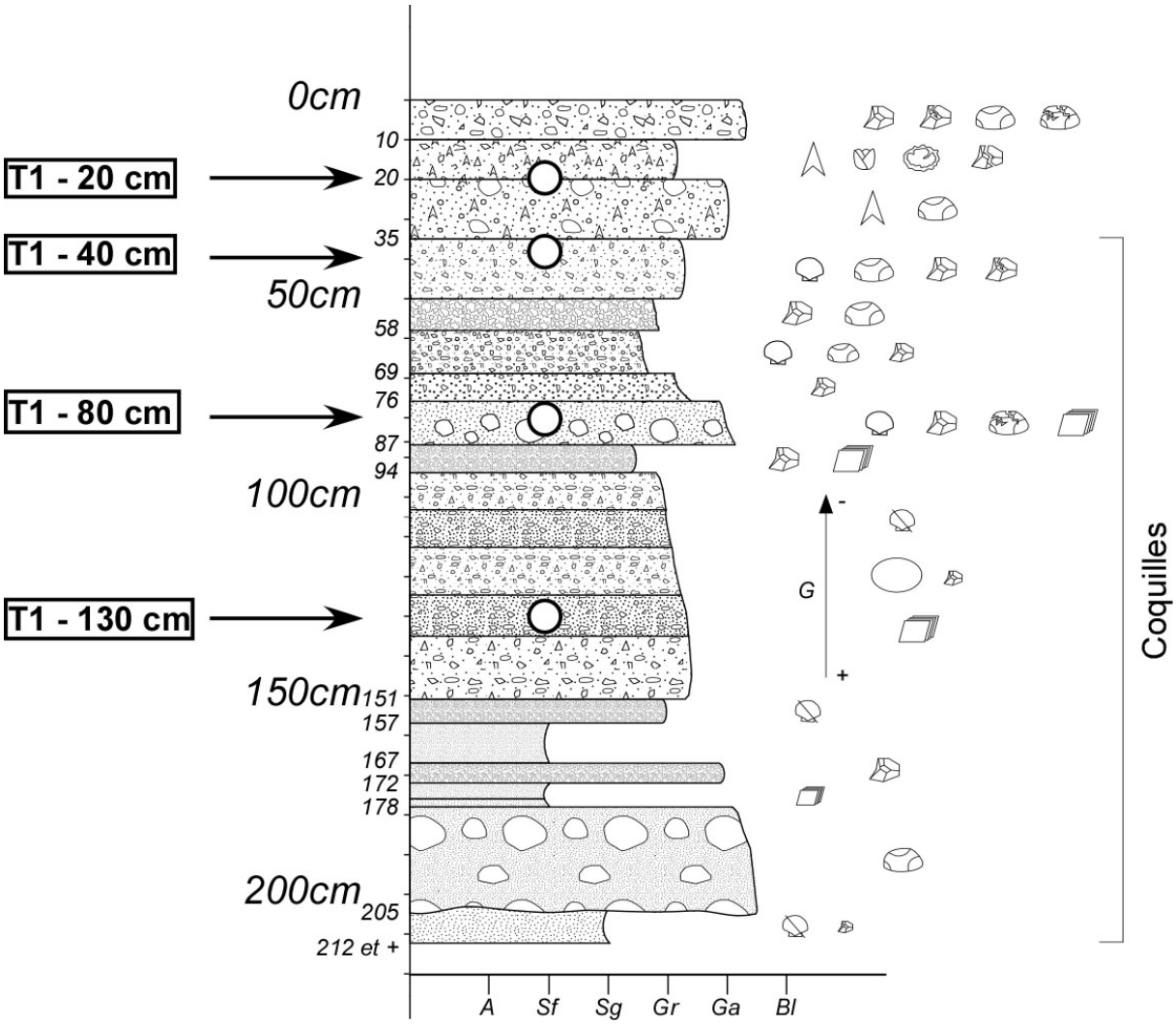
La matrice est jaune et très indurée avec des chenaux de sables fins..

Certains blocs sont anguleux et d'autres arrondis.



Log stratigraphique LS1 de la terrasse marine de la terrasse marine de dépôts +31 m. Le log a été relevé le long d'une coupe fraiche au bord de la Panaméricaine.

2) La Terrasse marine de dépôts +60 m. Log stratigraphique LS2.



Log stratigraphique LS2 de la terrasse marine de dépôts +60 m. Le log a été relevé dans un puits creusé dans la terrasse. Les cercles blancs et noirs matérialisent les échantillons prélevés.

Surface :

Influence de la quebrada donc beaucoup de clasts/galets en surface, plus que sur le reste de la surface même si on est à la limite de cette zone.

0-10cm :

Matrice plus ou moins argileuse, grains très fins. Niveau terrigène.

Blocs anguleux, galets arrondis :

7cm de Long, 1cm d'Epaisseur, plat

6cm de L, 3cm d'E, plat

Sub-anguleux, 6cm de L

Beaucoup de petits clasts de galets de Granite : 2cm

Galets de Granite, plats, arrondis :

1cm de L

1,5 d'E

Galets de Granite, allongé, arrondi : 2,5 d'E

Galets fracturés et clasts fracturés

10-20cm :

gypse + rose de gypse

Niveau gypseux avec clasts de galets de 2, 3 cm d'E.

