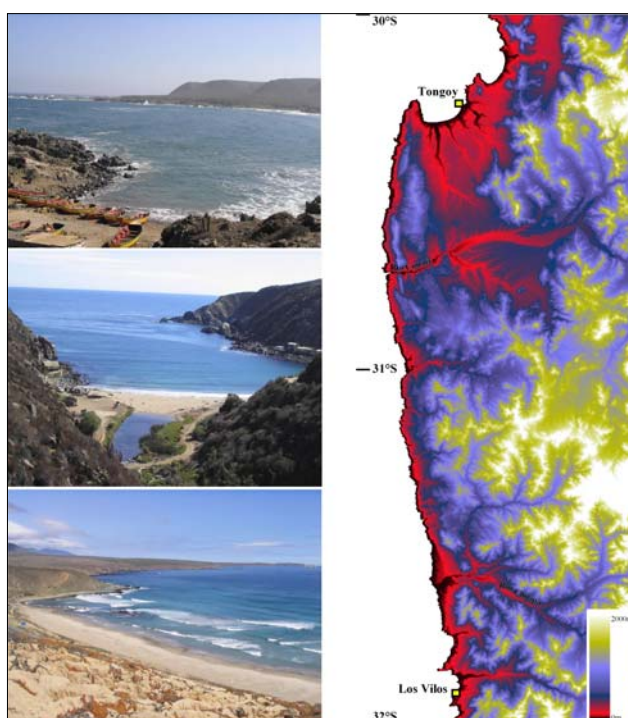




EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE ET TECTONIQUE DE LA COTE CHILIENNE ENTRE TONGOY ET LOS VILOS (30 – 32°S) NORTE CHICO



Présenté par :

SAILLARD Marianne

Encadrants :

Gérard HERAIL

Joseph MARTINOD

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier tout d'abord mes deux maîtres de stage, M. Hérail et M. Martinod pour leur confiance, leur soutien et leur disponibilité. Merci de m'avoir fait découvrir un pays aussi riche et magnifique que le Chili.

Merci à toute l'équipe de l'IRD au Chili qui m'a accompagnée tout au long de mon stage à Santiago ; je remercierai, d'abord, tout particulièrement Nelda et Sergio pour leur extrême gentillesse et leur dévouement.

Merci à toi, Nelda, qui a toujours le sourire et la solution à tous les problèmes.

Merci à toi, Sergio, pour tes plaisanteries et ta bonne humeur ; pour m'avoir emmenée partout, sur toutes les pistes de mon terrain d'étude, sans perdre le sourire, avec la même musique en boucle !!!! Merci, bien sûr, pour ton excellent *pebre* et tes *piscos*.

Je remercie aussi Thierry Nalpas, pour avoir eu la gentillesse de m'aider et m'aiguiller dans mon travail, et Dominique Rémi.

Enfin, merci à Hugo et Alexandra pour leur générosité sans limite, leur gentillesse, leur soutien et les petites taquineries d'Hugo.

Un merci tout particulier à Isabel qui m'a accueillie et permis de passer un très agréable séjour à Santiago, en compagnie, bien sûr du chat, Téodora ; merci pour toutes ces discussions (en espagnol, bien sûr !) que nous avons eues et pour tous les moments où nous avons ri aux éclats avec Nelda notamment ; merci pour les promenades de « tourisme » le soir..., pour le chocolat sur les sorties terrains (mais oui, c'est bien toi... je l'ai toujours su !!!), pour les cadeaux de retour en France, les repas aussi « ricos » que faciles et rapides à faire et pour ta personnalité : tu es une personne riche, intègre, généreuse, drôle et je considère avoir eu beaucoup de chance de faire ta connaissance et te côtoyer pendant près d'un mois et demi ; j'espère te revoir bientôt.

Merci à l'équipe du LMTG qui m'a accueillie dans son laboratoire ; à José Darrozzes pour son aide et ses conseils ; à Pierre-Olivier Antoine, future star, pour m'avoir acceptée dans son tout nouveau bureau.

Je remercie tout particulièrement Wilber Hermoza, l'expert ès Canvas et raccourcis-clavier, pour son soutien, ses encouragements, son aide et ses précieux conseils, pour sa grande disponibilité et gentillesse.

Enfin, un dernier remerciement, et non le moindre, à Nicolas pour tous les fous rires ; pour notre amitié de longue date et notre complicité. Sans oublier les étudiants de DEA de l'année 2003-2004, pour la bonne ambiance au sein du DEA.

RESUME

Nous nous sommes intéressés à la morphologie de la côte du Pacifique et en particulier à la présence de surfaces d'abrasion marine le long de la côte du Nord du Chili au niveau de la zone entre la ville de Tongoy ($30^{\circ}15'S$, à 80km au sud de la ville de La Serena), et la ville de Los Vilos, environ 200km plus au Sud, afin de caractériser la dynamique d'évolution depuis le Néogène à l'actuel de cette région. Le long de la zone côtière, on distingue des surfaces d'abrasion marine et des zones de dépôts. Les surfaces d'abrasion marine sont discontinues, parallèles à la côte, légèrement pentées en direction de l'océan et caractérisées par un escarpement à leur base et à leur sommet ; on retrouve plusieurs niveaux de surfaces étagés à des altitudes différentes et perchés jusqu'à plus de 400m d'altitude. Il est possible de définir quatre niveaux de surfaces. Les zones de dépôts, quant à elles, se localisent à l'embouchure des Ríos importants et au niveau de la Baie de Tongoy. On constate que la répartition des surfaces n'est pas influencée par la nature des roches. Les altitudes des surfaces sont moins importantes au Sud qu'au Nord. La surface t_3 , la plus ancienne, est nettement plus affectée par des failles normales, orientées globalement N-S et à rejeu vertical, que les trois autres surfaces. D'autre part, que le Nord de la région d'étude est plus déformé que le Sud et l'Est. Enfin, au Nord, au niveau des Altos de Talinay, on observe bien la succession complète des quatre surfaces. Pour conclure, on peut dire que la formation des surfaces d'abrasion dans cette région est liée à l'interaction des effets de l'eustatisme et de la tectonique régionale sur la zone côtière. Cependant, les phénomènes eustatiques ne peuvent pas expliquer à eux seuls l'altitude des surfaces d'abrasion. Les soulèvements que nous mettons en évidence pourraient résulter du passage de la ride Juan Fernandez sous le Norte Chico. Dans ce cas, ces soulèvements devraient être anciens (environ 10 Ma). La région que nous étudions se situe à une distance particulièrement faible de la fosse océanique ; elle est d'autant plus faible au Nord de la zone qu'au Sud. On observe donc que la zone la plus proche de la fosse est aussi celle qui est la plus soulevée. Un autre phénomène qui pourrait expliquer la tectonique affectant la côte chilienne est le sous-placage de roches érodées à la plaque continentale, au niveau de la Cordillère de la Côte et qui la soulèvent. Ainsi, il se forme des failles normales qui viennent accommoder ce soulèvement. Le seul argument pouvant accréditer l'une ou l'autre hypothèse expliquant le soulèvement de la côte chilienne est l'âge de ce soulèvement. Or on ne dispose d'aucune datation ; il faudrait donc concentrer les efforts sur ce problème de datation.

Table des matières

1. Introduction	2
2. Présentation : contexte général des Andes centrales et de la zone d'étude entre Tongoy et Los Vilos, Norte Chico.....	3
2.1 Introduction	3
2.2 Les Andes centrales 10–35°S	3
2.2.1 Description morphostructurale	3
2.2.2 Convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud.	4
2.2.3 Segmentation de la plaque Nazca et segmentation andine.....	4
a) La zone de subduction péruano-chilienne	4
b) Segmentation volcanique	6
c) Segmentation morphologique	7
2.3 La zone d'étude : région de Tongoy - Los Vilos, 30-32°S de latitude.....	7
2.3.1 Localisation – Cadre géodynamique	7
2.3.2 Cadre géologique.....	7
2.3.3 Cadre géomorphologique	7
3. Généralités sur la géomorphologie côtière : l'érosion littorale	10
3.1 Les agents de l'érosion littorale	10
3.1.1 Les vagues	10
3.1.2 Les courants.....	12
a) Les courants de débris	12
b) Les courants de marée	12
3.1.3 Le vent.....	13
3.1.4 Le ruissellement et le glissement	13
3.1.5 La dissolution	13
3.1.6 Les actions biologiques	13
3.2 Les formes du rivage : falaise et plage.....	13
3.2.1 La falaise et la plate-forme rocheuse.....	13
3.2.2 La plage	14
3.3 Régularisation de la ligne de rivage	15
4. Etude de la morphologie côtière de la région de Tongoy – Los Vilos, 30 – 32°S	15
4.1 Outils	15
4.2 Description et typologie	15
4.2.1 Les surfaces d'abrasion marine de la région Tongoy – Los Vilos (30 – 32°S) ..	16
4.2.2 Les zones de dépôts.....	21
4.3 Mise en évidence de la tectonique locale	21
4.3.1 Influence de la lithologie.....	21
4.3.2 Les failles	21
4.3.3 Variations N-S de l'altitude des surfaces d'abrasion	23
5. Discussion : origine de la surrection et de la tectonique mise en évidence dans la région de Tongoy – Los Vilos	24
6. Conclusion : nécessité de dater les surfaces d'abrasion marine.....	25
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	26

1. Introduction

Le moteur de l'évolution tectonique des Andes centrales est lié à la subduction de la plaque océanique Nazca sous la plaque continentale Amérique du Sud. Le plan de subduction n'est pas homogène le long de la bordure de la plaque continentale ; des segments de subduction inclinée de 30° alternent avec des segments de subduction sub-horizontale. La zone d'étude se localise dans l'avant arc du Nord du Chili, au-dessus d'un segment sub-horizontale ; elle s'étend sur deux degrés en latitude, de 30 à 32°S , entre les villes de Tongoy et Los Vilos, et correspond à la bordure côtière du Chili.

Pour caractériser et établir la dynamique d'évolution depuis le Néogène à l'actuel de l'avant arc chilien dans cette région, nous nous sommes intéressés à la morphologie de la côte du Pacifique et en particulier à la présence de surfaces d'abrasion marine le long de la côte chilienne. L'objectif de ce travail de recherche est d'établir l'évolution géomorphologique de la zone d'étude dans l'avant arc en quantifiant l'influence des variables géodynamiques.

Pour cela, nous présenterons dans un premier temps le contexte général des Andes centrales et de la région d'étude, puis quelques généralités sur la morphologie côtière, notamment sur la formation de surfaces d'abrasion marine. Puis nous étudierons la géomorphologie de la région d'étude en montrant comment elle permet la mise en évidence de la tectonique locale et enfin, nous discuterons des phénomènes géodynamique responsables de la surrection et de la déformation de l'avant arc depuis le Néogène.



Fig.1

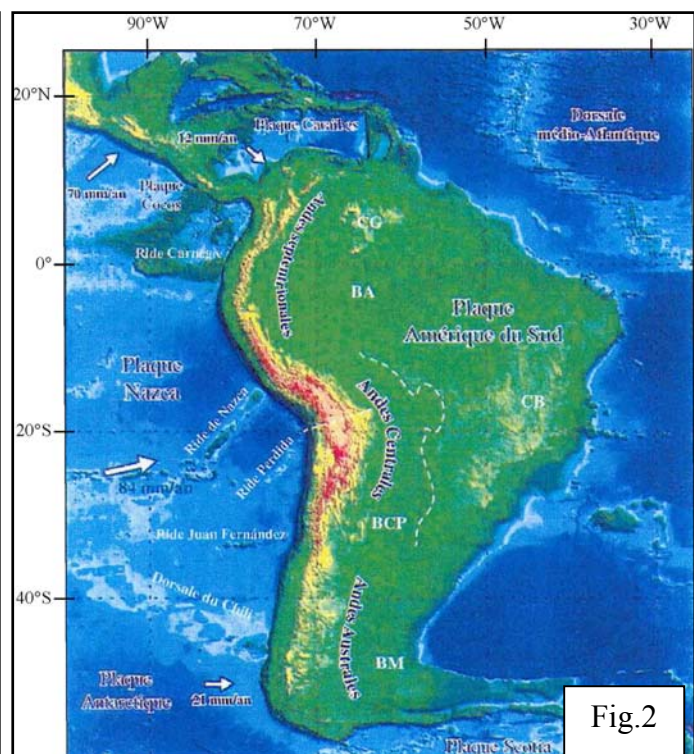


Fig.2

Fig.1 : Localisation géographique des Andes et de la zone d'étude

Fig.2 : Topographie de l'Amérique du Sud et bathymétrie des plaques plongeantes – Vitesse et mouvement relatifs de subduction – Les trois segments des Andes. CG : Craton guyanais ; CB : Craton brésilien ; BA : Bassin amazonien ; BCP : Bassin du Chaco-Parana ; BM : Bassin de Magellan.

2. Présentation : contexte général des Andes centrales et de la zone d'étude entre Tongoy et Los Vilos, Norte Chico

2.1 Introduction

La cordillère des Andes, plus longue chaîne de montagne du monde (8 000 km), s'étend sur sept pays : Venezuela, Colombie, Équateur, Pérou, Bolivie, Chili et Argentine. Elle s'étire sur 66° en latitude le long de la façade occidentale de l'Amérique du Sud (Fig.1). La structuration et la configuration morphologique actuelles sont liées à différents processus tectoniques associés à la subduction de la plaque océanique Nazca, qui plonge sous la plaque continentale Amérique du Sud (Fig.2). 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 (plus grandes quantités de raccourcissement). La croûte continentale est fortement épaissie et atteint localement 80 km (Wigger et al., 1994 ; Zandt et al., 1994, 1996 ; Beck et al., 1996) ; elle est compensée par une anomalie topographique positive majeure, le haut plateau de l'Altiplano-Puna ($\approx 4000\text{m}$). 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 du monde.

