HAL
open science

Nouveau modèle tectono-climatiquedes Andes Centrales du Nord (5-9°S)

Alice Prudhomme

To cite this version:

Alice Prudhomme. Nouveau modèle tectono-climatiquedes Andes Centrales du Nord (5-9°S). Sciences de la Terre. Université de Toulouse III – Paul Sabatier, 2019. Français. NNT : . tel-02297894

HAL Id: tel-02297894

https://theses.hal.science/tel-02297894v1

Submitted on 26 Sep 2019

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: Université de Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

présentée et soutenue publiquement par

Alice Prudhomme

le 17 avril 2019

Titre:

Nouveau modèle tectono-climatique des Andes Centrales du Nord (5-9°S)

Directeurs de thèse: Patrice Baby et Alexandra Robert

École doctorale: Sciences de l'univers, de l'environnement et de l'espace (SDU2E)

Discipline ou spécialité: Sciences de la Terre et des Planètes Solides

JURY:

Sébastien Carretier,	DR, GET, Toulouse	Président du jury
Jean-Paul Callot,	Pr., UPPA, Pau	Rapporteur
Isabelle Moretti,	Chercheuse associée, ISTeP, Paris	Rapporteure
Xavier Robert,	CR, ISTerre, Grenoble	Examinateur
Patrice Baby,	DR, GET, Toulouse	Directeur de thèse
Alexandra Robert,	MCF, GET, Toulouse	Directrice de thèse
Stéphane Brusset,	MCF, GET, Toulouse	Invité

Remerciements et digressions

Je profite de cette page blanche pour écrire quelques lignes sur les raisons et rencontres qui m'ont amenée à faire une thèse sur une des plus belles chaînes de montagnes, mais aussi pour remercier ceux qui m'ont accompagnée dans l'aboutissement de cette thèse.

Ca commence certainement par une petite collection de fossiles et de minéraux durant mon enfance, comme sûrement beaucoup de géologues, à part pour certains inconditionnels de Jurassic Park ! On hérite un jour d'une petite boîte de ces pierres, précieuses à nos yeux, et puis vient l'envie de dénicher ces trésors du passé dans des amas de poussières et de cailloux. On y comprend rien à ces pierres, elles sont juste belles, brillantes ou colorées, et parfois captent la vie ! C'est plus tard au lycée qu'on saisie enfin que ces pierres sont le fruit d'un événement particulier, et même de plusieurs, et qu'on peut finalement remonter dans le temps, retracer les changements d'environnement d'une pierre, et finalement comprendre comment fonctionne le système Terre. Ce n'est pas ma professeure de SVT que je dois remercier ici, mais plutôt mes parents pour m'avoir donné le goût du voyage et de la découverte de paysages fabuleux, ainsi que l'apprentissage de sports permettant d'évoluer au sein de cette nature. C'est sans doute pour cette raison que j'ai développé cette curiosité très générale pour les Sciences de la Terre, et me suis ainsi lancée dans une licence des Sciences de la Terre et de l'Environnement. A partir de ce moment, je ne me suis jamais posée aucune question sur mon cursus scolaire, du début de la licence jusqu'à ma thèse, parce que ça me plaisait tout simplement, mais aussi grâce aux personnes que j'ai rencontré et qui m'ont inspirée. Des gens qui nous font nous sentir bien, et qui nous donnent confiance dans ce que l'on fait. Cette chance je l'ai eue durant la licence et le master, grâce à mes amis et professeurs, et c'est pour cela que je tiens particulièrement à les remercier en citant mes amis de Nice (licence), dont Anaïs, Seb, Claire, Sophie et Coco, avec qui j'ai partagé beaucoup de longues journées/soirées à débattre sur les processus géologiques pour faire nos rapports de terrain, mais avec qui j'ai surtout construit une très belle amitié… Et puis je tiens à remercier les copains de Strasbourg (master), et particulièrement Sandrine et Milena ! Et pour finir les enseignants qui m'ont fait aimer la géologie et qui savent le transmettre, comme Julie Schneider, Karel Schulmann, Carole Petit et Yann Roland, et qui en plus m'ont permis de faire des stages de recherche très intéressants comme dans les Maures avec Julie, ou encore en Mongolie avec Karel et Alexandra Guy. Avec ces stages, je me suis surtout intéressée aux

métamorphisme et déformations ductiles de vieilles chaînes de montagnes d'âge Paléozoïque, formant aujourd'hui que de petits reliefs très difficiles à analyser dans son ensemble, laissant place à beaucoup d'interprétations. A la fin du master, il était pour moi évident de continuer sur une thèse, avec cette fois l'envie de travailler sur une chaîne de montagne plus récente et active, pour étudier un sujet dans son ensemble, quasiment préservé.

C'est au laboratoire de Géosciences Environnement Toulouse qu'un sujet de thèse m'a particulièrement interpellée, pour lequel j'ai obtenue une bourse du ministère. Je tiens donc à remercier mes deux directeurs de thèse, Patrice Baby et Alexandra Robert, qui m'ont donné l'opportunité de faire cette thèse. Je remercie Patrice pour sa disponibilité malgré une première année au Pérou, son implication dans la thèse, sa soif de recherche et son intérêt pour toutes les disciplines des géosciences, et surtout pour son intégrité, que j'ai trouvé très appréciable pendant la thèse. Je remercie aussi Alexandra pour sa bonne humeur, pour les bons moments sur le terrain, et pour avoir formé un duo très complémentaire avec Patrice.

Merci au jury pour avoir lu mon manuscrit, s'être déplacé pour la soutenance de ma thèse et pour les discussions qui ont suivi. Et merci à tous les doctorants et à la famille pour avoir préparé ce super pot de thèse !

Cette thèse n'aurait pas eu lieu sans les deux missions de terrain au nord du Pérou, et donc pour cela je remercie l'IRD et surtout l'Institut Carnot qui ont financé les missions et analyses. Je remercie aussi Ysabel Calderon, Edward Cuipa et Leonardo Ramírez pour nous avoir accompagnés sur le terrain, et d'une manière générale je remercie PeruPetro pour m'avoir donné l'accès à certaines de leurs données. Je remercie spécifiquement Edward qui a fait un gros travail d'interprétation de coupes sismiques en offshore en 3D, qui a été essentiel pour ma thèse.

Je remercie l'équipe de « Structure et Dynamique de la Terre » du CSIC de Barcelone pour m'avoir accueillie durant six semaines au sein de leur laboratoire. Je remercie particulièrement Daniel Garcia-Castellanos et Ajay Kumar pour m'avoir accompagnée dans la compréhension et manipulation des logiciels tAo et LitMod (à Barcelone et même depuis Toulouse), avec qui il est aussi très agréable de travailler et de discuter, et qui sont toujours partants pour faire découvrir les quartiers sympas de Barcelone aux petits nouveaux, boire des bières et manger des fruits de mer ! Je remercie aussi Manel Fernández, Jaume Vergés et

Ivone Jiménez-Munt pour m'avoir permis de travailler avec leur équipe, et pour m'avoir guidée en participant aux discussions scientifiques. Je remercie également l'Université Fédérale de Toulouse, grâce à qui j'ai eu une aide à la mobilité internationale permettant cette collaboration.

Je remercie le Bureau Gravimétrique International (BGI), dont Sylvain Bonvalot qui m'a donné l'accès aux données gravimétriques de la zone étudiée, et qui m'a permis d'utiliser le logiciel Oasis Montaj. Je remercie également Lucia Seoane qui a rassemblé toutes ces données et qui les a harmonisées entre elles.

Je remercie Stéphane Brusset pour les discussions scientifiques et pour m'avoir installé les nombreuses mises à jour du logiciel Move ! Je remercie également Stéphanie Brichau pour m'avoir aiguillée sur de nombreuses questions concernant la thermochronologie, mais aussi pour son honnêteté et sa volonté de remonter le moral des doctorants du bureau F162 ! Et merci aussi à Baptiste Lemirre pour son aide précieuse pour l'interprétation et mise en forme des données U-Pb sur zircons et apatites.

En parlant des doctorants, comment ne pas remercier les Mouflettes avec qui on a partagé tellement de choses durant ces années de thèse… des soirées, du volley, de l'escalade, avec les anciens aussi comme Thomas, Bryan, Alex, Franzi, Léandre, Adrien, Sylvain… ou encore les générations post-mouflettes, comme Mathilde, Clément, Sofia, Dahedrey et tant d'autres !

Merci aux autres bons copains du lycée pour m'avoir sortie la tête du travail, Ana, Alicia, Fanny, Anouck, Manon et Nathan, mais aussi aux supers colocs que j'ai eu tout au long de ces années à Toulouse aux avenues de Castres et de la Gloire, et aux bons moments que j'ai partagé avec les plongeurs des Amis de la Mer !

Je remercie encore une fois ma famille qui a toujours été là pour moi, ma mère, mon père, ma grand-mère, mes tantes et oncle, mes cousins, les Despeyroux, avec une pensée particulière pour mon grand-père que j'ai perdu durant l'année 2018, qui était un puits de savoir et pourtant très modeste et discret, un gourmet du terroir provençal et le meilleur des cuisiniers.

Enfin je pense évidemment à Paul qui m'a soutenue et redonné confiance en moi, surtout dans la partie la plus difficile qui est la fin de thèse, qui m'a apporté un regard plus objectif sur

mon travail, qui a toujours été là pour moi malgré mes humeurs et des soirées/week-ends entiers à travailler et à reporter les chouettes balades qu'on s'imaginait… Après ça, on est forcement plus solide, on sait que les choses vont bien se passer à deux, et a nous les escapades en montagne et à l'océan à bord de notre petite maison ambulante !

Finalement, en prenant enfin du recul à la fin de cette thèse et sur les années précédentes, je me dis que tous les choix que j'ai faits me ressemblent beaucoup. En faisant une thèse pluridisciplinaire en géologie, j'ai pu développer mon côté naturaliste et mon goût du résonnement, et être parfois le Sherlock Holmes des montagnes ! Certains diront que ce travail peut manquer de précision et d'approfondissement, cependant au vue des telles incertitudes que l'on peut encore avoir aujourd'hui sur de nombreux processus tectoniques et climatiques, j'ai préféré avoir une vision d'ensemble sur mon objet d'étude. Donner des possibilités et interprétations à partir d'un ensemble de données diverses et variées dans lesquelles nous ne sommes pas forcement spécialiste, qui n'ont pas été produites par nous-mêmes, et pour lesquelles les fondements des méthodes sont parfois à remettre en cause, est selon moi un exercice très difficile, qui demanderait beaucoup plus de temps qu'une thèse en trois ans…

Cette expérience dans le monde de la recherche m'a montré à quel point la concurrence était grandissante dans ce domaine, avec de fait une efficacité des chercheurs toujours plus plébiscitée, et donc poussent les jeunes docteurs à travailler dur jusqu'au graal du poste de permanent toujours de plus en plus rare, poussant à laisser de côté le reste pendant encore quelques années. C'est là que se pose la question sur la qualité de vie que l'on se souhaite, je parle ici de temps, et est-ce qu'on est assez passionné par ses recherches pour négliger le reste, les autres passions que l'on peut avoir… A l'image de ma thèse, je vais continuer à rester ouverte à plein de disciplines, en me dirigeant sur plus de concret, avec un métier qui amène à être plus proche de la nature. Des chaînes de montagnes paléozoïques à cénozoïque hier, et puis demain peut-être un travail de garde-moniteur dans le parc national des Pyrénées, qui sait…

Résumé

Titre : Nouveau modèle tectono-climatique des Andes Centrales du Nord (5-9°S)

Cette thèse, par une approche multidisciplinaire, propose un nouveau modèle d'orogène à double vergence pour les Andes Centrales du Nord, expliquant l'épaississement crustal et la topographie actuelle. Une nouvelle synthèse structurale et stratigraphique à travers l'avant-arc et la Cordillère Occidentale a permis de révéler la présence d'un chevauchement majeur à vergence Ouest. Pour la première fois, la construction d'une coupe équilibrée traversant toutes les Andes Centrales du Nord, combinée à des données thermochronologiques, illustre un modèle orogénique à double vergence se propageant de façon synchrone depuis ~30 Ma avec un raccourcissement total de 158 km. Une modélisation numérique de l'évolution tectono-climatique de l'orogénèse nous montre le contrôle tectonique sur le climat régional des Andes avec l'accélération de l'aridification du versant Ouest à ~15 Ma et au Pliocène, ainsi que le soulèvement tardif et la formation d'un équivalent de l'Altiplano, qui aurait été incisé et vidangé récemment par la rivière du Marañón.