Clasts de roches bréchées très vieilles. Granodiorite, Granite, beaucoup de granites différents.

Matrice plus sableuse, que niveau supérieur, plus grossière avec des grains anguleux de 0,5mm et 1mm de taille.

Gangues de gypse (croûte autour des galets)

20-35cm :

Galets arrondis de granite plats : 4,5cm L, 1,5cm E

Niveau bien induré. Plein de grains de 5mm. Matrice gypseuse.

Clast arrondi et allongé:

2cm L

1cm E

Clast de Monzogranite :

6cm L

2,5cm E

35-50cm :

Coquilles cassées, galets uniformément répartis dans le niveau et plus petits que dans le niveau supérieur.

Matrice sableuse noire

Clasts de galets plus petits que niveau supérieur, plus bréchés, anguleux.

Granodiorite :

2cm L

0,5cm E

Galets ronds et plats

Granodiorite verte et rouge, Granite, Monzogranite

Clasts de Quartzite :

2cm L

1cm E

50-58cm :

Niveau très dur, très induré ; petits clasts 50%, matrice sableuse très dure 50% ;

Clasts majeur :

1cm L

0,5cm E

Quelques galets ronds, petits, plats de 2cm de L

58-69cm :

Matrice douce qui se débite avec le doigt. Mélange de sable noir et clair.

Beaucoup plus de grains de quartz.

Coquilles

Petits galets et clasts de 1cm de L pas plus.

60% galets et clasts

40% sable

1 seul galet rond de Granodiorite de 6cm de L et 2 cm d'E

69-76cm :

Niveau très induré avec clasts de galets de Granodiorite etc.

2 cm de L

1 cm d'E

Induration : matrice de grains anguleux de 3mm

76-87cm :

Plusieurs galets de 8-10cm de L et 4cm d'E de Granodiorite. Matrice douce, sable plus fin que le niveau supérieur, Quartz, Granodiorite, coquilles, Granite, micas.

Morceau de coquilles et coquilles presque entières.

Galets fracturés de Granodiorite de 4 cm de L et de 2 cm d'E.

Clast de Granodiorite : 4,5 cm L et 1,5 cm E.

87-94cm :

Niveau très induré avec beaucoup de clasts. Moins de matrice que de clasts. Matrice constituée de sable noir, de sable de quartz et de phénocristaux de micas..

Mini galets de 3mm, ronds

Clasts de 2-3mm anguleux.

94-151cm :

Matrice douce : sable fin mixte, de couleur marron, micas, quartz.

Alternance de niveaux plus sableux fins, avec clasts anguleux inférieur à 1 cm de L, ou plus de galets dans la matrice sableuse.

Galets plats de 1 cm de L

Quelques galets plus gros arrondis et plats de 3cm de L et 2cm de large

Plus on va en profondeur plus les galets sont gros : classement décroissant (?)

Coquilles cassées dans tout le niveau

151-157cm :

Niveau très induré

Coquilles cassées dans la matrice avec clasts anguleux de 5 à 6 mm de L, quartz, Granite…

Matrice de grains de 2 mm, sub-arrondis ; plus de clasts que de matrice.

157-167cm :

Sable de plage très très fin, tout mou

167-172cm :

Niveau induré mais moins que les niveaux supérieurs.

Brèches de roches, Granite… de 2, 3 à 5 cm d'E.

Clasts de R très anguleux

172-179cm :

Niveau doux

4 cm de sable de plage très fin

2 cm de sable plus grossier, grain de sable de 1mm de quartz, micas, Granodiorite…

179-199/209cm :

Couche de 20-30 cm de gros galets de 20cm de L, plats et 10cm d'E

Monzodiorite : 15cm de L et 5cm d'E

Granite : 7cm de L et 3,5cm d'E

Granodiorite : 14 cm de L et 5cm d'E

199/209- et + :