On distingue trois grands domaines : les *Andes australes ou méridionales (35-55°S)*, *centrales (10-35°S)* et *septentrionales (12°N-10°S)* (Fig.2). S'étendant sur le nord de l'Argentine, sur le Chili, la Bolivie et le Pérou, les deux premières sont apparues il y a environ 230 millions d'années. Dans un premier temps, la marge active a été soumise à une tectonique essentiellement extensive pendant une centaine de millions d'années. Des bassins se sont formés au sein de la croûte continentale sud-américaine dans des terrains hercyniens et précambriens. D'importants dépôts d'origine volcanique témoignent de l'intensité du magmatisme déjà à cette époque. Au début du Crétacé supérieur, il y a 100 millions d'années, commence une phase de compression, liée à l'ouverture de l'Atlantique Sud, alternant avec d'autres épisodes de distension, entraînant la formation de nouveaux bassins extensifs et/ou compressifs.

2.2 Les Andes centrales 10–35°S

2.2.1 Description morphostructurale

Comme dans toutes les zones de subduction, on peut distinguer dans les Andes centrales un domaine d'avant arc, entre l'arc volcanique et la fosse de subduction, un domaine d'arc magmatique ou volcanique et un domaine d'arrière arc (Jordan et al., 1983). Ces domaines définissent une succession d'unités morphostructurales parallèles à la fosse océanique.

L'arc volcanique correspond à une frange de volcans actifs atteignant presque 7000m d'altitude. Dans la région d'arrière arc, l'Altiplano-Puna correspond à un haut plateau qui s'étend sur plus de 2000km de long et dont l'altitude moyenne avoisine les 4000m et la largeur peut atteindre les 300km. À l'Ouest de l'arc volcanique, dans le domaine d'avant arc du nord du Chili, les unités longitudinales discontinues (la Cordillère de la Côte, la Dépression centrale, la Précordillère et les Dépressions Préandines) reflètent plus ou moins le déplacement de l'Ouest vers l'Est de l'arc volcanique, depuis le Jurassique, jusqu'à sa position actuelle, acquise à la fin du Néogène, il y a 10 Ma (Coira et al., 1982 ; Allmendinger et al., 1997 ; Riquelme, 2003). La discontinuité de ces unités est liée à la géométrie du plan de subduction, comme expliqué dans la partie 2.2.3c).

2.2.2 Convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique du Sud.

– Convergence actuelle : le vecteur de convergence actuel a une orientation quasi-constante le long de la limite entre les deux plaques : $N 75^{\circ}E \pm 5^{\circ}$; la vitesse correspondante varie entre 78mm/an au Nord et 84mm/an au Sud, d'après le modèle Nuvel (De Mets et al., 1990, 1994 ; Fig.3). Norabuena et al. (1998) et Bevis et al. (2001) proposent respectivement une vitesse de 68mm/an et 62 mm/an orientée $N 76^{\circ}E$, d'après l'analyse de données GPS ; la différence entre les deux séries de valeurs est attribuée à une décélération de la convergence au cours des trois derniers millions d'années.

– Evolution de la convergence depuis le Cénozoïque : il y a 49 Ma, on observe un important changement dans l'orientation du vecteur de convergence (Pilger, 1984 ; Wortel, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987) ; depuis 49 Ma, la vitesse de convergence a varié et deux épisodes de convergence rapide, caractérisés par une convergence moyenne supérieure à 10cm/an sont enregistrés. Le premier se produit entre 49 et 42 Ma (15cm/an à $10^{\circ}S$) 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 semble prépondérant ; les périodes de convergence rapide augmentent le niveau des contraintes compressives et favorisent le développement de phases tectoniques compressives à l'intérieur de la chaîne andine (Riquelme, 2003).

2.2.3 Segmentation de la plaque Nazca et segmentation andine

La segmentation des Andes centrales reflète en partie la segmentation géométrique du plan de subduction de la plaque Nazca sous la plaque continentale (e.g. Barazangi et Isacks, 1976 ; Jordan et al., 1983 ; Isacks, 1988 ; Riquelme, 2003 ; Fig.3). Ainsi, il est vraisemblable que l'évolution des Andes soit fortement contrôlée par des facteurs liés à la géométrie de la plaque océanique subductée : variation latérale du pendage du plan de Wadati-Benioff (Jordan et al., 1983), variations de largeur et d'épaisseur du biseau asthénosphérique sous la lithosphère continentale (Isacks, 1988).

a) La zone de subduction péruano-chilienne

Elle se caractérise par :

- 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)
- Un mouvement absolu de la plaque Amérique du Sud en direction de la fosse (Ziegler et al., 1981 ; Beck, 1987 ; Isacks, 1988 ; Beck et al., 1994 ; Gripp et Gordon, 1990)
- La subduction d'une lithosphère océanique légère, car relativement jeune (Eocène à Actuel) (Ziegler et al., 1981 ; Fig.4)
- La subduction d'anomalies bathymétriques : rides asismiques de Nazca, Perdida et Juan Fernandez (Gutscher et al., 2000)(Fig.2 et Fig.3)

L'étude de la distribution des séismes de profondeur intermédiaire a permis de caractériser la géométrie et la segmentation du plan de Wadati-Benioff de la plaque Nazca ; les variations latérales du pendage du plan de subduction permettent de définir quatre segments principaux sous les Andes centrales : deux segments subhorizontaux ($5-15^{\circ}S$ et $27-33^{\circ}S$) alternent avec deux segments inclinés d'environ 30° vers l'Est ($15-27^{\circ}S$ et au sud de Santiago ($33^{\circ}S$)) (e.g. Isacks et Molnar, 1971 ; Barazangi et Isacks, 1976, 1979 ; Araujo et

Suarez, 1994 ; Norabuena et Snoke, 1994 ; Riquelme, 2003 ; Fig.3). Trois phénomènes peuvent expliquer l'existence de zones de subduction subhorizontale :

- La subduction de rides asismiques légères, comme la ride de Nazca et Juan Fernandez (Gutscher et al., 2000 ; Fig.3)
- La convergence rapide et la jeunesse relative de la plaque Nazca (Barazangi et Isacks, 1979 ; Cross et Pilger, 1982 ; Cahill et Isacks, 1992 ; Fig.4)
- Le mouvement absolu de l'Amérique du Sud au-dessus de la plaque plongeante (Scholtz et Campos, 1994)

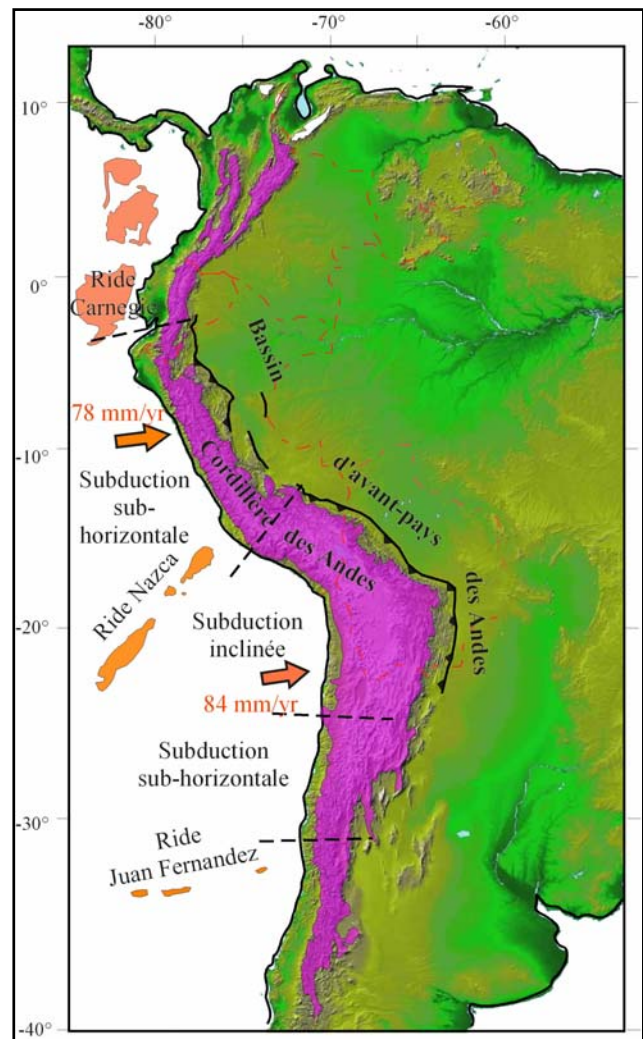
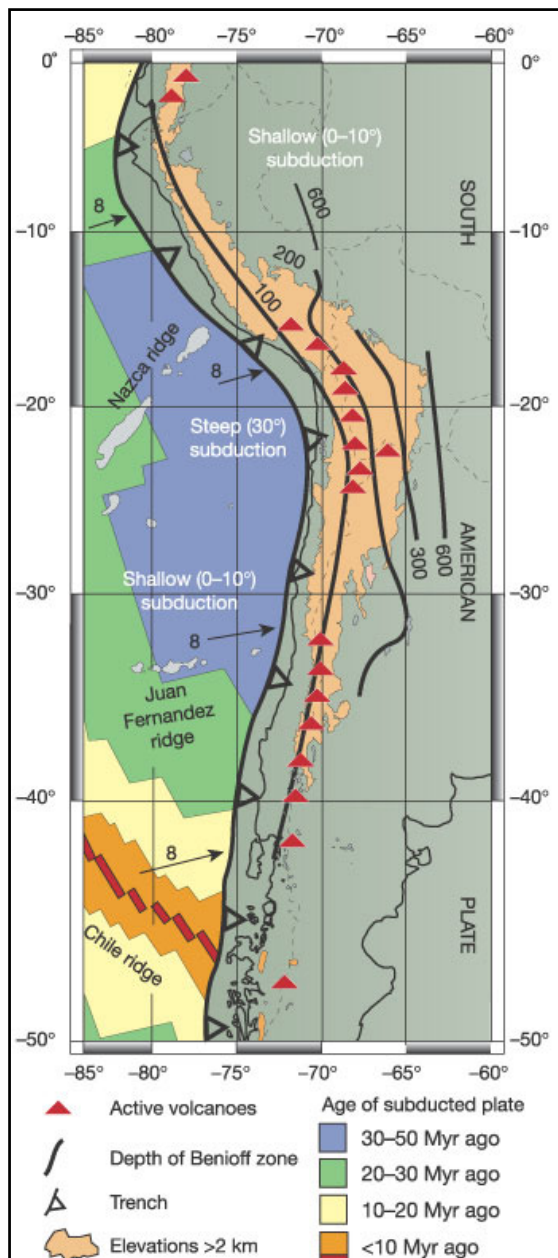


Fig.3 : Localisation de la segmentation du plan de subduction sur une image satellite (SRTM www2.jpl.nasa.gov)

Fig.4 : Age et bathymétrie de la plaque en subduction et volcanisme associé, d'après Lamb et Davis (2003)

Les transitions latérales entre les segments subhorizontaux et inclinés se localisent au sud du Pérou (13-15°S), dans le nord (24-28°S) et le centre du Chili (32-34°S) (Fig.3) ; la transition située au Nord du Chili est progressive (e.g. Barazangi et Isacks, 1976, 1979 ; Cahill et Isacks, 1992). La zone de transition proprement dite, dont la géométrie a été

interprétée comme un anticlinal évasé d'axe incliné vers l'Est (Cahill et Isacks, 1992), est située au sud de 25°S sur une distance qui ne dépasse pas les 100km (Araujo et Suarez, 1994). Pour la transition située au centre du Chili, la plaque sub-horizontale retrouve son pendage de 30° vers l'Est sur une très courte distance (Bevis et Isacks, 1984 ; Cahill et Isacks, 1992). Cette transition coïncide avec la subduction de la ride Juan Fernandez, ce qui suggère une relation de causalité entre subduction de la ride et horizontalisation de la plaque océanique (Nur et Ben-Avraham, 1981 ; Gutscher et al., 2000, 2002 ; Yañez et al., 2001, 2002). La subduction sub-horizontale résulterait de la plus grande flottabilité de la plaque plongeante, au niveau de la ride, qui passe plus difficilement en subduction.

b) Segmentation volcanique

La présence ou l'absence de volcanisme *actif* est étroitement liée à la géométrie de la subduction de la plaque Nazca. En effet, les zones de subduction sub-horizontale ne présentent pas de trace de volcanisme actif (Fig.4); la subduction est moins facile : la plaque en subduction repousse le biseau asthénosphérique et les deux plaques lithosphériques se retrouvent directement au contact l'une de l'autre (Barazangi et Isacks, 1979 ; Kay et al., 1987, 1988, 1991 ; Kay et Abruzzi, 1996 ; Riquelme, 2003).

Ainsi, l'évolution et l'âge des segments de subduction sub-horizontale peut être connu grâce au volcanisme. Par exemple, James et Sacks (1999) pensent qu'il y a eu, entre -35 et -25 Ma, un segment sub-horizontale sous la limite Nord du Chili – Sud du Pérou ; Yañez et al (2001) proposent que ce segment ait pu migrer vers le Sud, en relation avec le déplacement vers le Sud de la ride Juan Fernandez. Le point de collision se serait déplacé le long de la zone de subduction sur plus de 1700 km entre -20 et -10 Ma, mais depuis 10 Ma, il reste fixe (Fig.5).