Mots-clés : Orogène à double vergence – Raccourcissement néogène – Andes Centrales du Nord – Escarpement Ouest Andin –Interactions tectono-climatiques

Abstract

Title: New tectono-climatic model of the northern Central Andes (5-9°S)

Using a multidisciplinary approach, this thesis proposes a new double-verging orogen model for the Northern Central Andes, which can explain the crustal thickening and the current topography interacting with a complex climate. A new structural and stratigraphic synthesis across the forearc and the Western Cordillera revealed the presence of a major western vergence thrust. For the first time, the construction of a balanced cross-section through the whole Northern Central Andes, combined with thermochronological data, illustrates a double verging orogenic model propagating synchronously since ~30 Ma, with a total shortening of 158 km. Numerical modeling of the tectono-climatic evolution of the Andean orogeny shows the acceleration of the aridification in its western flank at ~ 15 Ma and during the Pliocene, as well as the late uplift and the formation of an equivalent of the Altiplano, which would have been incised and emptied recently by the Marañón River.

Keywords: Double verging orogen – Neogene shortening – Northern Central Andes – Western Andean Escarpment – Tectono-climatic interactions

Sommaire

Remerciements et digressions 3
Résumé 8
Abstract 9
Sommaire 11

Chapitre I – Introduction et contexte régional *15*
1. Introduction et problématiques générales 16
2. Contexte géodynamique 21
2.1. La subduction 21
2.2. Evolution mésozoïque et paléogène 27
2.3. Orogénèse andine et évolution du Bassin Amazonien 29
2.4. Les unités morpho-tectoniques des Andes péruviennes 31
2.5. Structures profondes des Andes Centrales 35
2.6. Le climat actuel et passé des Andes 36
3. Choix de la zone d'étude et démarche 38
4. Structure de la thèse et approches méthodologiques 40

Chapitre II – Nouveau modèle d'évolution tectonique de la marge occidentale des Andes Centrales du Nord *44*
1. Introduction 45
2. Western thrusting and uplift in the northern Central Andes (western Peruvian margin) 46
2.1. Résumé en français et en anglais 46
2.2. Introduction 47
2.3. Geological background 49
2.4. Methodology and data 53
2.5. Structural architecture of the forearc basins 55
2.6. Structural architecture of the Western Cordillera 58
2.7. Offshore-onshore stratigraphic correlations 62
2.8. Regional balanced cross-section 68

2.9. Calipuy Plateau-Basin and WAE exhumation from thermochronology 71
2.10. Cenozoic tectonic history and discussion 75
2.11. Conclusion 80
3. Conclusions du chapitre 83

Chapitre III – Structures lithosphériques des Andes Centrales du Nord 85
1. Introduction 86
2. Neogene horizontal shortening as the main mechanism to explain crustal thickening in northern Central Andes (5-9°S) 88
2.1. Résumé en français et en anglais 88
2.2. Introduction 90
2.3. Upper crustal thrust systems: geometry and timing of deformation 91
2.4. Crustal balanced cross-section and estimation of Neogene shortening 93
2.5. Implications and conclusions 96
3. Structures lithosphériques des Andes Centrales du Nord 99
3.1. Introduction 99
3.2. Méthodes et données utilisées 100
3.2.1. La modélisation géophysique LitMod 100
3.2.2. Données géophysiques 104
3.3. Résultats 109
3.3.1. M(a) : géométrie lithosphérique simplifiée 109
3.3.2. M(b) : structures crustales issues de la coupe équilibrée 111
3.4. Discussions et conclusions 113
4. Conclusions du chapitre 116

Chapitre IV – Modélisation numérique (tAo) de l'évolution tectono-climatique des Andes Centrales du Nord (5-9°S) 118
1. Introduction 119
2. Tectonic and climatic controls on the Neogene geodynamic evolution of the northern Central Andes: a numerical modeling (5-9°S) 120
2.1. Résumé en français et en anglais 120
2.2. Introduction 123
2.3. Geological and climatic settings 126

2.3.1. Morpho-tectonic setting and crustal shortenings estimations 126
2.3.2. Syn-orogenic sedimentary thicknesses and paleoenvironments in Neogene basins 129
2.3.3. Erosion rates 130
2.3.4. Climatic settings 133
2.4. Methods and input parameters 135
2.5. Results 140
2.5.1. Shortening inferred from tAo model under orographic precipitations (M1) 140
2.5.2. Comparison between predicted and observed features of M1 142
2.5.3. Evidence of an initial arid climate for the western Andean flank development (M2) 146
2.5.4. Topographic and rainfall evolution of the northern Central Andes 148
2.6. Discussion 150
2.6.1. Tectono-climatic evolution and development of an Altiplano 150
2.6.2. Transcontinental drainage in the Amazonian foreland basin 154
3. Conclusions du chapitre 158

Chapitre V – Conclusions générales de la thèse 160
1. Déformations néogènes de la croûte supérieure le long la marge occidentale des Andes Centrales du Nord 161
2. Formation-propagation du relief andin et évolution paléo-environnementale 161
3. Héritage de l'orogène incaïque et érosion post-orogénique 164
4. Interactions tectono-climatiques et influences sur la morphologie des Andes et de l'Altiplano 165

Table des figures 168
Références 174
Annexes 204

Chapitre I

Introduction et contexte régional

1. Introduction et problématiques générales

La Cordillère des Andes borde la partie sud-est de la ceinture de feu de l'Océan Pacifique sur plus de 7000 km de long, représentant ainsi la plus longue chaîne de montagne au monde. Elle s'est formée en contexte de convergence de type subduction entre la plaque océanique Nazca et la plaque Sud-Américaine depuis au moins le Jurassique moyen (e.g. Coira et al., 1982; Jaillard et al., 2000; Rosas et al., 2007), faisant sa particularité majeure au regard des grands orogènes de type collision comme la chaîne Alpine. Cette chaîne forme une barrière orographique majeure qui perturbe les flux atmosphériques de l'Amérique du Sud, et qui a largement influencé les variations paléo-environnementales du bassin amazonien. En effet sa formation a eu pour conséquence une augmentation accrue de la pluviométrie et de l'apport sédimentaire aux pieds des pentes orientales des Andes, qui a conduit à la disparition du système marin-lacustre Pebas vers la mise en place du système transcontinentale amazonien depuis le Miocène supérieur (e.g. Hoorn et al., 2010) et a réuni des conditions extrêmement favorables à la diversification de la faune et de la flore amazoniennes.

Les Andes montrent une topographie très segmentée, et sont conventionnellement subdivisées entre les Andes du Nord (10°N-4°S), les Andes Centrales (4-33.5°S) et les Andes du Sud (33.5-52°S) (Figure I-1) (Gansser, 1973; Tassara & Yáñez, 2003). Les Andes du Nord et du Sud sont caractérisées par un régime tectonique d'accrétion, où des fragments océaniques et continentaux se sont amalgamés durant le Mésozoïque-Cénozoïque, comme l'indique la présence de zones de suture et de roches océaniques métamorphisées en surface (Gansser, 1973; Spikings et al., 2005; Vallejo et al., 2009). Les Andes Centrales seraient, quant à elles, surtout contrôlées par le régime de subduction de la plaque Nazca (Ramos, 2010). Les Andes Centrales représentent le segment le plus imposant en termes d'élévations, de largeur de la chaîne et d'épaisseurs crustales, atteignant leurs maximums dans les Andes boliviennes (Figure I-1). C'est au cœur de cette partie des Andes que se trouve le haut plateau andin : l'Altiplano, perché à plus de ~3650 m d'altitude entre les cordillères Occidentale et Orientale et caractérisé par un faible relief et un drainage endoréique.

Figure I-1 : Carte topographique de l'Amérique du Sud (ETOPO1 Global Relief Model) et segmentation latitudinale des Andes. Les variations de vitesse de la Plaque Nazca (cm/an) par rapport à la Plaque Sud-Américaine proviennent des études de Villegas-Lanza et al. (2016) pour le Pérou, de Chlieh et al. (2011) pour le Sud du Pérou et Nord du Chili, et de Schellart and Rawlinson (2013) pour les Andes du Sud. Les vitesses du rollback (cm/an) ont été calculées par Schellart et al. (2008) par rapport au référentiel Indo-Atlantique. AP = Altiplano; PP = Puna Plateau; FA = Fitzcarrald Arch; JFR = Juan Fernandez Ridge; NR = Nazca Ridge.

Plusieurs phases orogéniques se sont succédées et ont structuré la marge occidentale sud-américaine depuis le Crétacé Supérieur (e.g. Horton, 2018a; Louterbach et al., 2018; Mégard, 1984), notamment les deux périodes orogéniques majeures que sont l'orogène incaïque (Paléogène) et andin (Néogène). Les déformations compressives incaïques se sont propagées à travers la Plateforme Péruvienne Occidentale du Crétacé avec une vergence Est (Mégard, 1984; Mourier, 1988), dont nous retrouvons aujourd'hui les structures fossilisées ou partiellement réactivées au sein de la Cordillère Occidentale à plus de 3500 m d'altitude. La dernière phase andine, toujours active, est en grande partie à l'origine du relief andin, dont les déformations se sont propagées en direction du craton Amazonien depuis au moins l'Oligocène inférieur (Anderson et al., 2018; Calderon et al., 2017a; Eude et al., 2015; Oncken et al., 2006; Rak et al., 2017). La partie centrale de la chaîne (l'Altiplano) s'est rapidement soulevée pour atteindre son altitude actuelle entre ~10.3 et 6.7 Ma, avec un soulèvement majeur de ~2.0-3.7 km (Garzione et al., 2006; Ghosh et al., 2006; Gregory-Wodzicki, 2000; Leier et al., 2013).