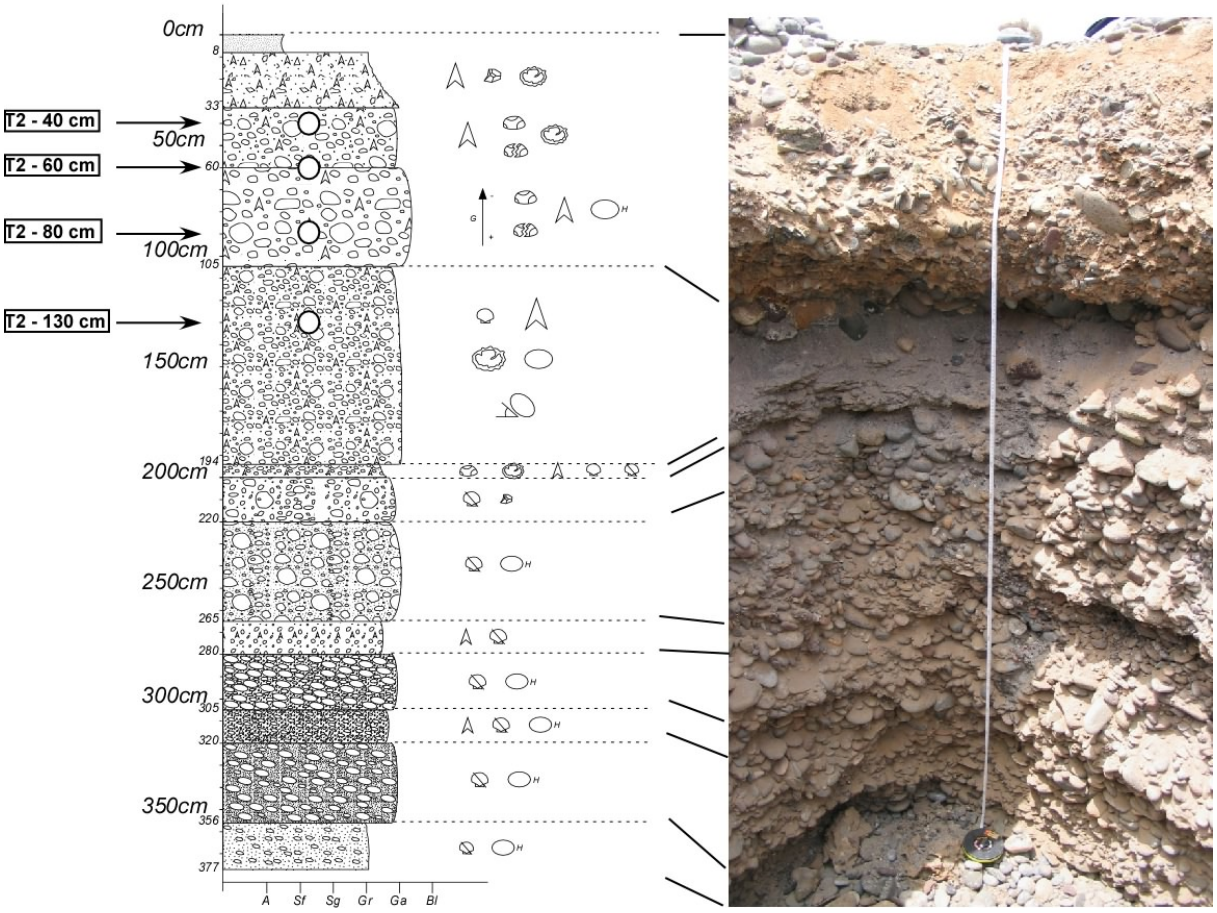
Sable grossier noir avec coquilles cassées ; les grains de sable sont anguleux de 1-2mm d'E.

Les gros galets reposent sur ce niveau ; le sommet de ce niveau est irrégulier.

On ne peut pas mesurer son épaisseur exacte.

Tous les niveaux sont bien symétriques, horizontaux/plans dans le trou.

3) La Terrasse marine de dépôts +94 m. Log stratigraphique LS3.



Log stratigraphique LS3 de la terrasse marine de dépôts +94 m. Le log a été relevé dans un puits creusé dans la terrasse. Les cercles blancs et noirs matérialisent les échantillons prélevés.

Au milieu de la surface, près d'une petite quebrada qui a incisé moins de 10cm la surface à côté du trou.

Surface :

Surface de couleur brune ; clasts et sable. Petits clasts et clasts plus gros, 5-7cm de long, de tous types.

0-8cm :

Sable argileux marron foncé.

8-33cm :

Couche de gypse blanche, fine, mélangée avec du sable argileux. Concrétions de gypse plus dures autour de clasts de 1 à 3cm de long.

33-60cm :

Couche de gypse avec des galets plats, arrondis de 2, 5 à 8cm. Certains sont complètement bréchés, de granite, granodiorite, ignimbrites. Croûte de gypse formée autour de grains de 2, 4 et 6mm, sub-arrondis. Les galets forment 20% de la couche.

60-105cm :

Niveau à galets dans une matrice gypseuse.

Granite rond : 3cm L et 2cm E

Granite plat : 5cm L et 1cm E

Granodiorite : 14cm L et 4cm E

Granoclassement décroissant dans la couche (les plus gros galets sont à la base de la couche et les plus petits en haut).

Beaucoup de galets plats en position horizontale.

Quartzite : 15cm L et 5cm E

1% des galets est cassé.

105-356cm :

Couche de moyens et gros galets dans une matrice de sable fin, noir et de sable clair, avec des coquilles entières et du gypse mais pas consolidé(e ?). Beaucoup de ces galets sont plats et en position sub-horizontale, avec un léger cabrage dont il est difficile de voir l'orientation du cabrage ; beaucoup atteignent 20cm L. les galets sont entourés d'une croûte de gypse.

Granite arrondi et plat : 8cm L et 3cm E

Quartzite arrondi : 4cm L et 2cm E

Au-dessus de la petite couche :

Granodiorite arrondie : 5cm L et 2cm E

Quartzite arrondi : 5cm L et 2cm E

Granodiorite arrondie : 7cm L et 2,5cm E.