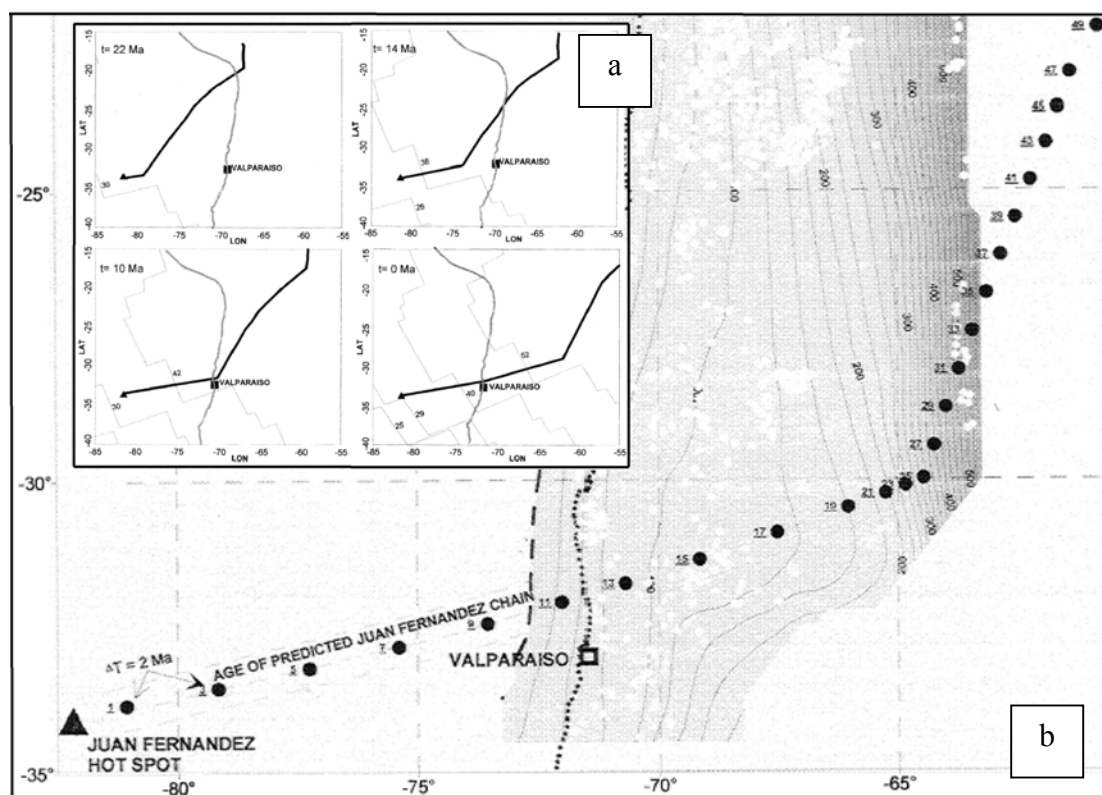


Fig.5 : a – Trajectoire de la ride Juan Fernandez depuis 49 Ma jusqu'à présent ; b – Position actuelle de la ride – Les lignes de niveaux montrent la profondeur du plan de Wadati-Benioff – la localisation du hot spot est indiquée par un triangle ; d'après Yañez et al., 2001, modifié

Un modèle chronologique d'évolution de la géométrie du plan de subduction entre 28 et 33°S a été proposé à partir d'études pétrologiques et géochimiques des roches volcaniques de l'Oligocène-Miocène (Kay et al., 1987, 1988, 1991). Entre 25 et 20 Ma, la fusion du biseau asthénosphérique présent sous la lithosphère continentale produit la déshydratation de la plaque océanique et permet la génération de magmas émis dans la Cordillère Principale. A partir de 20 Ma, l'horizontalisation de la plaque océanique débute et induit une expansion de l'arc volcanique en direction de la Précordillère argentine. Il y a 10 Ma, le volcanisme actif cesse dans la Cordillère Principale et se déplace vers l'Est pour atteindre les Sierras Pampeanas il y a 7 Ma. Finalement, le volcanisme disparaît il y a 4,7 Ma, quand la plaque en subduction devient complètement sub-horizontale.

c) Segmentation morphologique

On constate que la répartition des unités morphostructurales est associée à la géométrie du plan de subduction ; au niveau des subductions sub-horizontales, la Précordillère et la Dépression centrale disparaissent ; il ne reste alors que la Cordillère de la Côte et la Cordillère Principale (Fig.6B). Ainsi, la plaque plongeante exerce bien un contrôle sur la morphologie de la plaque sus-jacente.

2.3 La zone d'étude : région de Tongoy - Los Vilos, 30-32°S de latitude

2.3.1 Localisation – Cadre géodynamique

Notre zone d'étude s'intègre dans la zone d'avant arc, dans la Cordillère de la Côte, au niveau du segment des Andes centrales. Elle se situe au Nord du Chili, dans le *Norte Chico*, dans la IV^{ème} région (région de Coquimbo), au-dessus d'un segment de subduction sub-horizontale (Fig.1 et Fig.6) ; celui-ci s'est mis en place au cours du Miocène, il y a 10 Ma et il est lié au passage de la ride asismique Juan Fernandez, sous la plaque continentale, qui allège la plaque océanique qui a du mal à s'enfoncer dans l'asthénosphère ; elle vient glisser et se coller sous la plaque continentale et la soulever.

A ces latitudes, il n'y a pas de trace de volcanisme actif et ne sont présentes que les unités géomorphologiques de la Cordillère de la Côte et la Cordillère Principale ; il n'y a donc pas de Dépression centrale ni de Précordillère. La région d'étude correspond à la zone côtière entre la ville de Tongoy (30°15'S, à 80km au sud de la ville de La Serena), et la ville de Los Vilos, environ 200km plus au Sud (Fig.6).

2.3.2 Cadre géologique

Les terrains qui composent cette région sont d'âge Paléozoïque à Quaternaire ; se sont essentiellement des roches métamorphiques du Paléozoïque, appartenant au *Complexe métamorphique du Choapa*, des roches intrusives du Jurassique, appartenant à la *super-unité Mincha* et des dépôts continentaux et marins du Tertiaire et du Quaternaire (Rivano et Sepulveda, 1991 ; Bohn Horst, 1967 ; Fig.7).

2.3.3 Cadre géomorphologique

Le long de la zone côtière, on distingue des surfaces d'abrasion marine et des zones de dépôts. Les surfaces d'abrasion marine sont discontinues, parallèles à la côte, légèrement pentées en direction de l'océan et caractérisées par un escarpement à leur base ; on retrouve plusieurs niveaux de surfaces étagés à des altitudes différentes (Cf. paragraphe 4.2). Les zones de dépôts, quant à elles, se localisent à l'embouchure des Ríos importants et au niveau de la Baie de Tongoy (Cf. paragraphe 4.2).

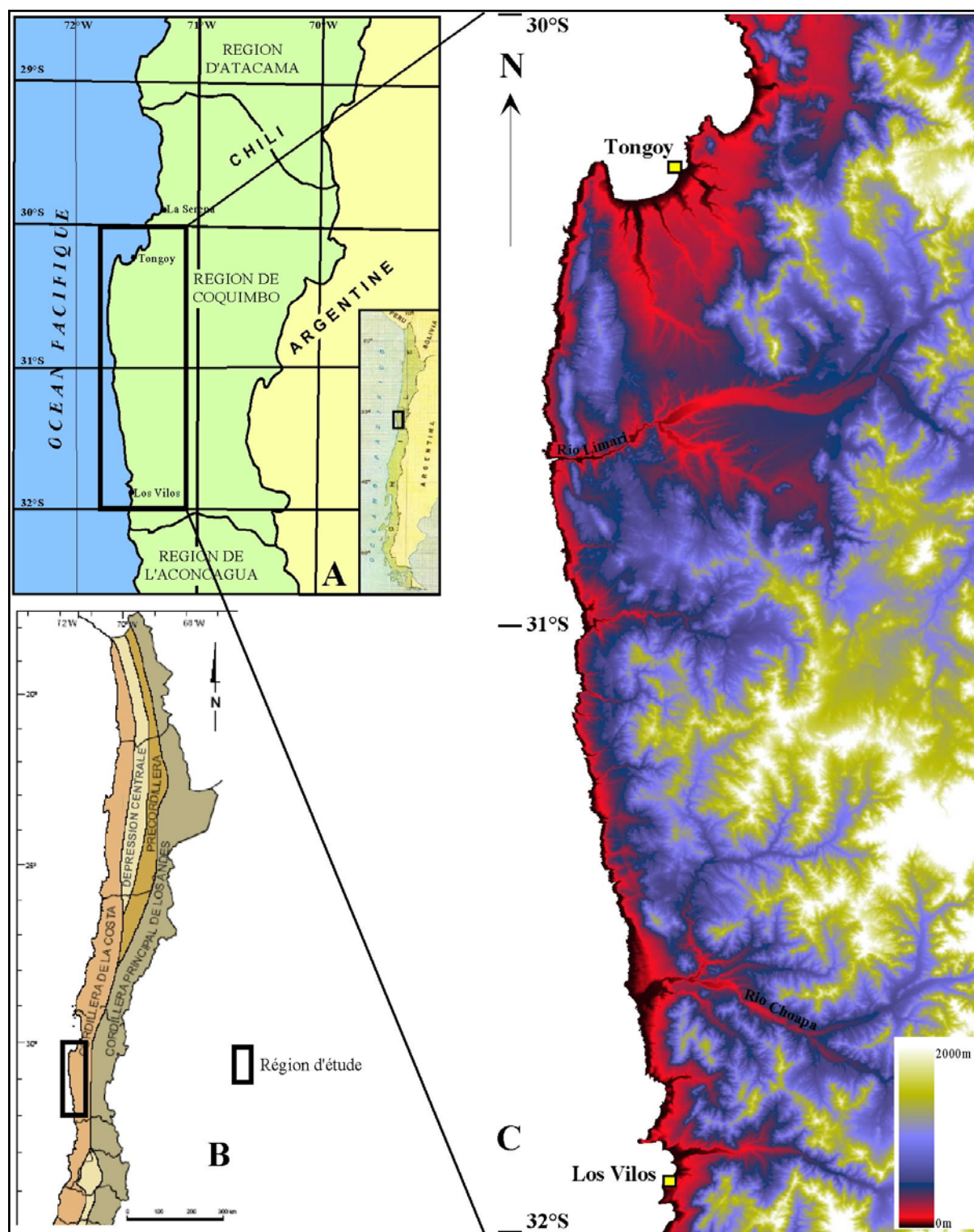
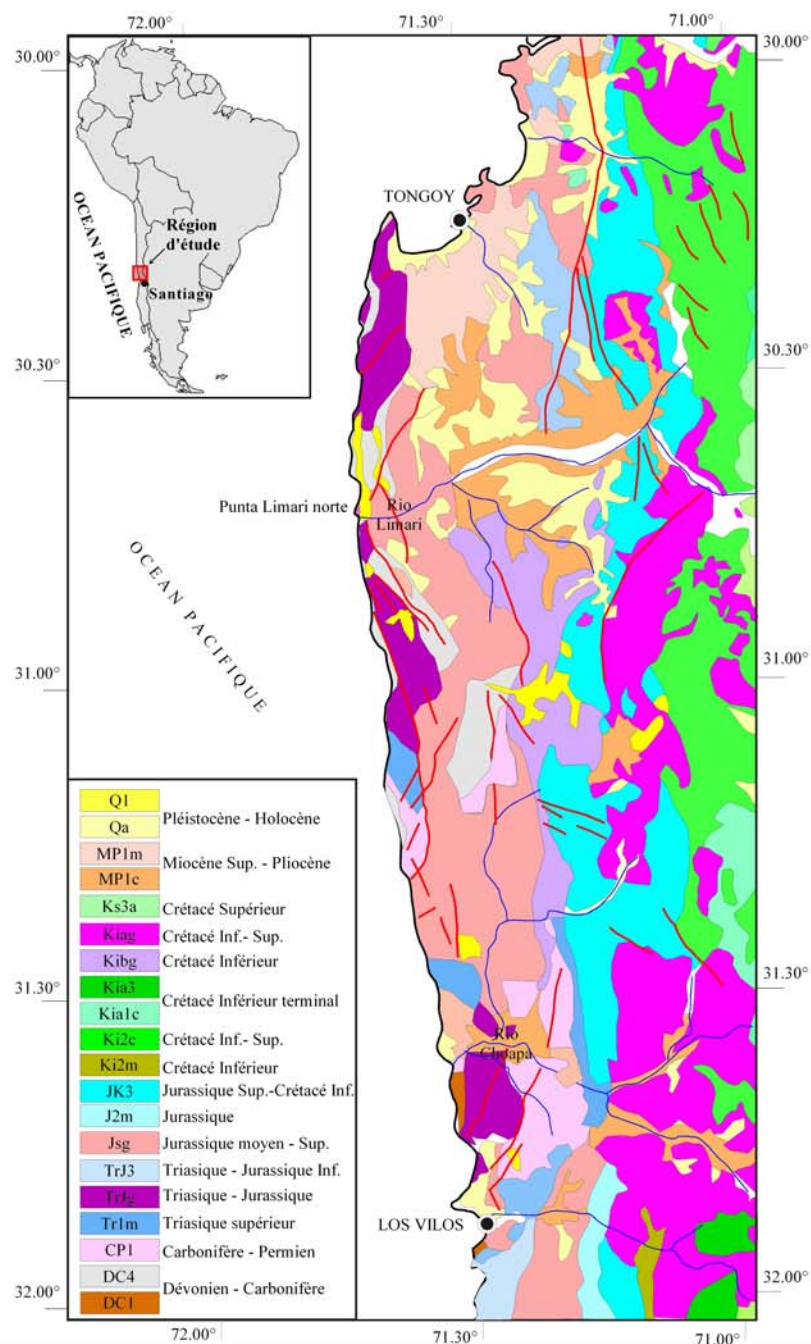


Fig.6 : Localisation de la région d'étude ; A – Carte géographique simplifiée du Norte Chico ; B – Unités morphostructurales du Chili centre et Nord ; C – MNT de la région d'étude



Description lithologique des séries qui affleurent le long de la zone côtière entre Los Vilos-Tongoy

Q1 (Pléistocène - Holocène): dépôts alluviaux, colluviaux, et occasionnellement deltaïques et littoraux

Qa (Pléistocène - Holocène): dépôts alluviaux, colluviaux et lacustres composés de graviers, grès et limons

MP1m (Miocène Supérieur - Pliocène): séries sédimentaires transgressives marines composées de grès, silts, charbons, conglomérats et de calcaires (formations La Portada, Bahia Inglesa, Coquimbo, Navidad, Tabu)

MP1c (Miocène Supérieur - Pliocène): séries sédimentaires alluviales, colluviales et fluviales composées par des conglomérats, des grès et des silts (formation Huaylas, Lauca, Pastos Chicos, Gravas de Copiapó)

Jsg (Triasique Jurassique inf.): roches intrusives (monzodiorites quartzifères, diorites et granodiorites)

TrJ3 (Triasique Jurassique inf.): séquences volcaniques continentales et intermédiaires composées de laves, dômes, brèches de basaltes à rhyolites avec intercalations de grès et conglomérats (formation Las Lomas et La Ternera)

TrJg (Triasique Jurassique, 212-180 Ma): roches intrusives (granodiorites, monzogranites, monzodiorites, granites etc.)