Certains auteurs suggèrent que le relief et l'épaississement crustal des Andes Centrales peuvent être entièrement expliqués par l'importante quantité de raccourcissement à travers les Andes Centrales à 21°S (Armijo et al., 2015), dans l'Altiplano ou le prisme orogénique oriental (Baby et al., 1997; McQuarrie, 2002a, 2002b; Rochat et al., 1999; Sheffels, 1990) (Figure I-2). Ces auteurs expliquent la formation de l'Altiplano et le développement de la zone subandine soit par le biais de méga-chevauchements crustaux à vergence Est (McQuarrie, 2002b), soit par des duplex crustaux qui propagent la déformation dans le prisme orogénique oriental, associé à du sous-plaquage tectonique (Baby et al., 1997; Rochat et al., 1999). Beaucoup d'études se sont concentrées principalement sur les déformations bien préservées et exposées du prisme orogénique oriental des Andes et de l'Altiplano (voir toutes les références dans la Figure I-2) en essayant de comprendre si le raccourcissement se propageant vers l'Est était suffisant à lui seul pour soulever et épaissir les Andes. Récemment, Armijo et al. (2015) ont proposé un modèle d'orogène à double vergence à travers toute la section des Andes Centrales (21°S), avec le sous-charriage d'un bloc marginal sous la Cordillère Occidentale. Ils estiment un raccourcissement total de 360 km, et proposent que cette double vergence et l'accélération du raccourcissement à 10-7 Ma soient à l'origine du soulèvement de l'Altiplano. Dans la littérature, seules deux autres coupes « équilibrées » d'échelle crustale traversent l'ensemble des Andes, avec un modèle orogénique dominé par

une propagation de la déformation vers l'Est (Pfiffner & Gonzalez, 2013; Rochat et al., 1999) (Figure I-2).

D'autres ont interprété le soulèvement rapide de l'Altiplano, comme étant le résultat de la délamination du manteau lithosphérique et de la croûte inférieure éclogitisée (Garzione et al., 2006, 2008; Ghosh et al., 2006; Gregory-Wodzicki, 2000; Hoke & Garzione, 2008; Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994; Lamb & Hoke, 1997; Leier et al., 2013; Pelletier et al., 2010), dont la perte de masse aurait provoqué le fluage latéral de la croûte inférieure depuis les parties surépaissies (sous les cordillères) vers l'Altiplano (Hoke & Garzione, 2008; Husson & Sempere, 2003; Kay & Coira, 2009; Lamb & Hoke, 1997; Vietor & Oncken, 2005). L'addition magmatique est aussi souvent évoquée pour avoir contribué à l'épaississement crustal, notamment durant la forte activité magmatique post-26 Ma dans les Andes boliviennes (Coira & Kay, 1993; Hoke & Lamb, 2007; Wörner et al., 2000).

Par ailleurs, les conditions climatiques actuelles et passées jouent un rôle déterminant sur la formation des reliefs andins et de l'Altiplano, ainsi que sur la propagation des déformations (e.g. Garcia-Castellanos, 2007; Lamb & Davis, 2003; Montgomery et al., 2001). Par exemple, Montgomery et al. (2001) suggèrent que c'est le climat actuel de l'Amérique du Sud qui influence la topographie des Andes. La morphologie des Andes du Nord, plus étroites, serait maintenue par un fort taux de précipitations, alors que les Andes Centrales, plus larges, seraient finalement dominées par la tectonique avec peu de précipitations-érosion, permettant ainsi un fort épaississement crustal et la propagation de la déformation du prisme oriental. De même, le climat préandin initialement aride (e.g. Jeffery et al., 2012) aurait facilité la formation et le soulèvement de l'Altiplano (Garcia-Castellanos, 2007). La concomitance et les relations de cause à effet entre l'accélération du soulèvement des Andes au Miocène supérieur (Garzione et al., 2006; Ghosh et al., 2006; Gregory-Wodzicki, 2000; Leier et al., 2013), les phases d'hyper-aridification du flanc ouest andin à ~12-10 Ma et au Pliocène (Rech et al., 2019) et le refroidissement global Néogène (Zachos et al., 2008) restent encore largement débattues (e.g. Garreaud et al., 2010).

Ainsi certains auteurs pensent que c'est plutôt le soulèvement des Andes qui a engendré l'aridification du flanc ouest (Sepulchre et al., 2009) et participé au refroidissement global avec le soulèvement de l'Himalaya (e.g. Raymo and Ruddiman, 1992), alors que d'autres

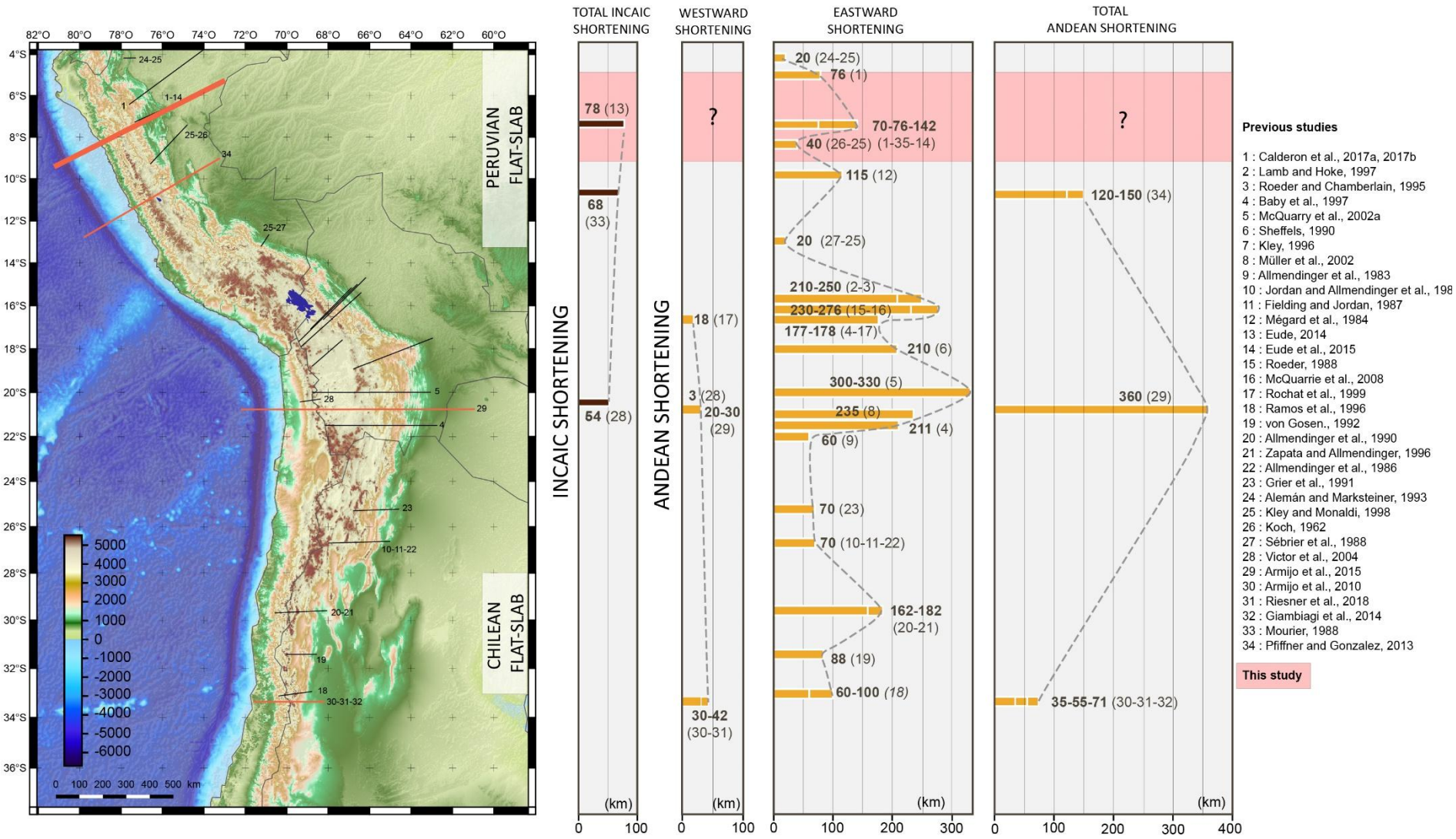


Figure I-2 : Synthèse des quantités de raccourcissement calculées pour les périodes orogéniques incaïque et andine.

pensent que c'est la diminution des températures globales et l'aridification du flanc ouest par le courant de Humboldt qui ont permis en partie le soulèvement des Andes Centrales et le maintien de l'Altiplano (Armijo et al., 2015; Lamb & Davis, 2003; Montgomery et al., 2001; Strecker et al., 2007).

C'est pourquoi, dans cette thèse, on s'intéressera aux interactions entre la tectonique de raccourcissement et le climat, en essayant de répondre aux questions suivantes :

Est-ce que le raccourcissement peut expliquer le relief et l'épaississement crustal des Andes Centrales ? Quelles sont les interactions tectono-climatiques et leur influence sur la morphologie des Andes ?

Nous essayerons de répondre à ces questions à partir de la synthèse des données existantes, d'acquisition de nouvelles données quand nécessaire, de l'utilisation de la technique des coupes équilibrées, et de modélisations numériques.

Le contexte géodynamique des Andes Centrales est résumé et développé dans ce chapitre, en passant par la géométrie et l'histoire de la subduction, la description des principales périodes de déformation, des unités morpho-tectoniques des Andes, des structures lithosphériques, ainsi qu'une présentation du climat contrasté des Andes et de son évolution durant le Cénozoïque.

2. Contexte géodynamique

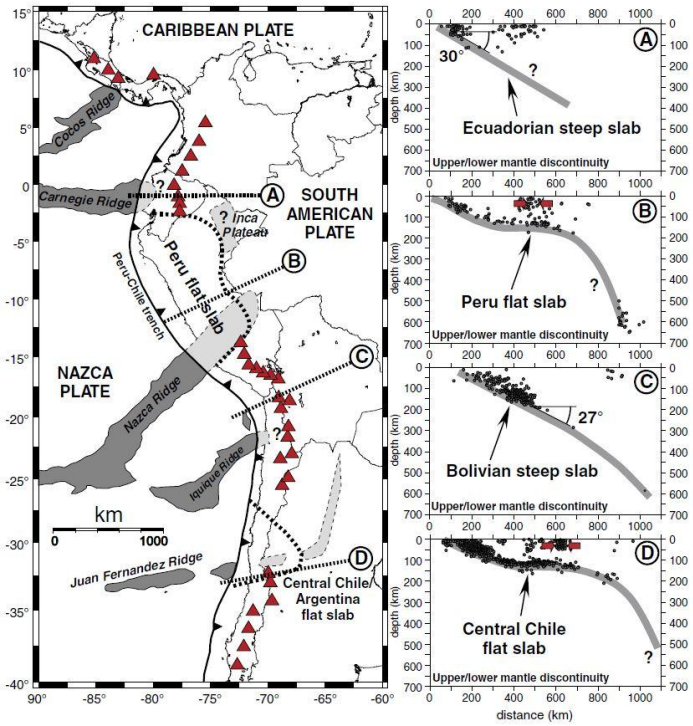
2.1. La subduction

La subduction de la Plaque Nazca sous la Plaque Sud-Américaine est le processus géodynamique à l'origine de la structuration des Andes depuis au moins le Jurassique moyen (e.g. Coira et al., 1982; Jaillard et al., 2000; Rosas et al., 2007). Initialement, c'est la plaque océanique Farallon qui entrait en subduction sous l'Amérique, avant que la dorsale océanique ne soit entrainée sous la Plaque Nord-Américaine vers 23 Ma (Lonsdale, 2005). Trois plaques plongeantes subsistèrent, la Plaque Juan de Fuca en Amérique du Nord, la Plaque Cocos en Amérique centrale, et la Plaque Nazca au Sud-Est de l'océan Pacifique. Aujourd'hui, la

migration de la Plaque Sud-Américaine vers le Nord-Ouest implique une subduction orthogonale à légèrement oblique de la Plaque Nazca (flèches blanche ; Figure I-1).