A 89cm env. du sommet de ce niveau (194cm du sommet de la terrasse), on a une couche de 6cm d'épaisseur (**194-200cm**) de petits galets ronds avec des coquilles et une croûte de gypse autour des galets. La matrice est composée de petits galets plats, de gros clasts de coquilles ; il n'y a pas de sable mais du gypse.

Puis, on a une couche de 20cm d'épaisseur (de 95 à 115cm du sommet de ce niveau, soit de **200cm à 220cm** du sommet de la terrasse) de galets de 5mm à 10cm d'épaisseur, plats, sans matrice sableuse et avec beaucoup de coquilles cassées : petits clasts mais moins nombreux que dans le niveau supérieur de petits galets.

Granite : 5,5cm L et 1,5cm E

Migmatite : 6cm L, 2 cm E

Granodiorite : 6cm L, 1cm E

La majorité des galets mesure 3cm de long.

De **220cm à 265cm**, on a une couche de galets de 45cm à matrice sableuse non indurée grise et fragments de coquilles.

Les galets représentent 80% de la couche dont 80% de gros galets et 20% de petits. Les galets sont de différentes natures : quartzites, granites, ignimbrites, granodiorites.

Certains galets sont plats et à l'horizontale.

Dans les 80% de gros galets :

Granodiorite : 14cm L et 7cm E

Quartzite : 9cm L et 4cm E

De **265cm à 280cm**, on a une couche de petits galets à matrice gypseuse, dure et noire avec de gros clasts de coquilles.

De **280cm à 305cm**, on a une couche de galets plus gros, plats (80%) dans une matrice (20%) de gros graviers de 2mm d'épaisseur (90%) et plein de clasts de coquilles.

Les galets sont plats et orientés horizontalement.

Andésite arrondie : 11cm L et 5cm E

Granite arrondi : 3cm L et 2cm E

Clast de lutite arrondi : 7cm L et 2,5cm E.

De **305cm à 320cm**, couche de galets plats, petits (de 1 à 2 cm), orientés à l'horizontale dans la même matrice que le niveau supérieur, avec plein de coquilles. Couche dure car il y a beaucoup de gypse.

De **320cm à 356cm**, couche de galets plats, arrondis et entiers de 5 à 10cm de long (80%) dans une matrice (20%) noire de graviers (90% de la matrice) et de sable mélangés, avec des clasts de coquilles partout.

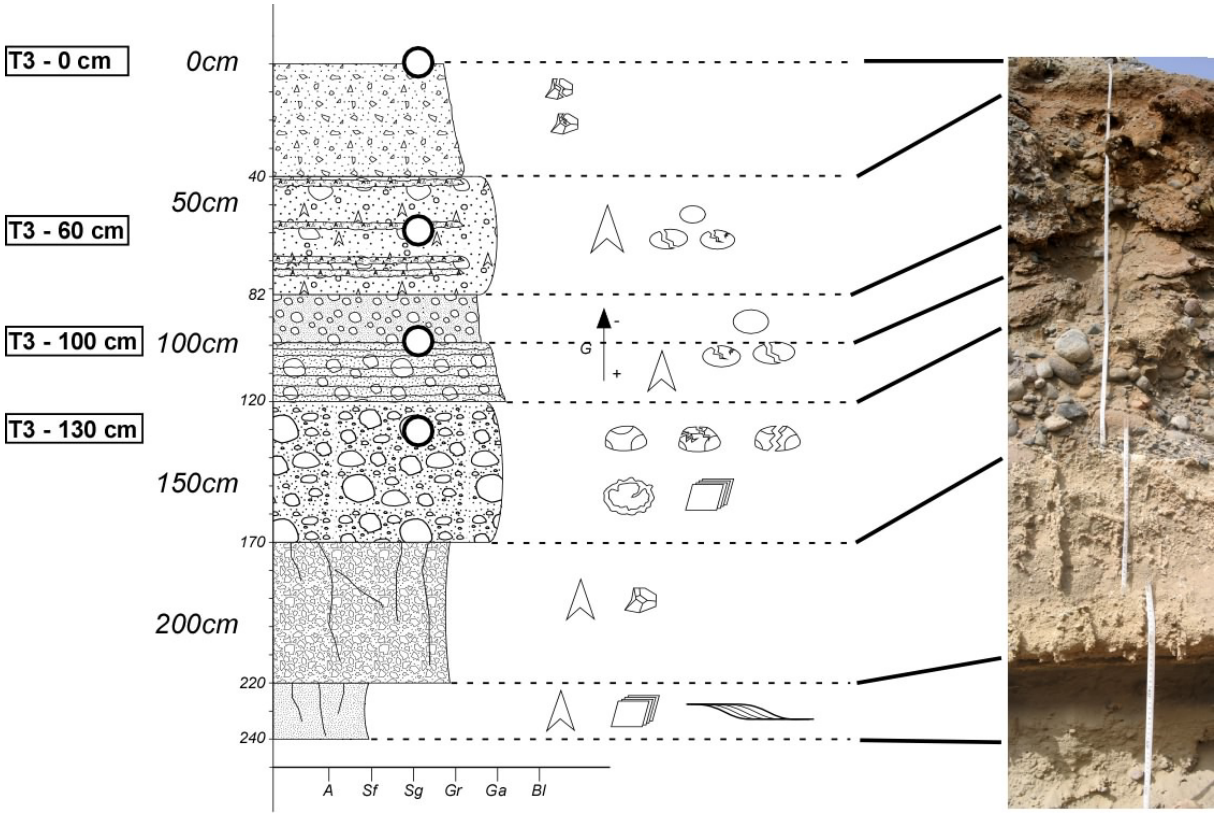
Andésite arrondie : 6,5cm L et 2,5cm E

Quartzite : 8cm L et 3,5cm E

356-377cm :