CP1 (Carbonifère - Permien): séries sédimentaires continentales et marines composées de grès, conglomérats, argiles et calcaires (formations Juan de Morales, Diablo Arbol etc.)

DC4 (Dévonien - Carbonifère): roches métamorphiques (méta grès, schistes) ; dans la Cordillère de la Côte correspond aux formation Toco et complexe Epimétamorphique Chañaral.

DC1 (Dévonien - Carbonifère): séries sédimentaires marines composées de grès, d'argiles et conglomérats

Fig.7 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude

3. Généralités sur la géomorphologie côtière : l'érosion littorale

Le contact entre l'océan et le continent ne correspond pas à une ligne fixe mais en réalité à une surface, composée de trois zones :

- L'estran : espace compris entre le niveau des plus hautes et des plus basses mers
- 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
- Une partie toujours immergée liée au 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.

3.1 Les agents de l'érosion littorale

3.1.1 Les vagues

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 l'espace 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. Elles résultent d'un mouvement ondulatoire où chaque molécule d'eau est animée d'un mouvement orbital 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 (Fig.8).

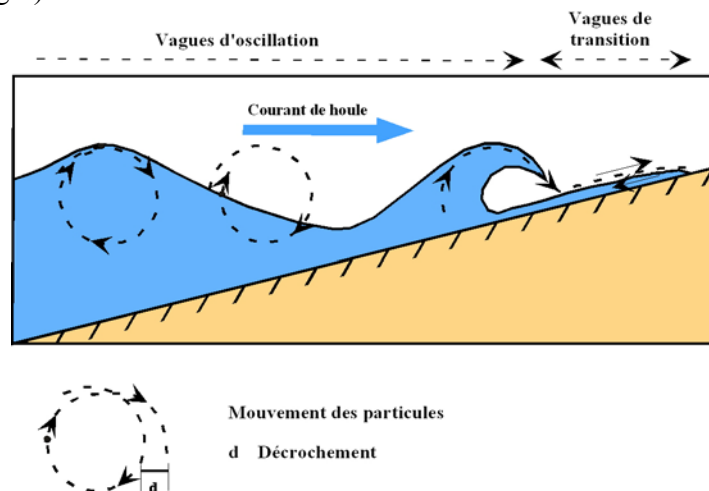


Fig.8 : Mouvement des particules dans les vagues, d'après Derruau, 1974, modifié

Chaque particule effectue un mouvement orbital quasi-circulaire dont le diamètre décroît rapidement avec la profondeur, en relation avec la longueur d'onde de la vague (Fig.10) (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 (Fig.9).

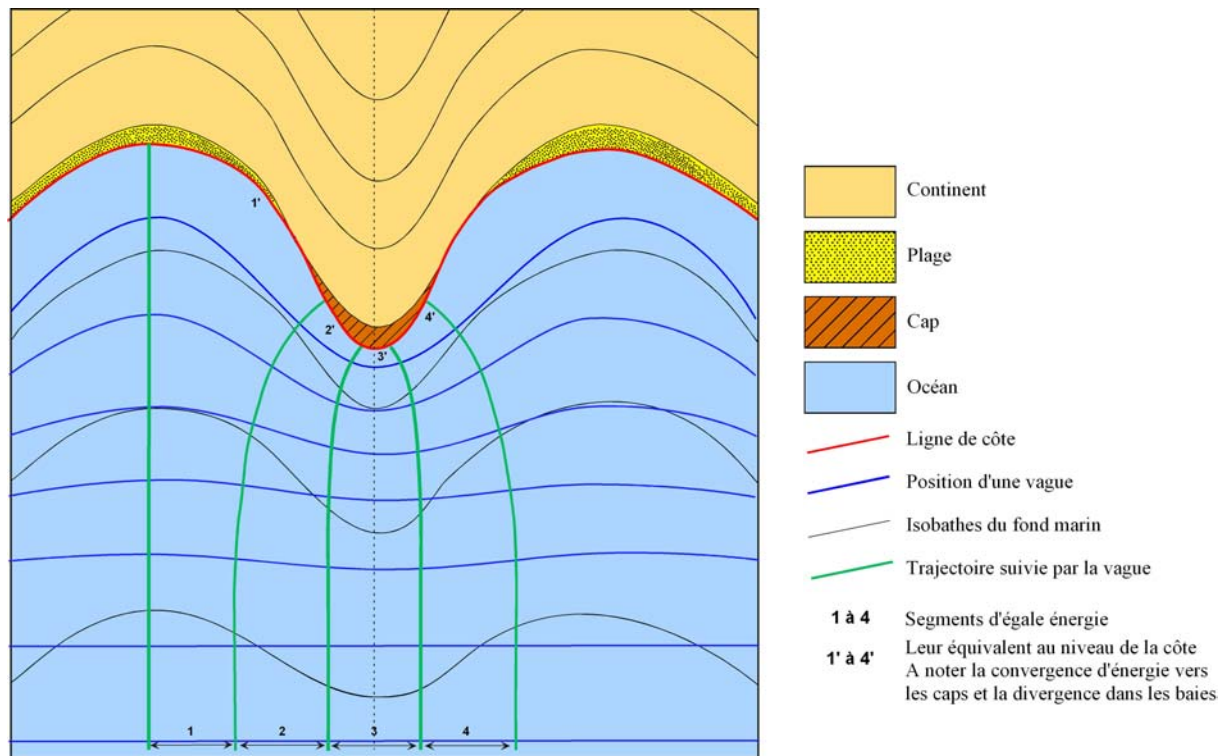


Fig.9 : Réfraction des vagues sur un fond marin irrégulier, d'après Bloom,1998, modifié.

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 (Fig.9).

En même temps, 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 (Fig.10).

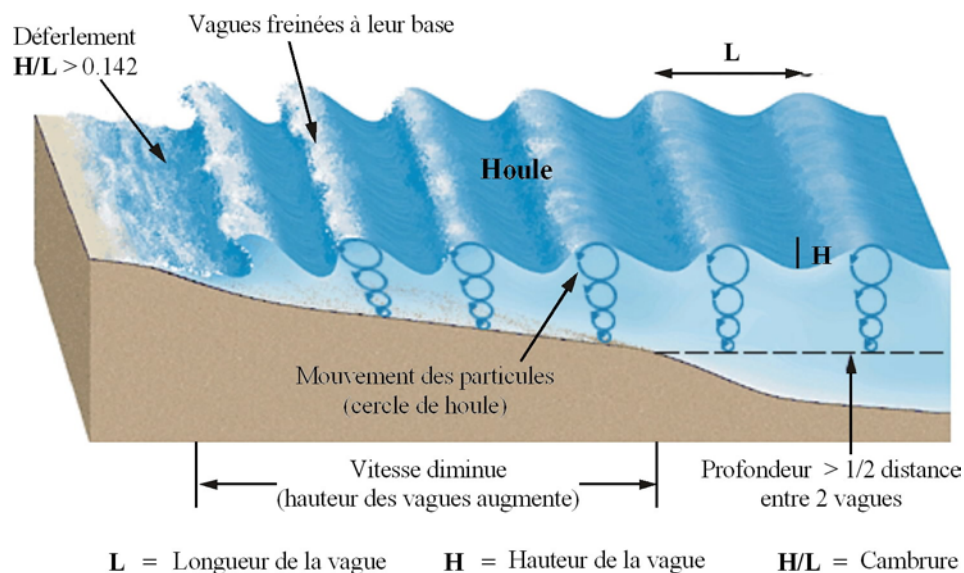


Fig.10 : Passage progressif entre les vagues à longueur d'onde constante (vagues d'oscillation) et vagues déferlantes (vagues de transition)

Ces vagues déferlantes exercent une action importante de pression, par apport d'éléments solides sur le rivage, et de succion lors de leur retrait. Des vagues d'oscillation, on passe à des vagues de translation (Fig.8).

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.

3.1.2 Les courants

Deux types de courant influencent le modelé littoral : les courants de débris et de marée.

a) Les courants de débris

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 ***courant de débris***. Le retrait des vagues se faisant perpendiculairement à la côte, les débris sont poussés par chaque vague et suivent une trajectoire en zigzag dont la résultante est un transport parallèle à la côte (Fig.11). 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 le courant de débris (Derruau, 1974).

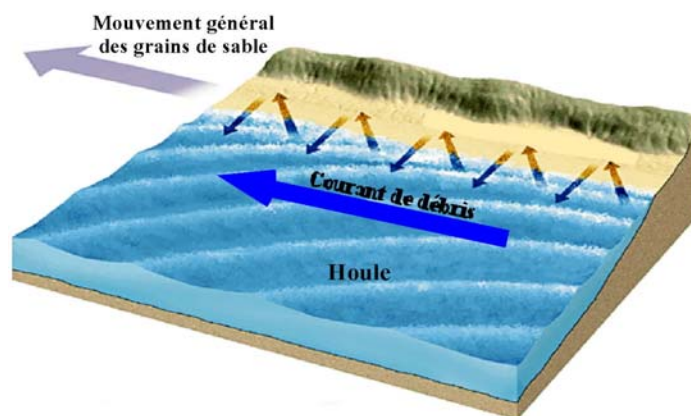


Fig.11 : Courant de débris

b) Les courants de marée

La marée est une onde qui possède aussi bien des caractères de vague oscillatoire que de vague de translation. L'orbite effectuée par chaque molécule est proche d'une ellipse de grand axe oblique (Fig.12). Les particules subissent alors non seulement une fluctuation de niveau mais aussi un déplacement dans le sens horizontal. Le courant est le plus souvent la résultante de la différence de niveau entre deux points et résulte de la gravité (Derruau, 1974). L'essentiel de l'énergie des marées est dissipé sur les plateaux continentaux, absents le long de la côte chilienne. On peut donc penser que les courants de marée ont un faible effet sur la morphologie des fonds sous marins dans le Nord du Chili.

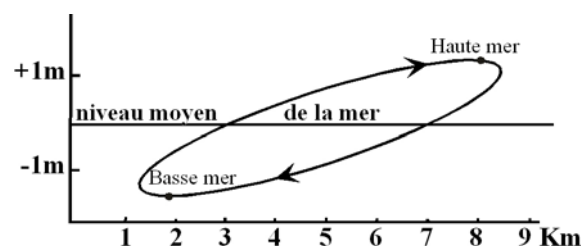


Fig.12 : Orbite des particules dans l'onde de marée, d'après Derruau, 1974

3.1.3 Le vent

Il 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 et édifier des dunes littorales.

3.1.4 Le ruissellement et le glissement

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 aux ruissellements et glissements par paquets. Ceci montre que le sapement des vagues n'est pas le seul agent du modelé des falaises.

3.1.5 La dissolution

La dissolution des roches des falaises se fait par les embruns au-dessus du niveau de la haute mer.

3.1.6 Les actions biologiques

Les êtres vivants agissent directement en :

- construisant des récifs
- amortissant les vagues
- perforant les roches
- ingérant des sables
- disjoignant les roches par action mécanique dans les diaclases

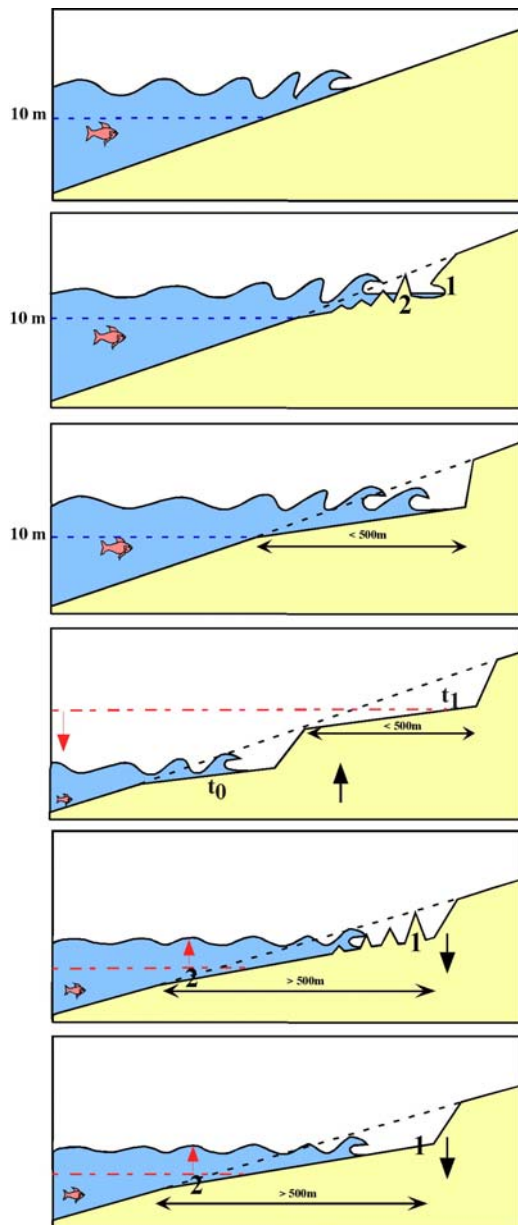
3.2 Les formes du rivage : falaise et plage

Les deux formes se rencontrent sur une même côte, selon que le résultat du travail de la mer est surtout une érosion (falaise) ou une accumulation (plage).

3.2.1 La falaise et la plate-forme rocheuse

La falaise est un ressaut « non couvert de végétation, en forte pente (entre environ 15° et la verticale ou le surplomb), de hauteur variable, au contact de la terre et de la mer, et qui est dû à l'action ou à la présence marine » (A. Guilcher).