Le soulèvement des Andes est souvent associé aux phases de compression induites par l'accélération de la convergence entre les plaques Nazca et Sud-Américaine, qui elle-même dépend du mouvement relatif des plaques à l'échelle globale, mais aussi de la géométrie du slab plongeant (Barazangi & Isacks, 1979; Cahill & Isacks, 1992; Martinod et al., 2010) et de son interaction avec le manteau (Chen et al., 2019; Eakin et al., 2015; Martinod et al., 2010; Martinod et al., 2005; Schellart et al., 2008).

La subduction de la Plaque Nazca montre une grande variabilité géométrique tout au long de la marge (Figure I-3), ayant fait varier au cours du temps l'importance du couplage entre les plaques convergentes et grandement influencé l'état thermique de la plaque supérieure.



Aujourd'hui, on retrouve deux segments caractérisés par une subduction plate, la plus grande étant localisée au Pérou (3-15°S) sur plus de 1500 km de long, et la deuxième étant située au Chili (31-32.5°S). En plus de ces zones de subduction plates observées en Amérique du Sud, il n'en existe qu'une seule active reconnue dans le monde (Barazangi & Isacks, 1976; Manea et al., 2017), qui se trouve au centre du Mexique (16-18°N).

Figure I-3 : Carte représentant les deux zones de subduction plates en Amérique du Sud, l'emplacement des rides et plateaux océaniques et du volcanisme actuel. Quatre coupes représentent la géométrie du plan de subduction en Equateur (A), au centre du Pérou (B), de la Bolivie (C) et du Chili (D) (Martinod et al., 2010).

Ces zones de subduction plates ont été initiées par la mise en subduction d'un plancher océanique contenant des hétérogénéités topographiques et de compositions telles que des plateaux ou des rides océaniques moins denses que la lithosphère océanique environnante, de

par leur composition plus felsique et une thermicité plus élevée (Vogt et al., 1976). L'entrée en subduction de ces corps de forte flottabilité engendre l'aplatissement du slab, faisant varier sa pente d'environ ~30-45° à quasiment l'horizontal. Ce soulèvement du slab augmente considérablement le couplage à l'interface des deux plaques convergentes (e.g. Espurt et al., 2008), engendrant une augmentation et la propagation du raccourcissement de la plaque supérieure vers les zones internes du continent, et une subsidence plus étendue du rétro-bassin d'avant-pays (e.g. Ramos and Folguera, 2009). De plus, l'hydratation mantellique par le slab océanique se produit dans une fenêtre de pressions et températures trop faible pour engendrer la fusion, provoquant la propagation vers le continent du magmatisme d'arc, jusqu'à la cessation complète du volcanisme (Barazangi & Isacks, 1976, 1979). L'étude du volcanisme d'arc à travers les Andes montre très bien cette progression spatiale de l'arc due à l'aplatissement du slab (e.g. Mamani et al., 2010).

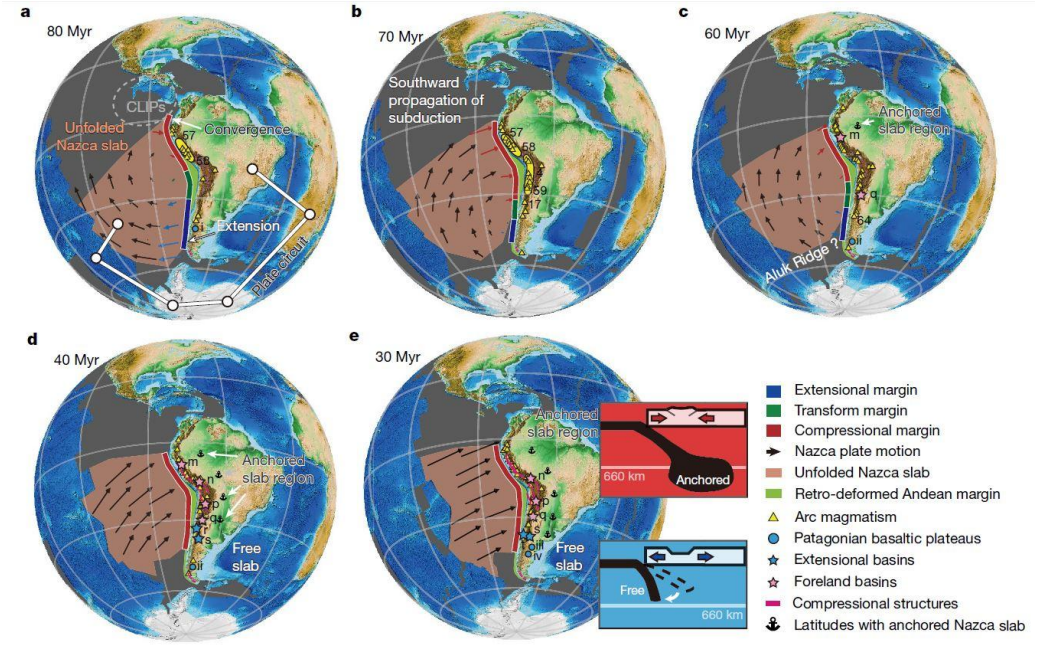


Figure I-4 : Reconstitution du partitionnement de la tectonique régionale le long de la marge occidentale de la Plaque Sud-Américaine, en réponse à l'encrage du slab plongeant sous le bassin Amazonien, pendant la migration de la Plaque Nazca vers le Sud-Est. Les flèches représentent le mouvement de la Plaque Nazca par rapport à une plaque Amérique du Sud fixe (Chen et al., 2019).

Ainsi la variabilité géométrique du slab plongeant engendre une déformation contrastée de la lithosphère continentale, et donc une segmentation des Andes Centrales. En effet, les Andes Centrales sont aussi conventionnellement différenciées de ses extrémités Nord et du Sud (subduction plate), caractérisées par une absence de volcanisme, une importante propagation

de la déformation vers l'Est, notamment montré par la sismicité intra-plaque continentale, et le développement de rétro-bassins d'avant-pays plus étendus tels que le Bassin Amazonien et le Bassin Pampas (Figure I-1). Quant aux Andes Centrales, dites aussi les « Andes Boliviennes », l'inclinaison forte du slab permet l'activité volcanique le long de la marge, induisant une thermicité élevée, un faible couplage inter-plaques et peu de sismicité intra-plaque (Figure I-3). Grâce à la mise en évidence des gaps volcaniques et de la déformation de la plaque supérieure (e.g. Ramos and Folguera, 2009), les Andes Boliviennes montrent des évidences d'aplatissement du slab durant le Paléogène, entre ~45 et 24 Ma (Mamani et al., 2010; Martinod et al., 2010).

La subduction d'un corps océanique moins dense implique aussi une diminution de la vitesse de la plaque océanique dans l'asthénosphère (Martinod et al., 2005), pouvant entrainer le retrait de la fosse océanique et l'extension de la marge, comme observé au niveau de la subduction plate du Chili. A l'inverse, on observe l'avancement de la fosse océanique dans les Andes Centrales du Nord (Schellart et al., 2008), ainsi qu'un régime tectonique à dominante compressive de la marge (Figure I-4). Ce contraste a très récemment été expliqué par l'encrage du slab océanique dans le manteau inférieur qui commence sous le Bassin Amazonien, puis qui se propage progressivement vers le sud (Figure I-4 ; Chen et al., 2019).

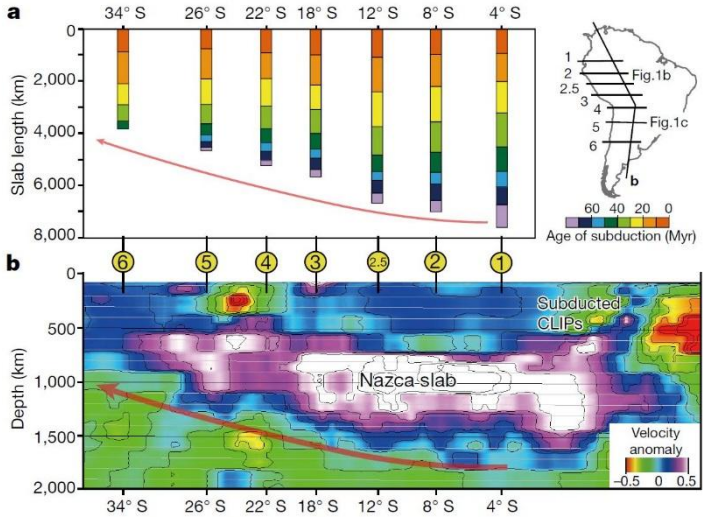


Figure I-5 : (a) Variation de la longueur de la Plaque Nazca subduite sous l'Amérique du Sud sur 6 localités différentes de long des Andes. (b) Coupe parallèle à la fosse océanique de la tomographie MITP08, montrant l'enfoncement progressif de la Plaque Nazca dans le manteau inférieur, du Nord vers le Sud (Chen et al., 2019).

L'aplatissement du slab au Pérou a été provoqué par la subduction de la Ride Nazca initiée il y a environ 14-11 Ma (Gutscher et al., 2000; Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005), et dont la reconstruction cinématique (Figure I-6) a été calculée grâce à la symétrie des anomalies magnétiques de parts et d'autres des rides. A cause de sa subduction oblique, la Ride Nazca a progressivement migré vers le Sud-Est, raclant la lithosphère andine et provoquant un soulèvement tout le long de la marge péruvienne. Elle est aujourd'hui située dans la partie

Sud du Pérou (Figure I-6), où sa subduction a atteint le Bassin Amazonien et provoqué le soulèvement de l'Arche Fitzcarrald depuis 5 Ma (Espurt et al., 2007). Gutscher et al. (1999) propose aussi l'existence d'un plateau océanique sous le Nord-Est du Pérou, appelé le plateau incaïque, qui aurait de même participé au soulèvement des Andes péruviennes du Nord entre ~14 et 8 Ma, en passant en subduction vers la latitude 5°S (Rosenbaum et al., 2005).
Selon certains auteurs, l'aplatissement du slab engendrerait aussi une dynamique du manteau, se reflétant en surface par de la topographie dynamique positive et négative, respectivement au niveau du relief andin et du Bassin Amazonien (Eakin et al., 2014; Moucha et al., 2007).