Petits graviers dans une couche indurée à matrice sableuse grise, fine avec des clasts de coquilles. Les graviers, de granite, andésite, quartzite, de roches chloritisées, granodiorite etc. mesurent entre 1 à 2cm et sont arrondis et plats.

4) La Terrasse marine de dépôts +154 m. Log stratigraphique LS4.



Log stratigraphique LS4 de la terrasse marine de dépôts +154 m. Le log a été relevé dans un puits creusé dans la terrasse. Les cercles blancs et noirs matérialisent les échantillons prélevés.

Trou existant ; dans le matériel sorti du trou en le creusant, sur le bord, on retrouve quelques galets arrondis, entourés de bryozoaires collés autour, dont un galet de 20cm L et 15cm E.

Surface :

Surface uniforme ; vernis du désert. Couleur brun-rouge. Pas de gros galet, seulement des petits galets et des petits clasts.

0-35/40cm :

Sable argileux. Petits morceaux de roches bréchées, 1cm-2cm de L.

2cm L et 0,5cm E

3cm L et 1cm E

40-80/85cm :

Plusieurs croûtes de gypse très dures. Une au sommet et les autres uniformément réparties dans le niveau. Clasts anguleux de roches bréchées à l'intérieur.

Clasts : 1cm – 5mm

Entre les croûtes, on a des petits et des gros galets arrondis, d'entiers, cassés à bréchés. Les gros galets sont cassés, bréchés mais les petits sont entiers.

Tous les types de roches. Matrice gypseuse composée de plein de petits clasts.

Granite : 10cm L et 4cm E.

80/85-115/120cm :

Matrice sableuse gris sombre assez fine. Galets arrondis jusqu'à 10cm L. Entiers/cassés/bréchés.

Granite : 7cm L et 2cm E

2 niveaux :

niveau de 15cm d'E de galets plus petits

niveau de 20cm d'E de galets plus gros avec des petites couches de gypse de 5mm d'E chacune env. On a une 20aine de couches horizontales qui suivent la forme des galets. Le gypse n'est pas trop consolidé et s'effrite.

120-170cm :

Même matrice sableuse que celle du niveau supérieur. Phénocristaux de micas de 2mm env.

Clasts uniformément répartis, sans classement, de toute taille de 1cm jusqu'à 15 à 20cm de long, sub-arrondis à arrondis, cassés (40%), bréchés (20%) et entiers (40%). Tout type de roches : granite, migmatites, ignimbrites etc.

Granite : 12cm L et 5cm E.

Ignimbrite : 10cm L et 5cm E

Galets entourés d'une croûte de gypse pour certains.

170-220cm :