L'action des vagues, comme expliquée précédemment, entaille et détermine l'éboulement par pans des roches de la côte, fragilisées par les embruns ; le recul de la falaise ne se fait donc que s'il existe un rudiment de plage à la base pour favoriser le déferlement des vagues. Elles approfondissent l'entaille et la plate-forme côtière s'élargit ; les sédiments arrachés sont entraînés le long de la plate-forme pour former ainsi une plate-forme d'abrasion. Celle-ci s'étend vers le large jusqu'à ce que tous les débris soient érodés en sédiments fins, dissous ou hors d'atteinte du mouvement des vagues. Pour une plate-forme ayant une pente de 1°, on obtiendra, avec une limite d'action des vagues de 10m de profondeur, une largeur de plate-forme de 500 m tout au plus ; ainsi, les plate-formes plus larges que 500m ne peuvent pas résulter d'une abrasion marine à niveau marin constant (Bradley, 1958). L'altération des roches par les embruns semble être un processus dominant dans la formation des plate-formes d'abrasion et ainsi, celles-ci pouvant se former jusqu'à 3-4 m au-dessus du niveau de la mer (Wentworth, 1938 ; Bryan et Stephens, 1993 ; Fig.13).



A : Stade initial – Côte avant érosion par les vagues

B : Début de formation de la plate-forme d'abrasion – 1 : entaille de la falaise – 2 : Erosion différentielle ; il reste des chicots plus durs, moins facilement érodables.

C : Plate-forme d'abrasion ayant une pente de 1° et large au maximum de 500m

D : Chute brutale du niveau marin ou surrection brutale du continent – Formation de deux plate-formes d'abrasion (pente de 1° - largeur maximale de 500m) à t_1 et t_0 ; t_1 plus ancien que t_0

E et F : Hausse progressive du niveau marin ou subsidence progressive du continent – Formation d'une plate-forme d'abrasion plus large que 500m – La partie supérieure de la plate-forme (1) est plus récente que la partie inférieure (2) – **E** : Erosion différentielle de la plate-forme après transgression – **F** : Stade final

- - - - - Ancien niveau marin
 ↓ Subsidence
 ↑ Surrection

F

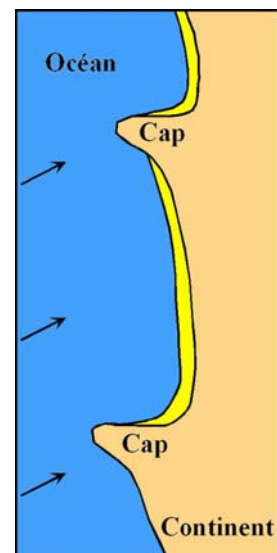
Fig.13 : les stades de formation des plate-formes d'abrasion

3.2.2 La plage

Une plage est une accumulation, sur le bord de la mer, de matériaux comprenant des blocs, des galets, des graviers, des sables et des éléments plus fins (Derruau, 1974). Le profil de la plage s'établit très rapidement, en équilibre avec les conditions climatiques momentanées. Le long d'une côte présentant alternativement des caps et des plages, et, avec une arrivée oblique des vagues, on observe une courbure en forme de demi-cœur des plages, le rayon de courbure de la plage étant minimum juste après chacun des caps (Fig.14). Les plages apparaissent donc préférentiellement dans les zones abritées des courants principaux.

[Yellow rectangle] Plage en forme de demi-cœur
 ↗ Arrivée de la houle

Fig.14 : Plages à courbure en forme de demi-cœur



3.3 Régularisation de la ligne de rivage

Suivant la nature lithologique du rivage, l'érosion marine est différentielle et le rivage présente ainsi des rentrants et des saillants ; les caps correspondent souvent à des avancées de roches dures et la concentration de l'énergie des vagues à leur niveau limite leur longueur ; mais, la ligne de rivage tend à se régulariser par une succession d'états d'équilibre provisoire.

4. Etude de la morphologie côtière de la région de Tongoy – Los Vilos, 30 – 32°S

Pour caractériser la dynamique Néogène à actuelle de l'avant arc chilien dans cette région, nous avons étudié la morphologie de la côte du Pacifique ; nous nous sommes intéressés à la présence de surfaces le long de la côte chilienne et nous les avons caractérisées, cartographiées et quantifié leur nombre. Nous avons choisi cette région d'une part du point de vue géophysique ; en effet, elle est située au-dessus d'un plan de subduction sub-horizontale et proche d'une zone de transition entre subduction inclinée et subduction sub-horizontale et de la ride Juan Fernandez ; et d'autre part pour la longueur d'onde des déformations et la diversité morphologique côtière. On observe le long de la côte soit des zones de dépôt, soit plusieurs niveaux de surfaces d'abrasion de largeur variable et perchés jusqu'à plus de 400m d'altitude.

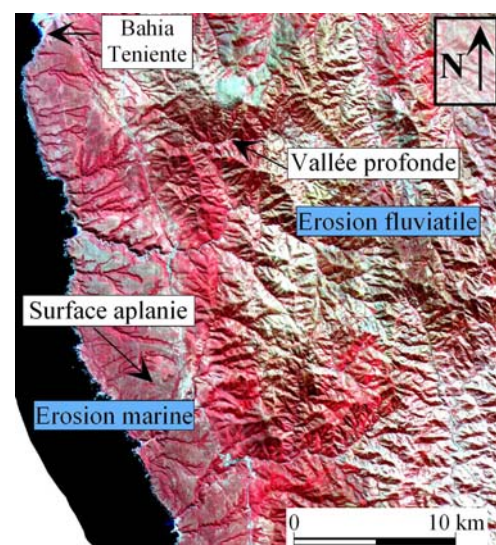
4.1 Outils

Pour l'étude de la morphologie côtière de la zone, divers outils complémentaires ont été utilisés et combinés. A l'aide de *Modèles Numériques de Terrain* de la navette (SRTM) avec une résolution de 90m par pixel, qui apporte des renseignements sur la topographie de la zone, nous avons pu réaliser différents profils topographiques grâce au logiciel *ENVI 3.5®*. Les *images satellites ASTER* avec 15 m de résolution pour le visible, quant à elles, donnent une excellente vision générale de la zone, des reliefs et des linéaments alors que les *photos aériennes* permettent l'étude détaillée de zones particulières. Puis, les *cartes topographiques* au 1:50000 et 1:250000, les *cartes géologiques* au 1:250000 et les *cartes géomorphologiques* outre les renseignements précieux qu'elles apportent, sont très utiles sur le terrain. Enfin, reste le *travail de terrain*, indispensable à la vue et à la compréhension des structures tectoniques et de la morphologie locale.

4.2 Description et typologie

Entre la bordure côtière et l'intérieur du continent, on n'a pas le même type de morphologie ; en effet, la mer érode et aplanit le substratum alors qu'à l'intérieur des terres, l'érosion fluviale incise le substratum en de profondes vallées et individualise des hauts reliefs. C'est pourquoi, il apparaît que les deux zones présentent une morphologie très contrastée.

Fig.15 : Extrait d'une image ASTER montrant un exemple de morphologie contrastée entre la côte et l'intérieur du continent dans la région d'étude



Nous avons distingué deux types de zones le long de la côte : les zones d'abrasion marine et les zones de dépôts ; les premières sont des surfaces d'abrasion, légèrement pentées en direction de l'océan et caractérisées par un escarpement à leur base ainsi qu'à leur sommet. On les retrouve à des altitudes différentes mais toutefois il est possible de définir quatre groupes d'altitude différentes ; chaque surface a été caractérisée par l'altitude de sa partie la plus élevée, au pied de l'escarpement qui la surplombe.

La pente de ces surfaces est généralement supérieure à 1° (Cf. partie 4.2.1), c'est à dire à celle indiquée dans la partie 3.2.1 ; ainsi, la largeur théorique des surfaces, à niveau marin constant, devrait être inférieure à 500m (cf. 3.2.1) ; or beaucoup d'entre elles ont une largeur bien supérieure à 500m. Nous proposerons dans la partie 5 les explications possibles à leur formation.

Les zones de dépôts marins, quant à elles, sont rares et se localisent à l'embouchure des Ríos importants, **Choapa** et **Pupio**, et au niveau de la Baie de **Tongoy** où on peut les suivre continûment vers le Sud jusque vers le **Río Limari**, dans l'intérieur des terres (Cf. Fig.17 pour la localisation géographique des lieux). Dans la baie, elles sont liées au retrait progressif de la mer qui entraîne le dépôt de sédiments ; en effet, on distingue dans la baie, une succession de cordons littoraux et des dépôts marins depuis le village de **Pachingo** (environ 160m d'altitude), jusqu'à la plage actuelle.

4.2.1 Les surfaces d'abrasion marine de la région Tongoy – Los Vilos (30 – 32°S)

Nous avons défini quatre groupes de surfaces d'altitudes différentes, en s'aidant des MNT, images satellites, photos aériennes et travail de terrain : t_0 , t_1 , t_2 , t_3 ; avec t_0 la plus récente et t_3 la plus ancienne. Elles sont discontinues le long de la côte. Suivant leur localisation géographique, leur extension est plus ou moins importante et l'altitude qui les caractérise varie (Fig.16 et Fig.17).

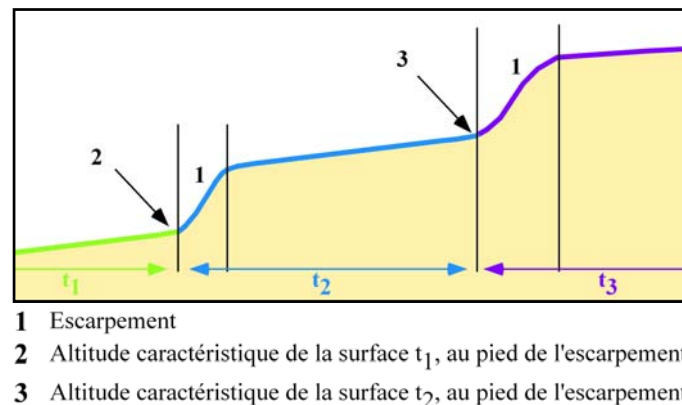


Fig.16 : les surfaces et l'altitude qui les caractérise au pied de l'escarpement qui les surplombe

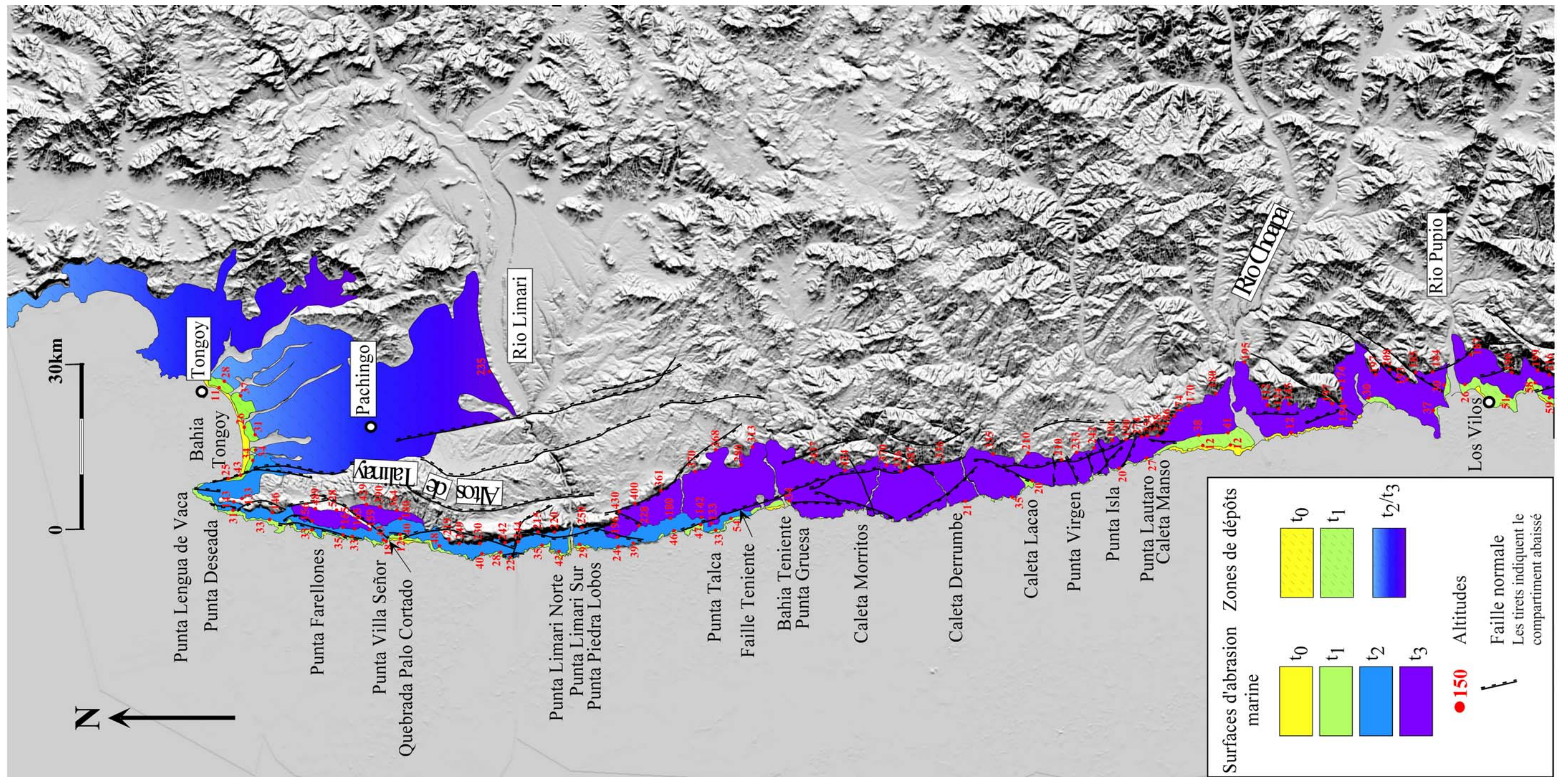


Fig.17 : Les surfaces d'abrasion marine entre 30°S et 32°S, région de Tongoy – Los Vilos, représentées sur le MNT ombré de la zone – Localisation des lieux – Représentation des failles principales

- t_0

La surface t_0 est la moins bien représentée et possède l'extension la plus réduite ; en effet, elle est discontinue et répartie de façon éparse tout le long de la côte ; son extension, parallèlement à la côte, est comprise entre quelques dizaines de mètres et 10 km de long, et sa largeur varie entre une dizaine de mètres et 1 km.