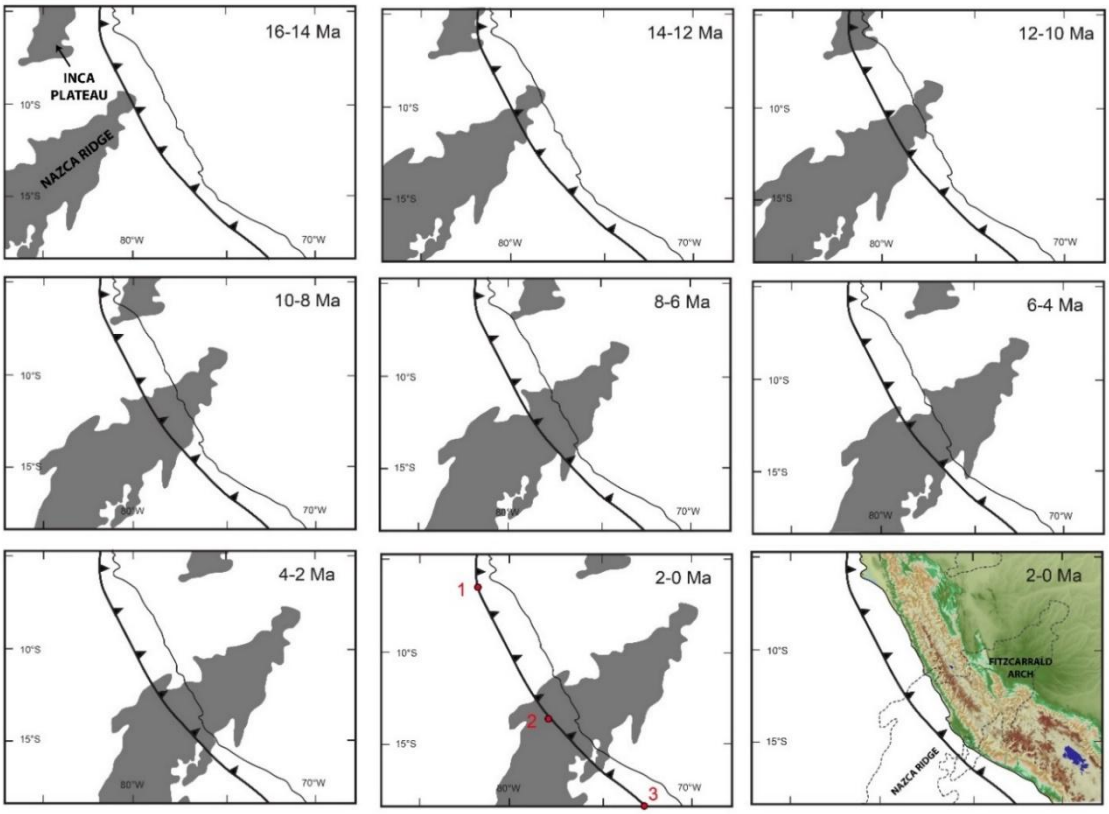


Figure I-6 : Reconstruction de la subduction et migration de la Ride de Nazca et du plateau incaïque depuis le Miocène moyen (modifié à partir de Rosenbaum et al. (2005)) et localisation des points 1-2-3 de la Figure I-7.

Les variations de vitesses de convergence entre la Plaque Nazca et Sud-Américaine ont étaient calculées par de nombreux chercheurs (Maloney et al., 2013; Pilger, 1984; Somoza & Ghidella, 2005, 2012), qui montrent une accélération aux alentours de 30 Ma, puis une décélération progressive depuis 25-15 Ma. La récente étude de Maloney et al. (2013) montre des variations de vitesses depuis le Dogger en différentes points des Andes, au Nord, centre et Sud du Pérou, où il met en avant une histoire relativement commune, avec trois phases

prédominantes de convergence (Figure I-7). Une première phase majeure se produit entre ~110 et 85 Ma, pouvant correspondre à la première phase orogénique enregistrée dans les Andes et décrite comme la phase Péruvienne (Jaillard, 1994; Sempere, 1994; Vicente, 1990). Une seconde période de convergence démarre à partir d'environ 55 Ma et se poursuit jusqu'à 40 Ma, correspondant à la phase orogénique « incaïque » de Steinmann (1929), qui a laissé les traces d'une intense déformation sur la marge péruvienne (Jaillard & Soler, 1996). Selon les calculs de vitesse de Maloney et al. (2013), cette convergence est bien plus importante au Nord du Pérou que dans les Andes Boliviennes durant le Paléogène (Figure I-7).

Finalement une dernière phase de forte convergence se traduisant par une forte accélération depuis environ 30 Ma a affecté de façon homogène l'ensemble du Pérou pour donner les Andes actuelles. Elle a été qualifiée de phase orogénique « Quechua » (Jaillard et al., 2000; Mégard, 1984), que nous nommerons période orogénique « andine » dans ce mémoire. Selon Somoza and Ghidella (2005), la direction de convergence entre les deux plaques a considérablement changé à partir d'environ 27 Ma, en passant d'une direction ~N80 (47-28 Ma) à N45 (26-0 Ma). Ainsi, la convergence, oblique à la côte entre 47 et 28 Ma, est devenue plus orthogonale durant le Néogène.

Ces changements de géométries et de vitesses du slab ont provoqué des variations dans le régime tectonique affectant la marge Sud-Américaine, pouvant se traduire par de la compression, de l'extension et/ou du décrochement (Figure I-4) ainsi que des phénomènes de soulèvement et de subsidence due à la topographie dynamique.

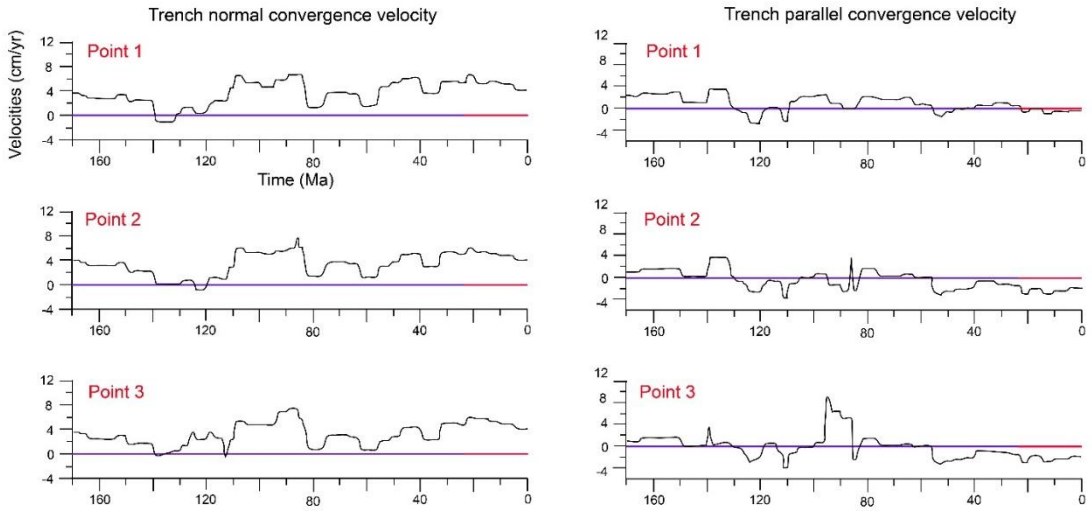


Figure I-7 : Vitesses de convergence orthogonales et parallèles entre les plaques Nazca et Sud-Américaine aux points 1-2-3 localisés sur la Figure I-6 (modifié à partir de Maloney et al. (2013)). Les barres violette et rouge représentent respectivement la période de subduction de la Plaque Farallon et de la Plaque Nazca.

2.2. Evolution mésozoïque et paléogène

Trias à Crétacé Inférieur

A partir du Trias, une période de rifting affecte la plateforme carbonatée préexistante (Jaillard & Soler, 1996), engendrant une séquence très épaisse de dépôts syn-rift (Formation Mitu ; McLaughlin, 1924). Cet évènement est interrompu au Jurassique Inférieur, avec un comblement post-rift jusqu'au Malm par les séries de plateforme de la Formation Pucara (McLaughlin, 1924).

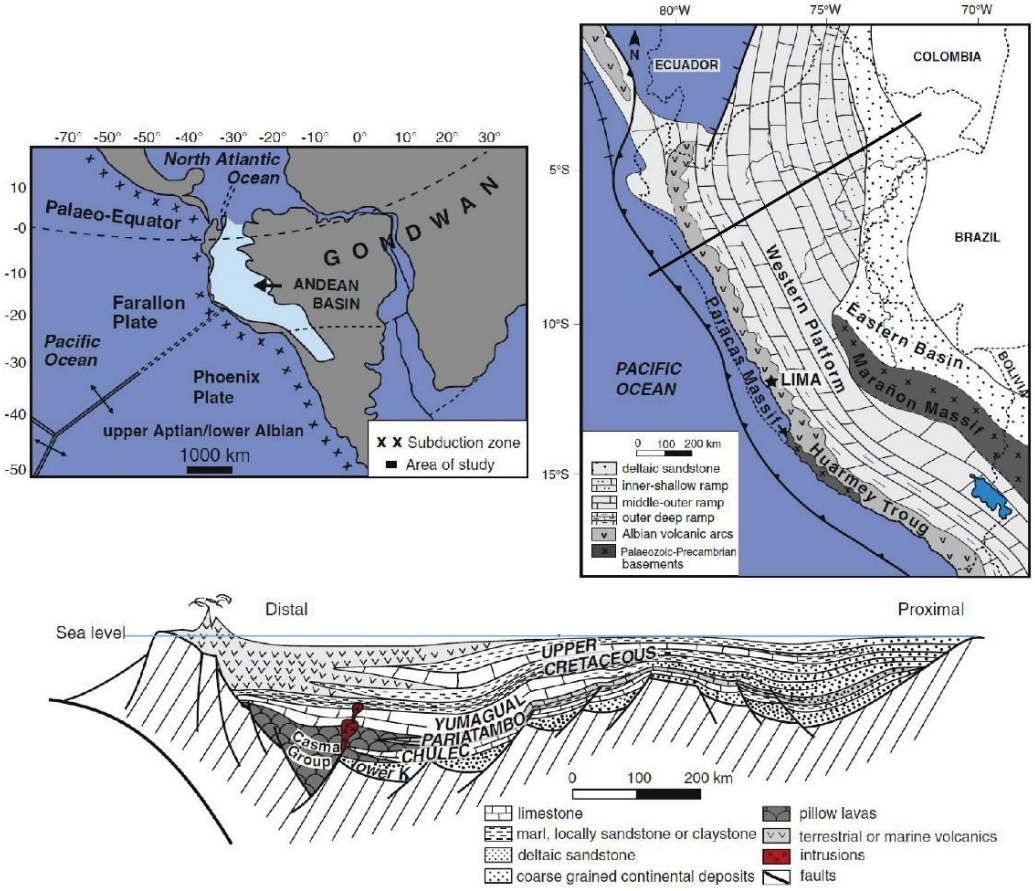


Figure I-8 : Cartes paléogéographiques du Pérou au Crétacé Inférieur-Supérieur, associée à une coupe interprétative du bassin d'arrière-arc au Nord du Pérou (Navarro-Ramirez et al., 2015). Ce bassin est aussi appelé « Plateforme Péruvienne Occidentale ».

Durant le Crétacé Inférieur, la marge est affectée par un magmatisme d'arc (arc volcanique Casma) et le développement d'un vaste bassin d'arrière-arc (Figure I-8) (Soler & Bonhomme, 1990) appelée « Plateforme Péruvienne Occidentale » (Jaillard, 1987), où une importante épaisseur sédimentaire s'est déposée (Benavides-Caceres, 1956; Jaillard, 1987), englobant les pillow-lavas de la formation Casma à l'extrême Ouest (Atherton et al., 1983; Atherton &

Webb, 1989) (voir Figure I-8 ; Navarro-Ramirez et al., 2015). Ce bassin s'étend largement au niveau des Andes Centrales et des Andes du Nord, et a été déformé par les différentes phases compressives à partir du Crétacé Supérieur (e.g. Horton, 2018b; Louterbach et al., 2018; Mégard, 1984).