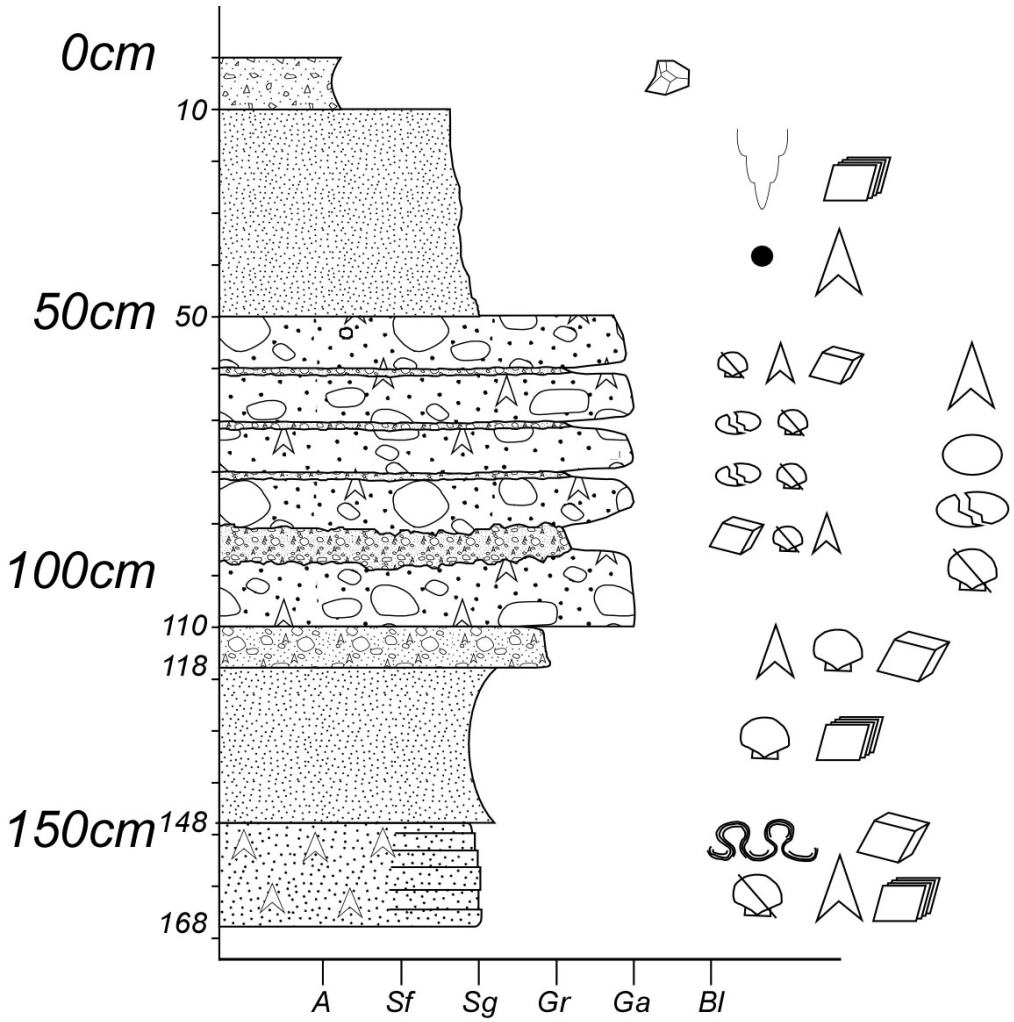
Cristallisation de gypse en forme verticale dans les fissures. Couche indurée avec clasts de 5mm à 1cm, sub-anguleux de tous types. Matrice argileuse dure, très fine.

220-240cm :

Sable quartzeux, fin, gris avec des micas. C'est le sable le plus fin vu depuis le trou 1, 4 et 5. Alternance de couches noires très fines et de couches claires : niveaux de marées. Tidalites – Sigmoïdes. Sous la couche de sable, on a une couche de gypse ; on retrouve un peu de gypse en vertical dans le sable. 10 petits galets disséminés dans la couche de sable, 5mm de long.

1 galet cassé de 1,5cm L et 1cm E.

5) La Terrasse marine de dépôts +207 m. Log stratigraphique LS5.



Log stratigraphique LS5 de la terrasse marine de dépôts +207 m. Le log a été relevé dans un puits creusé dans la terrasse. Les cercles blancs et noirs matérialisent les échantillons prélevés.

Surface :

Pareil que pour le trou n°5, sans bloc, clasts de 5-8cm de L, plus enchâssés dans la surface.

0-10cm :

Clasts anguleux, plats de 2cm L et 0,5cm E.

Matrice très fine, argileuse ; beaucoup de matrice et peu de clasts.

10-50cm :

Poupées de gypse ; certaines sont consolidées, d'autres pas.

Un tout petit peu de sable, micas.

Entre les poupées de gypse, on a une alternance de niveaux plans, horizontaux, noirs et marrons de sable un peu plus grossier que le premier niveau : 1mm chacun ; sable de quartz. Dans le sable, il y a aussi de petites boules de gypse.

Latéralement, il y a même des petites couches de gypse entre les niveaux gris et noirs.

Boules de gypse dans le sable, micas, feldspaths.

Quelques couches de sables fins dans les poupées de gypse aussi.

50-110cm :

Matrice gypseuse avec grains de sable.

Galets arrondis, plats. Granite, Monzogranite, etc.

Granite : 14cm L et 3cm E

11cm L et 3,5cm E

Certains galets sont cassés en 2 mais ils sont majoritairement entiers.

Dans cette couche, 4 niveaux indurés de 2cm d'E de phénocristaux agrégés, grains de 2mm, coquilles (peu). Le dernier niveau fait 10cm..

Les 4 niveaux sont espacés de 10 cm, le premier commence à 10cm du sommet.

Ils contiennent des grains, des petits galets, des coquilles et plein de gypse.

1ère couche : très peu de coquilles, toutes petites, cassées.

2ème et 3ème couche : galets et coquilles cassées.

4ème couche : sable grossier avec beaucoup de quartz et de coquilles cassées, gypse et calcite. Plus de calcite que de gypse dans cette couche par rapport aux 3 autres ; plus environnement de plage ?

Entre les 4 couches, on a des galets, arrondis et plats :

6cm L et 1,5cm E

6cm L et 1,5cm E

Galets moyens et petits sans classement ; coquilles cassées entre les galets.

1ère croûte : noire par endroits ; couches de sables noirs et couches de sables de quartz, gypse et calcite.

2ème croûte : coquilles. Très noire par endroits. Clasts.

Entre les 2ères couches, on a latéralement des galets imbriqués ou du sable grossier avec plein de coquilles et des couches noires et beiges en alternance.