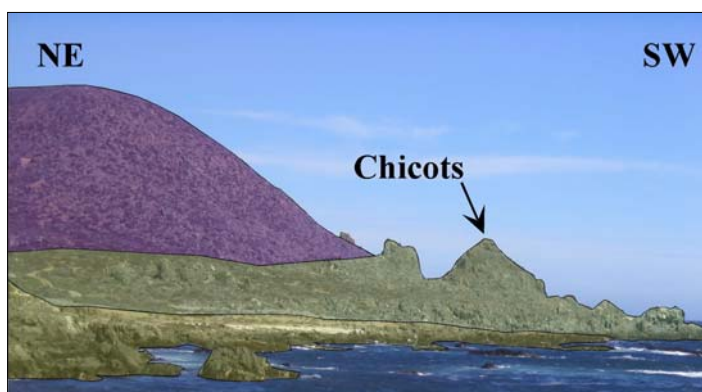
C'est une surface d'abrasion sub-actuelle qui est toujours soumise à l'action marine ; on peut constater des reliques de la surface précédente qui ne sont pas encore totalement aplanies (Fig.21-2). L'altitude de cette surface est comprise entre 12 et 18 m au maximum et la pente de cette surface est faible (Fig.25). Son extension est parfois trop faible pour pouvoir la visualiser à l'échelle avec laquelle on travaille sur le MNT (Fig.17).

- t_1

c'est la surface qui possède la répartition géographique la plus régulière et continue le long de la côte ; en général, sa largeur est de 500 m environ et la partie la plus haute de cette surface est comprise entre 20 et 76 m d'altitude en fonction de sa localisation latitudinale (). Au Sud de la zone, elle varie entre 26 et 59 m d'altitude et peut atteindre une largeur de l'ordre de 3 km. L'altitude de cette surface ne montre pas de tendance précise (Fig.25). La pente, perpendiculairement à la côte, de cette surface n'est pas constante, elle varie de $1,14^\circ$ au niveau de la Baie située au Sud de **Punta Villa Señor**, à $6,84^\circ$ au niveau de **Punta Limari Norte** (Fig.21 1a,b et Fig.21 2a,b). La morphologie de t_1 présente souvent des chicots résiduels de surfaces antérieures (Fig.18). Aucun sédiment n'a été trouvé sur l'ensemble de la surface.



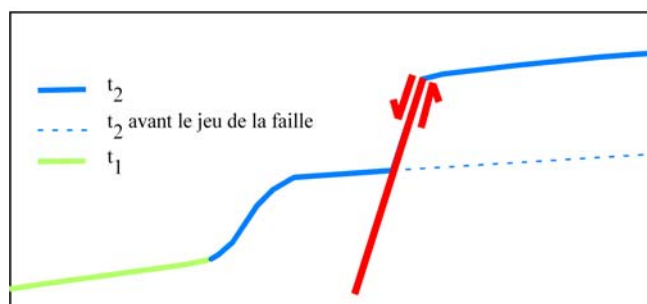
Fig.18 : Morphologie irrégulière de t_1 au niveau de Bahia Teniente



- t_2

La surface t_2 n'est pas présente sur toute la côte : on ne la trouve qu'au Nord puis disparaît au Sud de **Punta Talca** ; en moyenne, elle a une extension de l'ordre de 2km de large mais elle peut atteindre une largeur de plus de 3km au niveau du **Río Limari** ou de **Punta Lengua de Vaca** (Fig.17 et). L'altitude de la partie la plus haute de la surface, au pied de l'escarpement qui la surplombe, est très variable, de 114 jusqu'à 250m d'altitude. La surface atteint des altitudes maximales au niveau des **Altos de Talinay** et du **Río Limari** puis les altitudes diminuent de part et d'autre (Fig.25). La surface est continue mais elle est affectée par un grand nombre de failles qui la décalent (Fig.19), ce qui explique les grandes variations d'altitude de la surface le long de la côte. La pente de cette surface, en direction de l'océan, varie de $2,29^\circ$ au niveau de **Punta Limari Norte** à $5,14^\circ$ au niveau des **Altos de Talinay**. Il n'y a pas de sédiment qui recouvre cette surface.

Fig.19 : Surface décalée par une faille



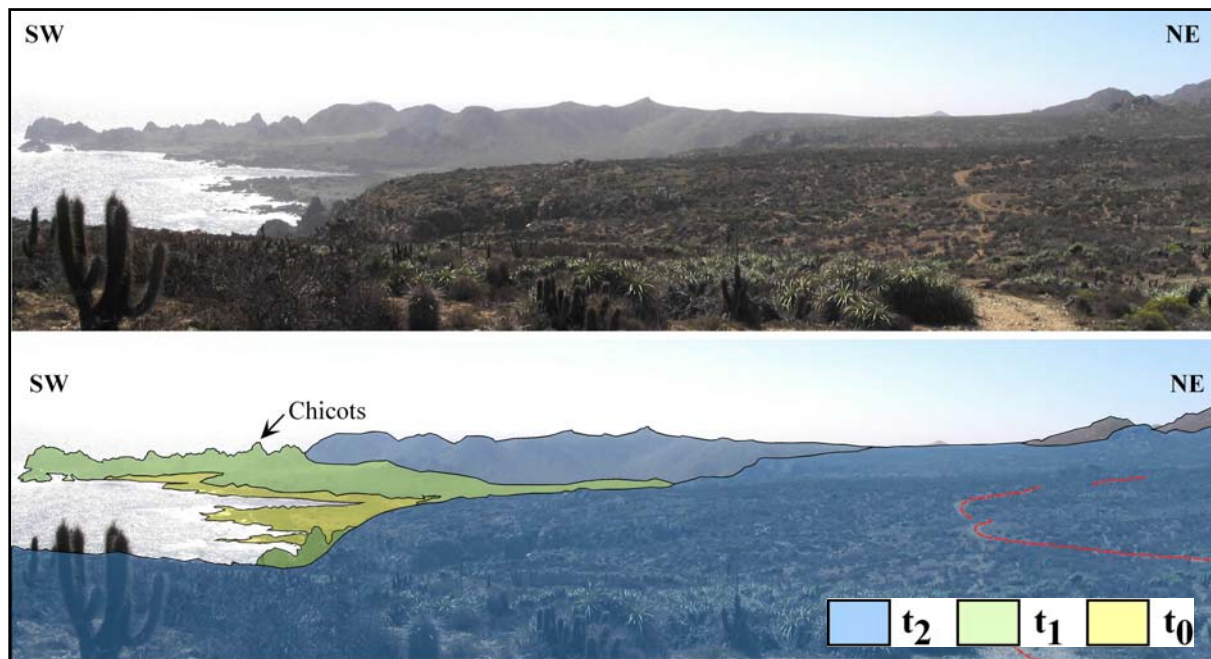


Fig.20 : Panorama de Punta Farellones

• t_3

Depuis la latitude 32°S jusqu'au niveau de **Punta Piedra Lobos**, au Sud du **Río Limari**, où elle s'arrête, la surface t_3 est continue. Mais, on la retrouve plus au Nord, sur les **Altos de Talinay**, au-dessus de **Punta Farellones**. Elle a une très large extension, de l'ordre de 6 km en moyenne et 11 km au maximum au niveau de **Punta Talca** (Fig.17).

Comme pour t_2 , cette surface est affectée par de nombreuses failles qui la décalent ; l'écart entre les altitudes du sommet de la surface est important : elles sont comprises entre 112 et 528 m d'altitude. Cette surface est en effet parcourue par de longues failles dont la **faille Teniente**, qui décale cette surface avec un rejeu vertical de 40 m en moyenne. Globalement, on observe que l'altitude de la surface diminue du Nord vers le Sud ; en effet, entre le Nord et le Sud, on a une différence de l'ordre de 200m d'altitude (Fig.25).

La pente de cette surface varie de $0,57^\circ$ au niveau de **Punta Virgen** et **Punta Isla**, à $6,23^\circ$ au niveau des **Altos de Talinay** ; c'est la surface qui possède la pente la plus faible et la seule à avoir une pente inférieure à 1° . En effet, au niveau de **Punta Virgen** et de **Punta Isla**, la pente est de $0,57^\circ$ alors que la surface s'étend sur 5,5 et 2,8 km respectivement.

Depuis **Bahia Teniente** jusqu'à l'embouchure du **Río Choapa**, on observe que cette surface surplombe directement l'océan, (Fig.21-3) ; la surface t_2 n'est pas présente à ce niveau mais on retrouve la surface t_1 avec une extension très réduite et discontinue. De plus, la morphologie de t_1 est irrégulière, avec des chicots résiduels (Fig.18).

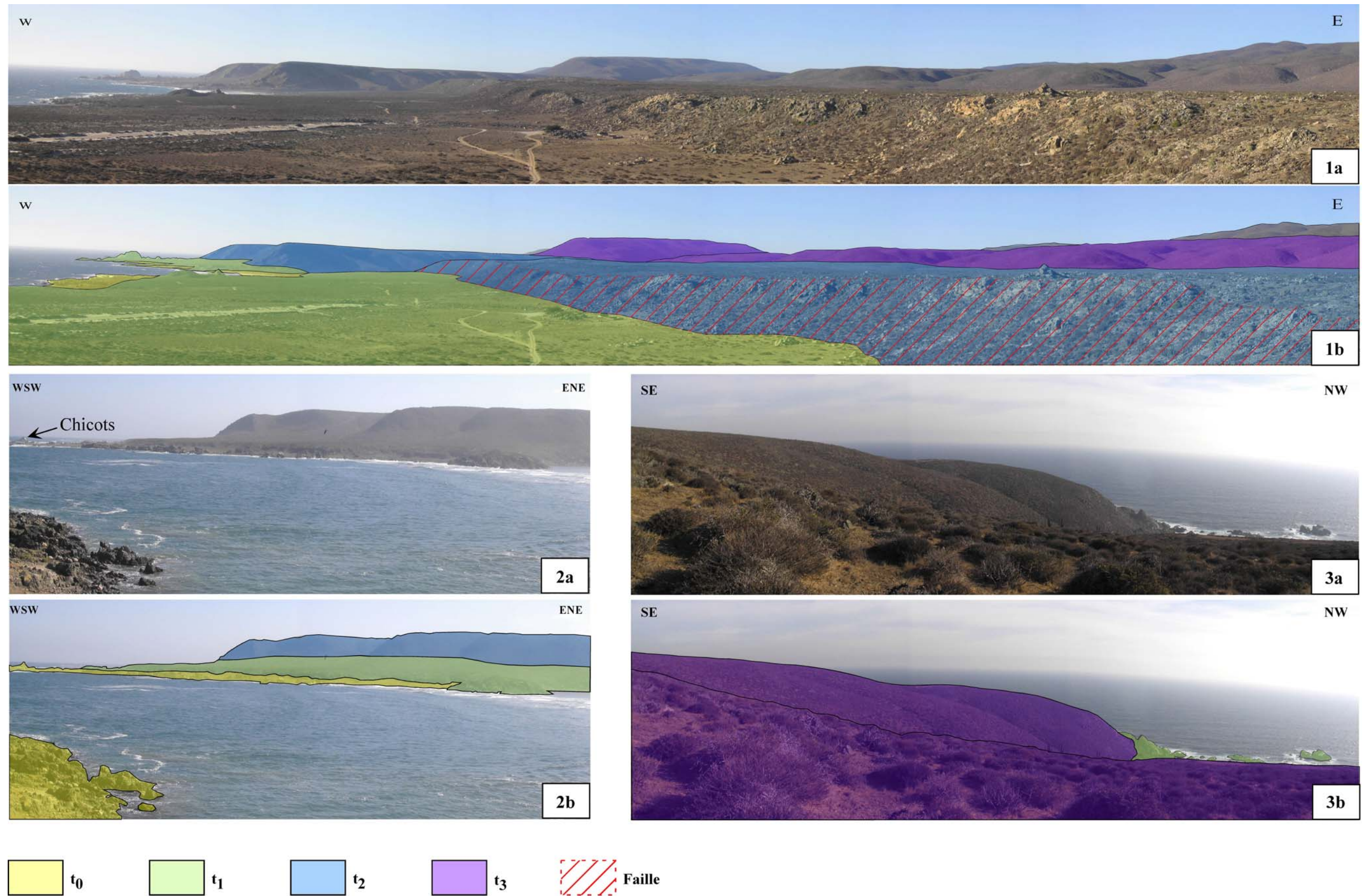


Fig.21 : Planche photos – 1a, b : Panorama de Punta Villa Señor – 2a, b : Panorama de Punta Limari Norte – 3a, b : Panorama au niveau Caleta Derrumbe

4.2.2 Les zones de dépôts

Les zones de dépôts marins sont rares et se localisent à l'embouchure des *Ríos Choapa* et *Pupio*, et au niveau de la Baie de *Tongoy* jusque vers le *Río Limari*, dans l'intérieur des terres (Fig.17).

- Aux embouchures des Rios

Ce sont de grandes surfaces planes avec une pente faible de l'ordre de 2° , d'environ 3-4 km de large. Il s'agit de minces séries de sédiments déposées sur des surfaces d'abrasion.

- Dans la Baie de *Tongoy*

On observe une succession de trois surfaces morphologiques élaborées sur ces dépôts côtiers :

– t_0 : elle borde toute la baie de *Tongoy* et elle est constituée essentiellement de sable de plages et de petites dunes. Elle s'étend depuis le cordon littoral actuel jusqu'à environ 1 km vers l'intérieur et atteint une altitude de 11 m. Cette surface est plus développée dans la baie que le long de la côte occidentale ; ceci est dû à la différence lithologique puisque t_0 s'est formée sur des roches sédimentaires marines tertiaires ; celles-ci sont moins résistantes et le retrait de l'escarpement se fait plus rapidement que sur des roches métamorphiques (Fig.7).