Crétacé Supérieur à Eocène

De nombreux auteurs (e.g. Jaillard and Soler, 1996) suggèrent une discrétisation du raccourcissement dans les Andes, en proposant deux premiers pulses tectoniques durant le Crétacé Supérieur (la phase Péruvienne), et l'Eocène (la phase incaïque). Ces phases tectoniques ont été corrélées aux pulses de convergence orthogonale à la fosse océanique présenté plus haut, entre les plaques Farallon (Nazca) et Sud-Américaine (Jaillard, 1994).

Phase Péruvienne

C'est à partir du Crétacé Supérieur (environ 80 Ma) que les premières déformations compressives ont été enregistrées de l'Equateur jusqu'au Sud du Chili (Benavides-Caceres, 1999; Jaillard, 1994; Mégard, 1984; Ramos & Aleman, 2000; Sempere, 1994; Vicente, 1990). Des chevauchements à vergence Nord-Est ont été observés sur la partie ouest de la Plateforme Péruvienne Occidentale. Cette période est aussi marquée par une rapide convergence et la mise en place du Batholithe Côtier (Atherton & Petford, 1996; Cobbing & Pitcher, 1972; Cobbing, 1999; Haederle & Atherton, 2002; Mukasa, 1984; Soler & Bonhomme, 1990), datée entre 102 et 55 Ma (Myers, 1975; Pitcher & Bussell, 1985), et affleurant aujourd'hui le long de la côte Pacifique.

Phase incaïque

L'orogenèse incaïque (Steinmann, 1929) s'est développée entre l'Eocene inférieur et l'Eocene moyen (~40 Ma) (Noble et al., 1974, 1979). Elle est considérée comme une période majeure de raccourcissement qui a façonné une grande partie des structures aujourd'hui visibles dans la partie ouest des Andes Centrales (Jaillard & Soler, 1996). Durant cette période, une chaîne plissée et faillée d'avant pays, appelée Marañón fold-and-thrust belt (MFTB) (Mégard, 1984), s'est développée vers l'est dans la Plateforme Péruvienne Occidentale (Mourier, 1988; Stappenbeck, 1929) où elle a accommodé un raccourcissement important (~68-78 km ; Eude, 2014 ; Mourier, 1988).

2.3. Orogénèse andine et évolution du Bassin Amazonien

La dernière phase orogénique, souvent appelée « phase Quechua » (Jaillard et al., 2000; Mégard, 1984), mais que nous appellerons orogénèse andine dans ce mémoire, a commencé respectivement à ~30-24 Ma dans les Andes Centrales du Nord (Calderon et al., 2017b; Eude, 2014; Eude et al., 2015) et ~40-30 Ma dans les Andes Boliviennes (Anderson et al., 2018; Oncken et al., 2006; Rak et al., 2017). Cette dernière phase, toujours active aujourd'hui, est considérée comme l'épisode tectonique majeur responsable d'une accélération de l'épaississement crustal et de la formation du relief andin. On considère que cet épisode est marqué par une propagation de la déformation vers l'Est pouvant accommoder jusqu'à 330-360 km de raccourcissement dans les Andes boliviennes (Armijo et al., 2015; McQuarrie, 2002b) avec une accélération croissante du taux de raccourcissement (Oncken et al., 2006).

Dans la Cordillère Occidentale du centre du Pérou (9-10°S), la mise en place d'un batholite tardif (Cordillère Blanche) d'âge miocène supérieur (14-5 Ma ; Zircon U-Pb ; Giovanni, 2007; Mukasa, 1984) est associé au fonctionnement d'une faille normale majeure. Cette faille a produit un rejet vertical de 4500 m depuis 5.4 Ma (Bonnot, 1984; Giovanni, 2007), entrainant l'exhumation de la Cordillère Blanche. Certaines études indiquent que la surrection de la Cordillère Blanche aurait été favorisée par une tectonique décrochante, permettant ainsi la mise en place et une exhumation du granite de faible densité (Margirier et al., 2015; McNulty et al., 1998; Petford & Atherton, 1992). D'autres études suggèrent aussi que l'extension serait due à l'effondrement gravitaire de la croûte andine surépaissie (Dalmayrac & Molnar, 1981), ou encore entrainée par le passage de la Ride Nazca dans cette région (McNulty & Farber, 2002).

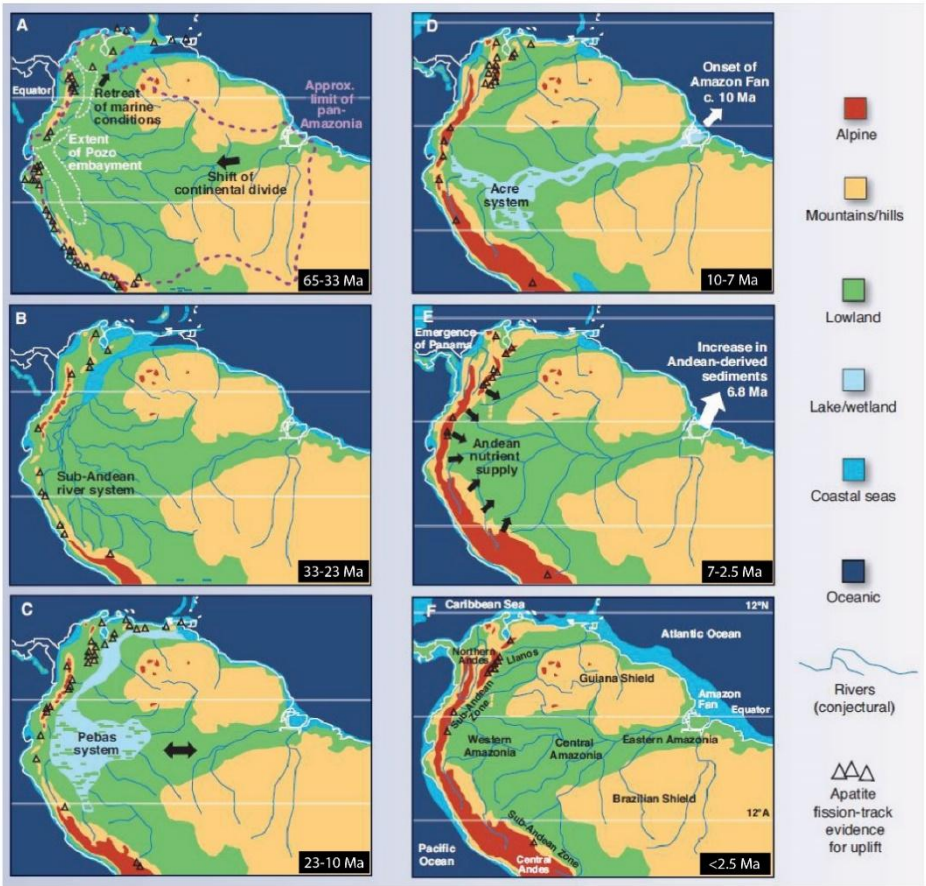


Figure I-9 : Cartes paléogéographiques et paléo-environnementales du Bassin Amazonien au Cénozoïque (Hoorn et al., 2010).

Le Nord de l'Amérique du Sud est fortement marqué par la surrection de l'orogène andin au Néogène, engendrant des changements majeurs des paléoenvironnements et du réseau de drainage dans le Bassin Amazonien (Albert et al., 2006; Figueiredo et al., 2010; Hoorn, 1993; Hurtado et al., 2018; Monsch, 1998; Roddaz et al., 2005b; Roddaz et al., 2010) (Figure I-9; Hoorn et al., 2010). En effet, la transition Paléogène-Néogène est marquée par un approfondissement du bassin avec la mise en place du système Pebas, accommodant une sédimentation lacustre à influence marine. A cette époque un bras de mer peu profonde s'étendait du pied des Andes Centrales jusqu'à la Mer des Caraïbes au Nord. C'est à environ 10.6-9.7 Ma (Figueiredo et al., 2010) que ce système bascule laissant place à un drainage transcontinental et à la formation du fleuve Amazone se déversant dans l'Océan Atlantique. Ce changement brutal est dû à la suralimentation du bassin d'avant-pays amazonien, et a surement été accentué par le soulèvement de l'Arche de Fitzcarrald (Espurt et al., 2007).

2.4. Les unités morpho-tectoniques des Andes péruviennes

Les Andes Centrales sont conventionnellement subdivisées en plusieurs unités morpho-tectoniques, caractérisées par des héritages tectoniques et lithologiques très différents, engendrant un fort contraste dans la déformation andine et la topographie actuelle. Ainsi, dans la Figure I-10 ci-dessous, six unités morpho-tectoniques sont reconnaissables à partir de la carte géologique au millionième et de la carte topographique du Pérou.

La zone d'avant-arc (1)

La zone d'avant-arc est l'unité morpho-tectonique la plus occidentale des Andes. Située au front de la subduction, elle est soumise directement aux variations de couplage entre les plaques depuis le Jurassique. Cette unité, immergée sur une bonne partie des Andes Péruviennes centrales et septentrionales (Figure I-10), émerge au Nord à partir de 7°S (bassins de Sechura, Talara et Tumbes, et Cordillère Amotape) et au Sud à partir de 13°S (Massif Arequipa ou autrement appelée la Cordillère Côtière). Romero et al. (2013) ont montré que ces deux régions diamétralement opposées se poursuivaient en offshore, où elles sont constituées du même socle Protérozoïque. Le long de la côte péruvienne, la fine bande d'avant-arc émergée montre l'intrusion majeure du Batholite Côtier (Crétacé Supérieur-Paléocène) à travers les formations jurassique Chicama et crétacée Casma.

La Cordillère Occidentale (2)

Cette unité morpho-tectonique est la plus imposante en termes d'élévations, puisque c'est au cœur de celle-ci que culmine la Cordillère Blanche (9-10°S) englobant les plus hauts sommets du Pérou avec plus de 6700 m d'altitude. La Cordillère Occidentale domine la zone d'avant-arc par ses hauts plateaux occidentaux formés de bassins volcano-sédimentaires d'âge paléogène et néogène, et de volcans actifs dans la partie sud. Dans le centre et le nord Pérou, ces bassins reposent sur le MFTB, la chaîne plissée d'avant-pays représentant les vestiges de l'orogène incaïque et qui s'étend sur près de 1000 km de long. La bordure ouest des hauts plateaux correspond à l'Escarpement Ouest Andin, marquant une frontière abrupte avec la zone d'avant-arc, que l'on retrouve tout le long des Andes. Sur la Figure I-11, on peut voir que l'Escarpement Ouest Andin devient progressivement plus abrupt des Andes boliviennes vers le nord du Pérou.