110-118cm :

Croûte très dure de gypse, calcite et grains de sable de 0,5 à 1mm, pas litée. Petits galets de 1 à 2-3mm et coquilles.

118-138/148cm :

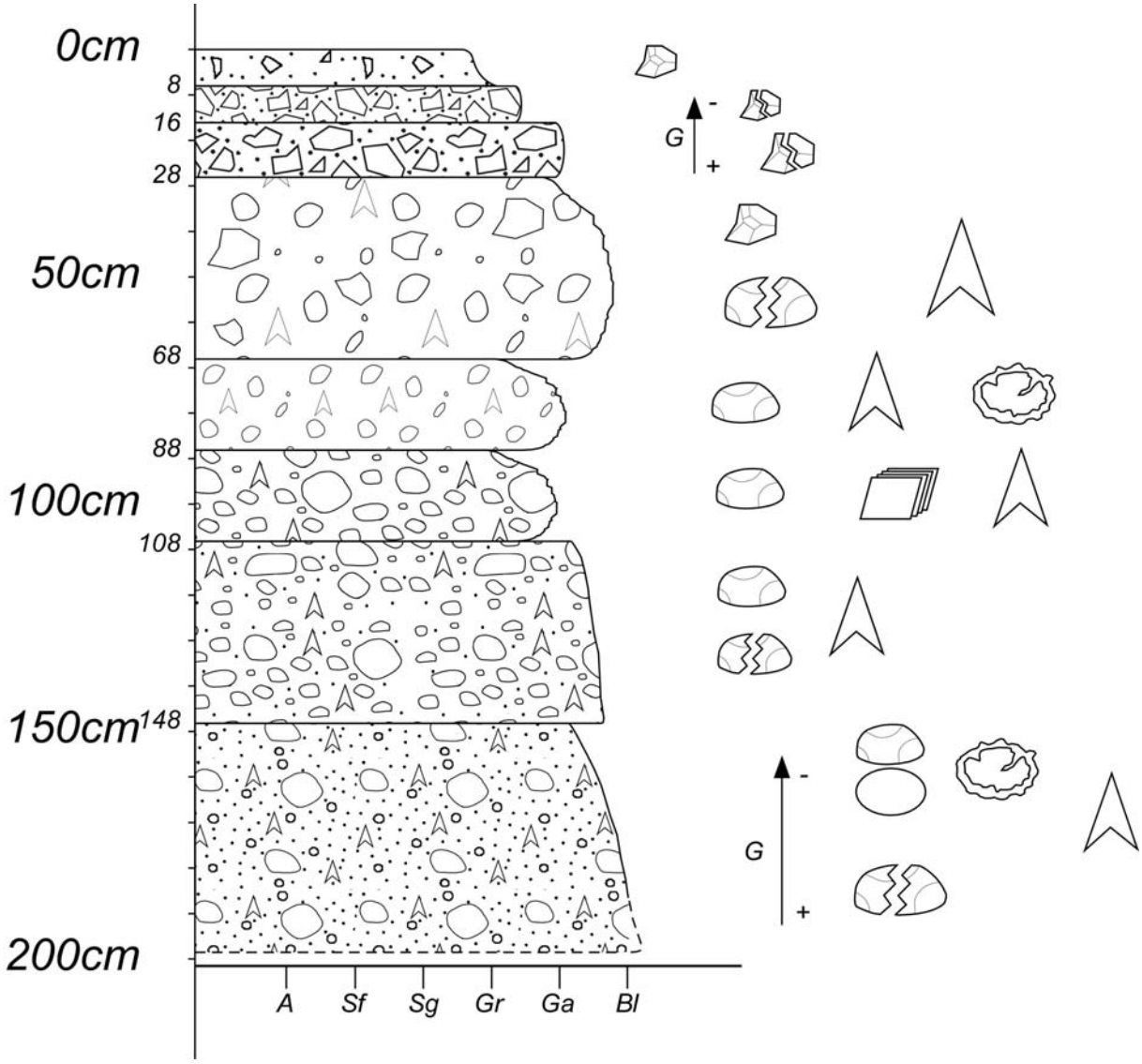
20 à 30cm de sable mou non consolidé, très clair, très quartzeux avec beaucoup de coquilles : sable très clair, presque que des grains de quartz de 0,5 à 1mm, avec des coquilles ; quelques micas. Quelques agrégations, boules de ce même sable (même nature) (dans ce niveau ou le niveau inférieur ??).

148-168cm :

Croûte dure, gypse et calcite.

Alternance de croûtes de sable noir et de sable plus grossier clair, de 2-3cm, consolidées, litées, qui se débitent suivant les lits. Plein de coquilles cassées, calcite, quartz de 1mm et micas. Au sommet, on a des figures d'échappement d'eau, à relier avec les agrégations de sable du niveau supérieur (?).

6) La Terrasse marine de dépôts +239 m. Log stratigraphique LS6.



Log stratigraphique LS5 de la terrasse marine de dépôts +207 m. Le log a été relevé dans un puits creusé dans la terrasse. Les cercles blancs et noirs matérialisent les échantillons prélevés.