– t_1 : elle borde toute la baie de *Tongoy*, dans la continuation de t_0 s'étendant sur 1,6 km de large en moyenne et elle est comprise entre 11 et 37 m. On a retrouvé des fossiles marins tertiaires (Cérithidés et Turitellidés) dans des grès.

– t_2/t_3

C'est une grande surface plane parcourue par de nombreuses vallées, très faiblement pentée vers le Nord, de l'ordre de $0,6^\circ$ et qui s'étend sur plus de 27 km de large, jusqu'au *Río Limari* (Fig.17). Elle a une altitude maximale de l'ordre de 250 m en moyenne.

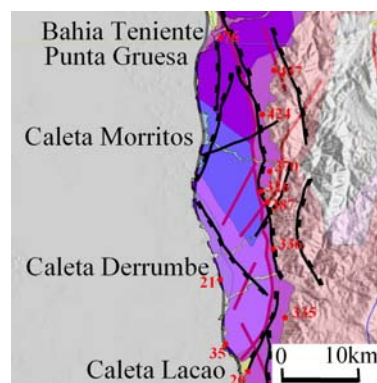
4.3 Mise en évidence de la tectonique locale

Plusieurs questions se posent : dans quelle mesure la pente varie, est-ce que les niveaux de surfaces sont corrélés avec la lithologie, la déformation, la localisation spatiale N-S.

4.3.1 Influence de la lithologie

On a comparé la répartition des différents niveaux de surface avec la carte géologique ; il semble d'une part, que la nature des roches n'influence pas la répartition des surfaces ; en effet, par exemple, depuis *Bahia Teniente* jusqu'à *Punta Lengua de Vaca*, les quatre niveaux de surfaces se sont indifféremment développés sur des roches magmatiques. De même, au Sud de *Bahia Teniente*, la surface t_3 s'étend sur différentes lithologies, elle passe de roches métamorphiques à des roches intrusives.

Fig.22 : Superposition d'un extrait de la carte géologique et de la Fig.17 (Cf. Fig.7 et Fig.17 pour la légende)



4.3.2 Les failles

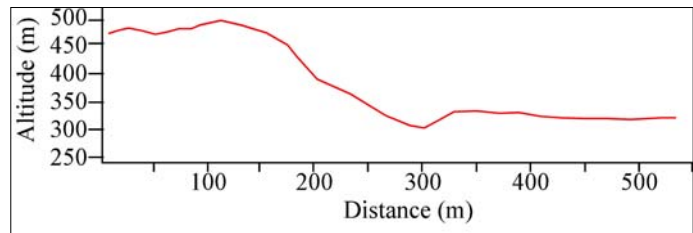
Dans la région d'étude, les failles recoupant les sédiments récents ou décalant les surfaces d'abrasion sont des failles normales orientées le plus souvent entre N340 et N40 environ, avec un jeu essentiellement vertical, sans composante décrochante, les cannelures observées sur les plans de failles étant verticales (Fig.17).

Ces failles ne jouent pas un rôle prépondérant dans la répartition des surfaces ; elles ne contrôlent pas leur extension latérale mais peuvent influencer leur largeur (Fig.17); de même, elles affectent les surfaces en les décalant.

Toutes les failles ne décalent pas les différentes surfaces de la même quantité de déplacement ; par exemple, la faille de la *quebrada Palo Cortado* affecte t_2 et t_3 , elle décale t_2

de 14 m environ et t_3 de 150 m (Fig.23). La faille **Teniente**, quant à elle, n'affecte que la surface t_3 d'une quantité de déplacement relativement constante : 53m au niveau de **Caleta Morritos** et 35m au niveau de **Punta Gruesa**.

Fig.23 : Profil topographique perpendiculaire à la quebrada Palo Cortado



Enfin, au sein d'une même surface, le rejeu vertical d'une faille peut aussi varier, par exemple, de 9m (**Punta Limari Sud**) à 54m (**Punta Limari Norte**) pour t_2 .

On distingue que le contexte tectonique est moins marqué au Sud de **Caleta Manso** qu'au Nord, le nombre de failles est nettement moins important ; toutefois, il est possible qu'un certain nombre de failles ne soit pas visible parce qu'elles peuvent être recouvertes par les dépôts alluviaux des **Ríos Choapa** et **Pupio** (Fig.17).

Il existe aussi des différences longitudinales au sein du contexte tectonique, entre la région des **Altos de Talinay** et **Bahia Tongoy** ; en effet, on s'aperçoit que le niveau maximum atteint par la mer n'est pas à la même altitude de part et d'autre des **Altos de Talinay** ; l'altitude passe environ de 500m à 160m, d'Ouest en Est. Il semble donc que la partie à l'Ouest des sommets les plus hauts des **Altos de Talinay** se soit davantage soulevée que la partie à l'Est.

Enfin, on note des marqueurs évidents de néotectonique distensive synsédimentaire dans cette région ; en effet, on observe des failles normales récentes qui affectent des dépôts quaternaires (Fig.24). Globalement, les failles ont une direction entre N35 et N10 et un fort plongement ; sur la figure 24c, on distingue des cannelures verticales normales.

En résumé, il apparaît, d'une part, que la surface t_3 est nettement plus affectée par les failles que les trois autres surfaces, en nombre de failles et en rejeu vertical ; et d'autre part, que le Nord de la région d'étude (**Altos de Talinay**) est plus déformé que le Sud (**Caleta Manso – Los Vilos**) et l'Est (**Bahia Tongoy**), comme vu ci-dessus.

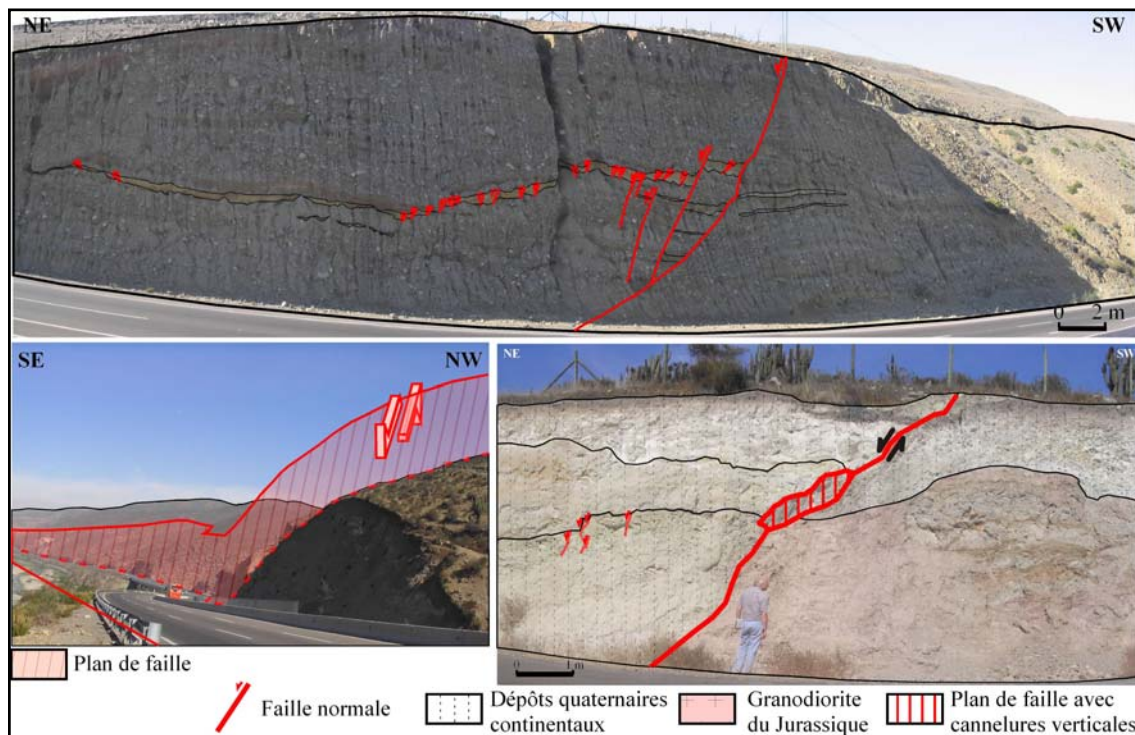
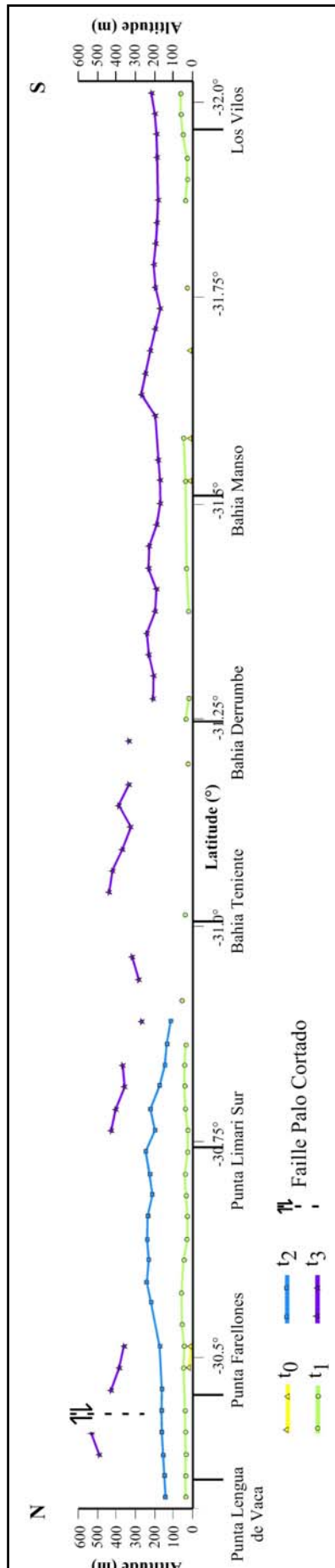


Fig.24 : Marques de néotectonique distensive synsédimentaire



4.3.3 Variations N-S de l'altitude des surfaces d'abrasion

Au Nord, au niveau des *Altos de Talinay*, on observe bien la succession des quatre surfaces alors qu'au Sud, au niveau de *Caleta Derumbe*, par exemple, seule la surface t_3 est représentée. A partir de $30^{\circ}58'$ jusqu'à 32° , la surface t_2 disparaît ; la part de la surface t_3 devient prépondérante par rapport à celles de t_0 et t_1 , elle acquiert une large extension et l'altitude de cette surface diminue du Nord vers le Sud (Fig.17 et Fig.25).

De plus, on constate que les altitudes des surfaces sont moins importantes au Sud qu'au Nord. Ceci montre que la partie Nord de la région s'est davantage soulevée que sa partie Sud.

Fig.25 : Variations de l'altitude des surfaces d'abrasion en fonction de la latitude dans la région d'étude

5. Discussion : origine de la surrection et de la tectonique mise en évidence dans la région de Tongoy – Los Vilos

La formation des surfaces d'abrasion est liée à l'interaction des effets de l'eustatisme et de la tectonique régionale sur la zone côtière.

– Effet de l'eustatisme

Dans un premier temps, il s'avère que, d'après la courbe eustatique, le dernier maximum interglaciaire s'est produit il y a 125 000 ans et que le niveau était seulement 6m au-dessus du niveau actuel (Leonard et Wehmiller, 1991) ; de même, le niveau maximum atteint par la mer depuis le Néogène date de 15,5 Ma et était 150 m au-dessus du niveau actuel (Hardenbol et al., 1998). Or, dans notre région d'étude, la surface d'abrasion la plus ancienne est perchée à plus de 500m d'altitude ; ainsi, les phénomènes eustatiques ne peuvent pas être responsables à eux seuls de la position des surfaces d'abrasion et par conséquent, la tectonique intervient et joue un rôle prépondérant dans leur localisation.

– Rôle de la ride Juan Fernandez

D'après Yañez et al. (2001), l'horizontalisation du slab serait liée à la migration et au passage en subduction de la ride Juan Fernandez sous la plaque Amérique du Sud. Le point de passage de la ride se localise vers 33°S depuis 10 Ma, non loin de la région d'étude. La subduction de cette anomalie bathymétrique entraîne un allègement de la plaque plongeante qui, en subductant, soulève la plaque continentale et la déforme. Un tel soulèvement de l'avant arc, supérieur à 500m, a clairement été mis en évidence au Pérou, à la verticale de la ride Nazca (Le Roux et al., 2000). En tout état de cause, si les soulèvements que nous mettons en évidence résultent du passage de la ride Juan Fernandez sous le Norte Chico, ces soulèvements devraient être anciens (environ 10 Ma). Toutefois, la subduction de cette ride pourrait expliquer le soulèvement mais pas particulièrement les failles normales.

– Rôle de l'érosion tectonique

La présence, dans notre région d'étude, de surface d'abrasion marine n'est pas unique le long de la côte chilienne ; en effet, on retrouve des terrasses marines, au niveau de la Péninsule de Mejillones (environ 23°30'S), perchées à plus de 400m d'altitude et datées du Quaternaire (e.g. Ortlieb et al., 1996).

Le fait qu'on observe des morphologies similaires sur la Péninsule de Mejillones démontre que la géométrie du plan de subduction ne joue pas nécessairement un rôle majeur dans la morphologie côtière. En effet, la Péninsule de Mejillones ne se trouve pas au-dessus d'un segment de subduction sub-horizontale contrairement à la région d'étude. En outre, on sait que, dans notre région, la plaque océanique plonge avec une inclinaison de 30° et ne devient sub-horizontale que vers 100 km de profondeur, soit environ à 180 km de la fosse en distance horizontale ; ainsi, on peut considérer que pour une frange de 180 km de large à partir de la fosse, la géométrie du plan de subduction est la même le long de la côte.