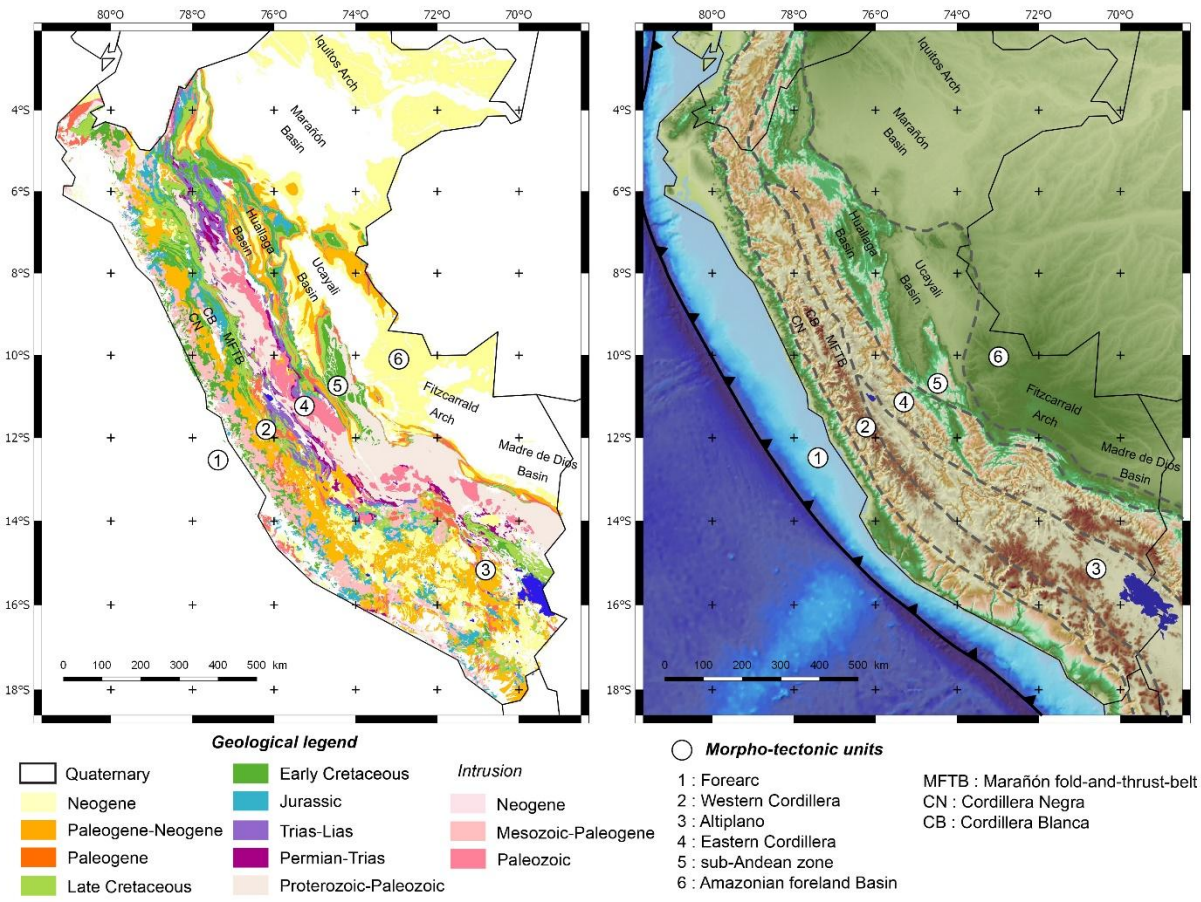


Figure I-10 : Carte géologique du Pérou au millionième (à gauche) issue de l'INGEMMET, et carte topographique correspondante montrant les unités morpho-tectoniques des Andes Centrales du Nord. Carte téléchargeable sur le site http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/.

L'Altiplano (3)

L'Altiplano est à la fois un haut plateau et un bassin endoréique situé à plus de ~3650 m d'altitude entre la Cordillère Occidentale et Orientale, qui se développe au sud de 15°S. Dans cette unité, les structures internes de la chaîne ainsi que des bassins paléogènes et néogènes sont soumis à l'érosion et affleurent, tandis que les dépôts quaternaires se déposent au niveau du Lac Titicaca. Cette unité, très large au niveau de la frontière Pérou-Bolivie, se rétrécie progressivement jusqu'au centre du Pérou (11°S), où l'on retrouve un dernier lac endoréique, le Lac Chinchaycocha (Figure I-11). Aux latitudes 12-14°S, l'Altiplano est érodé et soumis à de nombreuses incisions du au passage de la Ride Nazca et au soulèvement de l'Arche Fitzcarrald (Figure I-10) (Espurt et al., 2007). L'Altiplano disparait à partir de 11°S, laissant place à un long et étroit bassin versant parallèle à la chaîne, drainé par la Rivière du Marañón qui change de direction à partir de 5°S de latitude pour rejoindre le bassin du Marañon.

La Cordillère Orientale (4)

La Cordillère Orientale représente la partie la plus élevée du prisme orogénique oriental, qui est aussi la partie la plus exhumée des Andes, où se retrouvent à l'affleurement d'épaisses unités sédimentaires Paléozoïques, ainsi que le socle Protérozoïque intrudé par de nombreux plutons Paléozoïques. Cette unité, très large au niveau des Andes Boliviennes, devient de plus en plus étroite vers le Nord.

La zone subandine (5)

La zone subandine représente le front de déformation du prisme orogénique oriental, elle forme les « foothills » du flanc Est des Andes et correspond à la zone de wedge-top du système de bassin d'avant-pays amazonien. Elle est déformée par une tectonique thin-skinned et/ou thick-skinned qui s'est propagée vers l'Est vers le craton Amazonien, en impliquant les formations Mésozoïques et Cénozoïques, et en remobilisant par endroits des structures de socle héritées d'une ancienne chaîne permienne (Calderon et al., 2017a; Eude et al., 2015). La déformation de la zone subandine s'est propagée très à l'Est vers le Nord, où se sont développés de larges bassins comme celui de Huallaga**.**

La plaine amazonienne (6)

Elle correspond généralement à la zone de foredeep du retro-bassin d'avant-pays et se développe surtout au nord (bassin de Marañon) (Figure I-10), où elle n'est pas affectée par le soulèvement de l'Arche de Fitzcarrald et limitée à l'est par la zone de forebulge d'Iquitos (Roddaz et al., 2005a). Au sud de l'Arche de Fitzcarrald, elle correspond à la plaine du bassin Madre de Dios qui s'élargie progressivement vers la Bolivie.

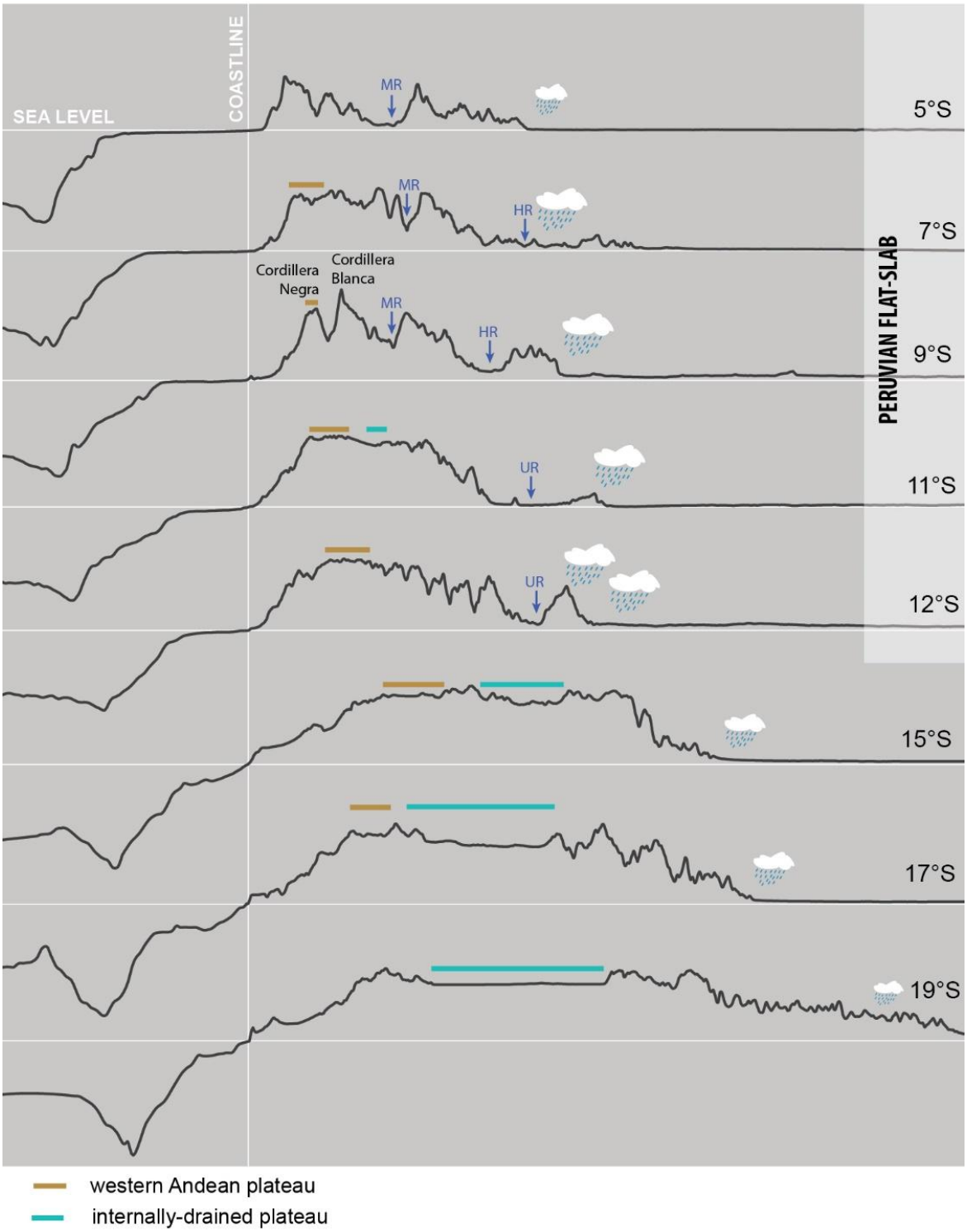


Figure I-11 : Profils topographiques des Andes Centrales du Nord aux Sud (5°S à 19°S). MR= Marañón River ; HR=Huallaga River ; UR=Ucayali River.

2.5. Structures profondes des Andes Centrales

La segmentation des Andes en surface et la diminution progressive du relief des Andes Boliviennes vers les Andes du Nord et du Sud, s'accompagne de variations latitudinales importantes des structures lithosphériques. En effet, l'imposant relief des Andes Boliviennes est supporté en profondeur par une épaisseur crustale significative, avec un Moho atteignant plus de 70 km de profondeur sous l'Altiplano (voir Figure I-12(c) ; e.g. Tassara et al., 2006). Ces épaisseurs diminuent vers les extrémités des Andes Centrales, où la profondeur du Moho atteint environ 50-60 km.