Surface :

Clasts anguleux centimétriques, majoritairement plats. Patine du désert. La surface est sombre, de couleur moitié rouge-brun.

0-8cm :

20% : niveau sableux argileux avec des clasts anguleux de 3cm de L et 2cm d'E

80% : matrice uniforme et fine

8-28cm :

8cm d'une couche avec la même matrice mais avec beaucoup plus de clasts anguleux, bréchés. En moyenne 5cm L et 3cm E.

12cm : à la base de la couche, les clasts sont plus gros, en moyenne 10cm L et 2cm E.

28-108cm :

Matrice : poudre de gypse très blanc dans tout le niveau.

A partir du sommet de ce niveau :

40cm de gros blocs, anguleux et ronds, complètement bréchés ; 15cm de L jusqu'à 1cm L et 1cm E. Il y a même un bloc (roche sombre Andésite ou roche volcanique) de 40cm L et 10-15cm E.

20cm de galets ronds non bréchés.

Andésite ou roche volcanique : 8cm L et 3cm E

Granite : 6cm L et 3cm E

Andésite ou roche volcanique : 6cm L et 3cm E

Granite arrondis : 6cm L et 3cm E

Andésite ou roche volcanique : 6cm L et 1,5cm E ; galet arrondis avec gangue de gypse.

20cm de gros galets ronds entiers d'andésite ou roche volcanique, non bréchés dans une matrice avec micas.

Andésite ou roche volcanique :

21cm L et 8cm E

15cm L et 7cm E

108-148cm :

Matrice fine avec clasts de galets de 3cm et gypse mais moins qu'avant. Galets entiers non bréchés, arrondis ;

Granite : 10cm L et 2,5cm E.

Granite avec croûte de gypse autour : 10cm L et 3cm E.

Plus blocs arrondis et cassés de 40cm de L et 20cm d'E (Granite).

148-188cm et + :

Couche avec croûte de gypse autour des galets sub-arrondis à arrondis et plats.

6cm L et 3cm E

3cm L et 1,5cm E : Granite sub-arrondis.

9cm L et 5cm E : Granite

Les galets paraissent plus gros à la base du niveau qu'au sommet.

Matrice : peu de matrice, sableuse avec grains de 0,5mm de Quartz, Granite, Granodiorite…

Moyennement blanc, noir et croûte de gypse.

Le niveau continue avec des blocs de plus en plus gros bréchés.

TITLE: Pleistocene coastal uplift dynamic of the central Andes: Study of geomorphic evolution and dating (^{10}Be) of marine terrace sequences (Southern Peru – Northern Chile).

ABSTRACT

Geomorphic study and dating of marine terrace sequences along the coastal part of the Central Andean forearc evidence longitudinal and temporal variations in the response of the South American plate to the Nazca plate subduction during Pleistocene. The average uplift rates vary between 229 ± 40 (17.8°S) and 696 ± 53 mm/ka (15.33°S) along the coast. Rapid uplift periods alternate with slower uplift during the Pleistocene times. The morphologic evolution of the forearc is directly linked to active tectonic processes occurring along the subduction zone. Below a threshold in the coast-trench distance of about 100-110 km, the marine terraces are preserved and record the highest uplift rates of the whole Andean coastal front. The episodic uplift would be a result of the seismogenic zone surface variations during the Pleistocene and the related variation in the coast-trench distance.

AUTEUR : Marianne SAILLARD

TITRE : Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales : Etude de l'évolution géomorphologique et datations (^{10}Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou – Nord Chili).

DIRECTEURS DE THESE : Gérard Hérail et Laurence Audin

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : Toulouse, le 4 Juillet 2008

RESUME

L'étude géomorphologique et la datation de séquences de terrasses marines, le long de la côte des Andes centrales, a permis de mettre en évidence une variabilité longitudinale et temporelle de la réponse de la plaque sud-américaine à la subduction de la plaque Nazca, au cours du Pléistocène. Les vitesses de soulèvement moyennes, déduites des âges ^{10}Be, varient de 229 ± 40 (17,8°S) à 696 ± 53 mm/ka (15,33°S) le long de la côte. Des périodes de soulèvement rapide alternent avec des périodes de soulèvement plus lent au cours du Pléistocène. L'évolution morphologique de l'avant-arc est contrôlée par des processus tectoniques actifs liés à la zone de subduction. En-dessous d'une valeur seuil de 100-110 km de distance fosse-côte, les terrasses marines sont préservées et enregistrent les plus forts taux de soulèvement de la côte. Le soulèvement épisodique résulterait d'une variation de la surface de la zone sismogénique au cours du Pléistocène, en relation avec la variation de la distance fosse-côte.

MOTS-CLEFS: Terrasses marines, Béryllium-10, U-Th, Pléistocène, vitesses de soulèvement côtier, Andes centrales, avant-arc, Pérou, Chili, morphologie côtière, variations du niveau marin, distance fosse de subduction-côte, zone sismogénique, érosion tectonique, sous-placage.

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE
Sciences de la Terre et Environnement

INTITULE ET ADRESSE DU LABORATOIRE

Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG)
14 av. Edouard Belin
31 400 Toulouse
France