De plus, on observe ces terrasses marines lorsque la côte se trouve proche de la fosse, c'est à dire lorsqu'elle s'avance dans l'océan par rapport au reste du continent, comme au niveau des péninsules de Mejillones au Nord du Chili, ou d'Arauco, au Sud ; ceci minimise davantage encore l'effet de la géométrie du plan de subduction. La région que nous étudions se situe à une distance particulièrement faible de la fosse océanique ; elle est d'autant plus faible au Nord de la zone qu'au Sud. On observe donc que la zone la plus proche de la fosse est aussi celle qui est la plus soulevée (Fig.26). Le phénomène qui pourrait expliquer la tectonique affectant la côte chilienne est le sous-placage de roches érodées à la plaque continentale, au

niveau de la zone de subduction, abandonnées sous la plaque continentale, au niveau de la Cordillère de la Côte et qui la soulèvent (Lallemand, Schnürle et Malavielle, 1994 ; Adam et Reuther, 2000)). Ainsi, il se forme des failles normales qui viennent accommoder ce soulèvement et l'extension E-W en surface ; il se forme au niveau de la plaque sus-jacente des horsts et des grabens. D'après Delouis et al. (1998), il existe une relation de causalité entre l'érosion liée à la subduction et la tectonique extensive dans la zone d'avant arc du Nord du Chili et que celles-ci sont contemporaines.

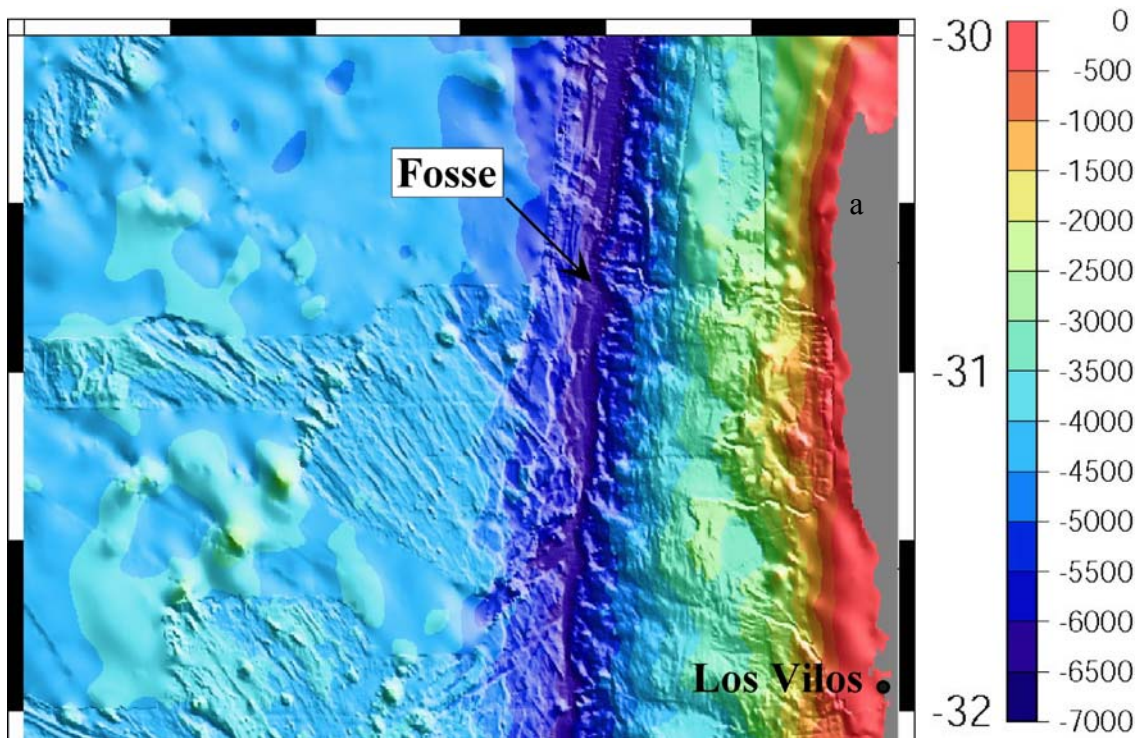


Fig.26 : Bathymétrie de la plaque plongeante au niveau de la zone d'étude – a : Altos de Talinay – On observe que la zone (a) est particulièrement proche de la fosse océanique, ce qui pourrait expliquer l'intensité de la déformation

6. Conclusion : nécessité de dater les surfaces d'abrasion marine

Aucune datation des surfaces n'a encore pu être réalisée à cause du peu de sédiments et de fossiles sur les surfaces d'abrasion de la région d'étude. Or, le seul argument pouvant accréditer l'une ou l'autre hypothèse expliquant le soulèvement de la côte chilienne (effet de l'érosion liée à la subduction ou effet du passage de la ride) est l'âge de ce soulèvement. Il faudrait essayer de concentrer les efforts sur ce problème de datation en recherchant minutieusement, sur les différentes surfaces, des fossiles pour faire des datations ou dater les grains de quartz par méthode cosmogénique afin de déterminer depuis combien de temps les grains sont à l'air libre et donc l'âge de formation de la surface.

Néanmoins, des terrasses marines perchées jusqu'à 40 m ont pu être datées dans la région de Bahia Coquimbo, à 80 km au Nord de Tongoy, comme étant du Quaternaire. Les âges ont été obtenus par Radtke (1989) et par Leonard et Wehmiller (1992). Les deux régions étant proches l'une de l'autre, nous pourrions alors penser que les surfaces de notre zone d'étude datent du Quaternaire et par conséquent, l'hypothèse du rôle de la ride Juan Fernandez n'est plus valable.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adam, J. et C.D. Reuther, 2000.** Crustal and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on the North Chilean Forearc. *Tectonophysics*, 321, 297 – 325.
- Allmendinger, R.W., T.E. Jordan, S.M. Kay ET B.L. Isacks, 1997.** The evolution of the Altiplano- Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences*, v.25, pp. 139-174.
- Araujo, M., et G. Suarez, 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.
- Barazangi, M. et B.L. Isacks, 1976.** Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, v.4, 686-692; Boulder.
- Barazangi, M. et B. Isacks, 1979.** Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57, 537-555.
- Beck, M.E. Jr, 1987.** Tectonic rotations on the leading edge of South America: The Bolivian orocline revisited. *Geology*, Vol. 15, No. 9, p. 806-808.
- Beck, M. E. Jr, R.F. Burmester, R.E. Drake, P.D. Riley, 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*, v. 13, No. 1, 215-224.
- Beck, S. L., S. C. Myers, T.C. Wallace, G. Zandt, P.G. Silver and L. Drake, 1996.** Crustal thickness variations in the Central Andes: *Geology*, 24(5), 407–410.
- Bevis, M. et B. Isacks, 1984.** Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones. *J. Geophys. Res.*, 89, 6153-6170.
- Bevis, M., E. Kendrick, R. Smalley Jr, B.A. Brooks, R.W. Allmendinger, B.L. Isacks, 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, *Geochem. Geophys.Geosyst.*, 2, 10
- Bloom, Arthur L., 1998.** *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. 3e éd., Prentice Hall, Upper Saddle River, XII, 482 p., 332 fig., 19 tabl.
- Bohn Horst, T.H., 1967.** *Geologia de la hoja Ovalle*, Prov. Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas-Chile, Boletín n°23
- Bradley, W.C., 1958.** Submarine abrasion and wave-cut platforms. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 69, 967-974
- Bryan, W.B. et Stephens, R.S., 1993.** Coastal bench formation at Hanauma Bay, Oahu, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull*, Volume 105, pages 377-386.
- Chase, C.G., 1978.** Plate kinematics; the Americas, East Africa, and the rest of the world. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 37, p. 355-368.
- Cahill, T. et B.L. Isacks, 1992.** Seismicity and shape of the subducted Nazca plate, *J. Geophys. Res.*, 97, 17,503--17, 529.
- Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis et V. Ramos, 1982.** Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *arth-Sci. Rev.* 18, 303– 332.
- Cross T.A. et R.H. Pilger, 1982.** Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs and tectonics of arc and back arc region. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 93, 545-562.
- Delouis, B., H. Philip, L. Dorbath et A. Cisternas, 1998.** Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process, *Geophys. J. Int.*, 132, 302 338.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus et S. Stein, 1990.** Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- DeMets, C., D.F. Gordon, D.F. Argus, et S. Stein, 1994.** Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191– 2194.
- Derruau, M., 1974.** *Précis de géomorphologie*. Paris, Masson et c^{ie}, 6^{ème} ed. 453p.
- Gripp, A.E. et R.G. Gordon, 1990.** Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophys. Res. Lett.*, 17:1109 1112.

- Guilcher A., 1954.** Morphologie littorale et sous-marine. P.U.F., Paris, 216 p.
- Gutscher, M.A., 2002.** Andean subduction style and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 3-10.
- Gutscher, M.A., W. Spakman, H. Bijwaard et E.R. Engdahl, 2000.** Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19, 814-833.
- Hardenbol, J., J. Thierry, M.B. Farley, T. Jacquin, P.-C. de Graciansky et P.R. Vail, 1998.** Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In, de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., and Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*,. SEPM Spec. Publ. 60:3-13, 763-781.
- Isacks, B.L. , 1988.** Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline, *J. Geophys. Res.*, 93, 3211.
- Isacks, B. et P. Molnar, 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.
- James, D.E. et S. Sacks, 1999.** Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. In B. Skinner et al. (eds.) *Geology and Mineral Deposits of Central Andes*. Society of Economic Geology, Special Publication, v. 7, pp. 1-25.
- Jordan, T. E., D. L. Correll et D. F. Whigham, 1983.** Nutrient flux in the Rhode River: Tidal exchange of nutrients by brackish marshes. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 17:651-667.
- Kay, S.M., J.M. Abbruzzi, 1996.** Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean 'flat-slab' between 30°S and 32°S. *Tectonophysics*, v. 259, p. 15-28.
- Kay, S. M., V. Maksaev, C. Mpodozis, R. Moscoso et C. Nasi, 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 chemistry with a changing Benioff Zone, *Journal of South American Geology*, v. 1, No. 1, 21-38,.
- Kay, S.M., C. Mpodozis, V.A. Ramos et F. Munizaga, 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 R.S. Harmon and C. Rapela (eds.) *Andean magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Paper, v. 265, pp. 113- 37.
- Lallemant, S., P. Schnürle, et S.E. Malavielle, 1994.** Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,033-12,055.
- Lamb, S. et P. Davis, 2003.** Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes, *Nature*, v. 425, 792-297.
- Leonard, E.M. et J.F. Wehmiller, 1991.** Holocene uplift at Caleta Michilla, northern Chilean coast, *Revista Geologia de Chile* 18, 81-86.
- Leonard, E. M. et J. F. Wehmiller, 1992.** Low uplift rates and terrace reoccupation inferred from mollusk aminostratigraphy, Coquimbo Bay area, Chile. *Quaternary Research* 38, 246-259.
- Le Roux, J.P., C. Tavares Correa et F. Alaysa, 2000.** Sedimentology of the Rímac-Chillón alluvial fan at Lima, Peru, as related to Plio-Pleistocene sea level changes, glacial cycles and tectonics, *J. South Am. Earth Sci.*, 13, 499-510.
- Minster, J.B., et T.H. Jordan, 1978.** Present-day plate motions, *Journal of Geophysical Research*, 83, 5331-5375.
- Norabuena, E.O., J.A. Snoke, et D.E. James, 1994.** Structure of the subducting Nazca Plate beneath Peru, *J. Geophys. Res.* 99, 9,215–9,226.
- Norabuena E., L. Lefler, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, I.S. Sacks, L. Ocola et M. Ellis, 1998.** Space Geodetic Observations of Nazca-South America Convergence across the Central Andes, *Science* 279.
- Nur A et Ben-Avraham, 1981.** Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. *Geological Society of America Memoir* 154; 729-740

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

Pardo-Casas, F. et P. Molnar, 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6, 233-248.

Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. -*Journal of the Geological Society of London*, Bd. 141: p. 793-802; London.

Radtke, U., 1989. Marine Terrassen und Korallenriffe. Das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 27, 1 – 246.

Riquelme, R., 2003. Evolution géomorphologique néogène des andes centrales du désert d'Atacama (Chili) : interaction tectonique - érosion- climat. Thèse doctorale de l'Université Paul Sabatier Toulouse III, 258 pp.

Rivano, S. et P. Sepulveda, 1991. Hoja Illapel Región de Coquimbo. Carta Geológica de Chile, Serv. Nac. Geol. Min. n°69, 132 pp.

Scholtz, C.H. et J. Campos, 1994. On the mechanism of seismic decoupling and back-arc spreading at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 100, 22103-22115.

Zandt, G., S. Beck, S. Ruppert, C. Ammons et D. Rock, 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes : Constrains from broadland regional seismic waveforms. *Geophys. Res. Lett.*, 23. 1159-1162.

Zandt, G., L. Velasco et S. Beck, 1994. Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia. *Geology*, v. 22, p. 1003-1006.

Ziegler, A.M., S.F. Barrett et C.R. Scotese, 1981. Palaeoclimate, sedimentation and continental accretion. In *The Origin and Evolution of the Earth's Continental Crust*, S. Moorbath and B.F. **Wentworth, C.K., 1938.** Ash formations of the island of Hawaii. Honolulu, Hawaii, Hawaiian Volcano Res. Assoc., 3rd Spec. Rpt., Hawaiian Volcano Observatory, 1-183.

Wigger, P., M. Smithz, M. Araneda, G. Asch, S. Baldzuhn, P. Giese, W.D. Heinsohn, E. Matinez, E. Ricaldi, P. Rower, J. et Viramonte, 1994. Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations, in *Tectonics of southern Central Andes*, edited by K.J. Reutter, E. Scheuber, and P. Wigger, pp. 23-48. Springer, Berlin.

Wortel, M.J.R., 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone, *J. Geol. Soc. London*, 141, 783-791.

Yañez, G.A., J. Cembrano, M. Pardo, C.R. Ranero et D. Selles, 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications, *J. of South American Earth Sciences*, 15, 23-38.

Yañez, G.A., C.R. Ranero, R. Von Huene et J. Diaz, 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, *J. Geophys. Res.*, 106, 6325-6345.