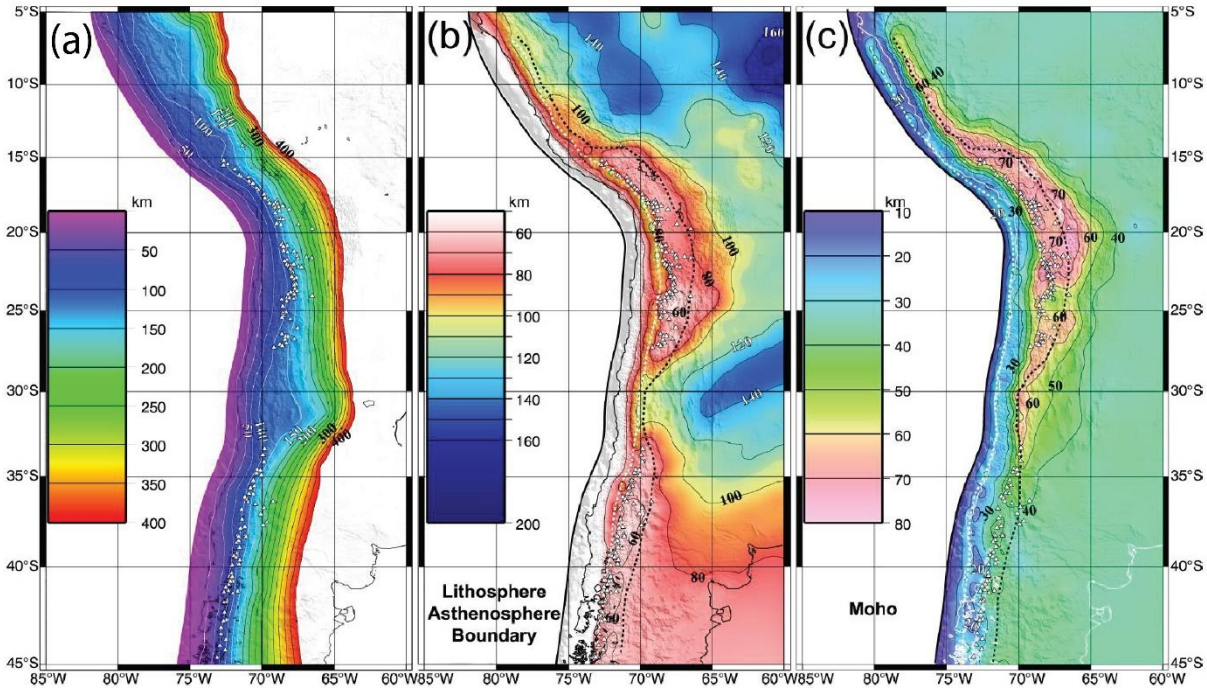


Figure I-12 : Discontinuités majeures de densité au sein de la lithosphère continentale : (a) Isobathes de la profondeur du slab océanique espacées tous les 25 km ; (b) Isobathes de la Limite Asthénosphère-Lithosphère espacées tous les 20 km ; (c) Isobathes du Moho espacées tous les 10 km (d'après Tassara et al., 2006).

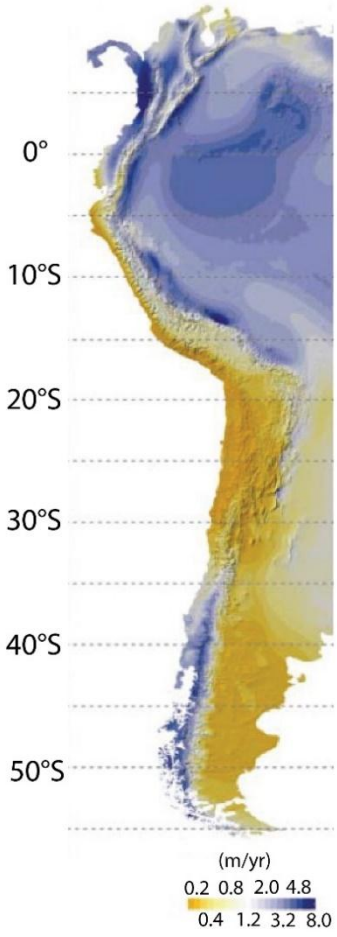
La limite lithosphère-asthénosphère (LAB ; Figure I-12(b)) montre quant à elle une extrême hétérogénéité géométrique, suggérant l'influence des zones de subduction plates sur le manteau lithosphérique continental. En effet, dans les Andes Boliviennes, on observe un fort amincissement du manteau sous la chaîne, ramenant le LAB à seulement quelques kilomètres du Moho sous l'Altiplano, alors qu'au niveau des Andes Centrales du Nord et du Sud le LAB est assez constant et profond sous la chaîne, et s'amincie progressivement vers la lithosphère océanique. Ainsi, la carte de la Figure I-12(c) montre un coin asthénosphérique bien

développé dans les Andes Centrales, qui devient inexistant au niveau des zones de subductions plates.

2.6. Le climat actuel et passé des Andes

Un climat actuel contrasté

Sur la marge occidentale de l'Amérique du Sud, on observe une distribution très hétérogène des taux de précipitations au niveau du relief andin (Figure I-13), impliquant une forte variation des taux d'érosion.



Le flanc Ouest des Andes se caractérise par une aridité prononcée entre 35 et 0°S, se traduisant par des taux de précipitations proches de zéro. Sur le pourtour du Bassin Amazonien (Andes Centrales du Nord et Andes du Nord), on observe les pluies orographiques qui viennent se déverser sur les premiers contreforts orientaux des Andes, pouvant atteindre 7-8 m/yr dans la bassin Madre de Dios au sud de l'Arche de Fitzcarrald. A l'inverse, dans les Andes du Sud, c'est sur la côte Ouest qu'on retrouve les précipitations les plus abondantes. Dans la partie la plus large des Andes (17-30°S), dans les Andes Boliviennes, on retrouve d'une part une aridité extrême du flanc Ouest (Désert d'Atacama au Nord du Chili ; 20-30°S), mais aussi des taux de précipitations relativement faibles sur le flanc Est. Cette hyper-aridification de la côte se serait mise en place entre 19 et 13 Ma selon (Cooper et al., 2016; Rech et al., 2006), et plus récent définie à 12-10 Ma (Rech et al., 2019), comme l'indique les valeurs $\delta^{18}O$ des carbonates des épais paléosols et l'absence de végétation dans les dépôts.

Figure I-13 : Précipitations moyennes annuelles (Montgomery et al., 2001)

Influence du mouvement des plaques tectoniques sur le climat au Cénozoïque

Les mouvements horizontaux des plaques tectoniques ont participé à conditionner le climat global au Cénozoïque, notamment par le biais des ouvertures-fermetures des passages océaniques, permettant le mélange des eaux de surface et de profondeur entre les différents océans.

Les principaux passages qui ont soulevé l'intérêt des chercheurs, sont ceux de Drake et de Tasman, qui ont permis au courant circumpolaire antarctique (ACC) de distribuer les eaux froides de l'Océan Antarctique vers les basses latitudes, et ainsi de participer au refroidissement global des températures observées par Zachos et al. (2008) depuis les 50 dernières Ma. Celui de Tasman (Australie-Antarctique) s'est ouvert il y a environ 32 Ma (Lawver & Gahagan, 2003), tandis que le passage de Drake (Amérique du Sud-Antarctique) se serait ouvert il y a plus de 50 Ma (Livermore et al., 2005), avec des phases d'élargissement-rétrécissement (Lagabrielle et al., 2009).

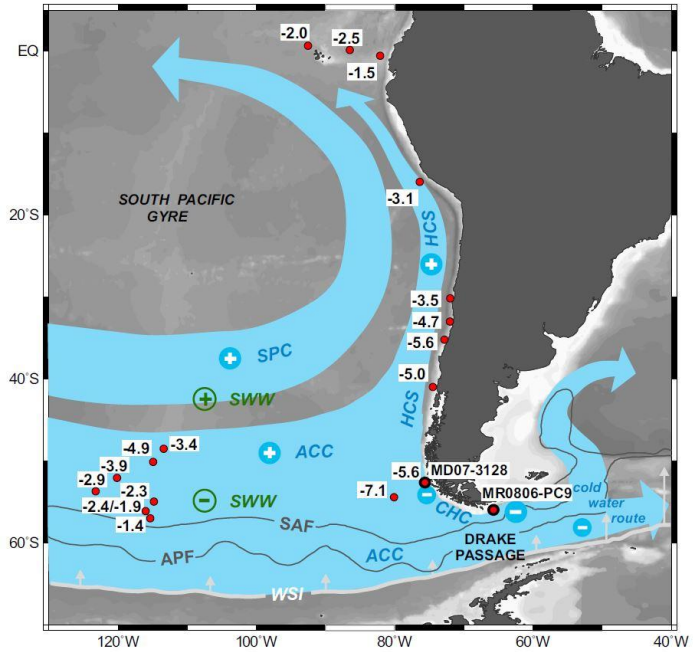


Figure I-14 : Carte représentant l'influence de l'ouverture du passage de Drake sur la circulation du Courant de Humboldt le long de la côte. Ces températures montrent le refroidissement des eaux de surface lors du dernier évènement glaciaire (18 000 ans), mesurées à partir de forages (Lamy et al., 2015).

Les périodes d'ouverture du passage de Drake durant le Cénozoique semblent avoir eu un impact majeur sur l'organisation des courants océaniques et atmosphériques globaux (Eagles et al., 2006; Kennett et al., 1975; Lagabrielle et al., 2009). L'ouverture de ce passage permet en effet la libre circulation de l'ACC autour de l'Antarctique, en passant par l'extrémité Sud de l'Amérique. Lorsque ce passage est ouvert, une partie des courants froids de l'ACC remonte dans l'océan Pacifique et le long de la marge Ouest de l'Amérique du Sud, créant ainsi le système de courants de Humboldt (HCS). L'anticyclone subtropical de l'Est du Pacifique qui conduit les vents vers l'équateur est le principal moteur et déviateur du courant de Humboldt. Ce courant est caractérisé par un important système d'eaux froides ascendantes

se déplaçant vers le Nord, ayant une influence majeure sur le climat côtier. Il réduit les températures atmosphériques et est donc défavorable aux précipitations (e.g. Garreaud et al., 2010; Hartley, 2003; Houston and Hartley, 2003). Par conséquent, l'ouverture du passage de Drake génère un afflux océanique plus froid le long de la marge du Chili, du Pérou et de l'Equateur, caractérisé par des vents froids et secs. Le courant de Humboldt se jette dans la courbure concave des Andes Boliviennes, participant ainsi en grande partie aux conditions d'hyperaridé du désert d'Atacama. De plus, cette aridité s'accentue par l'apport des courants atmosphériques descendants secs des cellules de Hadley au niveau des latitudes subtropicales, déclenchant ainsi une désertification dans ces régions du monde (Garreaud et al., 2010).

Le courant de Humboldt rencontre les eaux tropicales chaudes circulant vers le Sud (surtout au niveau de l'Equateur et au Nord du Pérou), autrement appelé le Peru-Chile Counter-current (PCCC). Lorsque le passage de Drake est étroit ou fermé, le PCCC prend l'ascendant sur le courant de Humboldt, et augmente les températures et précipitations le long des côtes de basses latitudes (Chaigneau et al., 2013).
L'étude de données géophysiques marines et géologiques ont permis de définir le début de l'ouverture du passage de Drake à environ 50 Ma (Livermore et al., 2005) du à la divergence des plaques entre l'Amérique du Sud et l'Antarctique. Un proto ACC commence alors à se mettre en place de 41 à 30 Ma, attesté par la formation d'un fond océanique dans les bassins de Dove et Protector (Eagles et al., 2006). Les enregistrements stratigraphiques montrent que le bras de mer de la Terre de feu était rétréci entre 29 et ~15-14 Ma, avec un maximum de rétrécissement à 21 Ma (Lagabrielle et al., 2009). L'élargissement du passage de Drake s'est produit à partir de ~15-14 Ma, grâce à la migration vers l'Est de l'arc Scotia (Barker, 2001).

3. Choix de la zone d'étude et démarche

Pour étudier les interactions entre la tectonique de raccourcissement et le climat des Andes Centrales, nous avons choisi d'étudier les Andes Centrales du Nord aux latitudes 5-9°S, pour les raisons suivantes :

- Cette partie des Andes péruviennes est celle qui a connu la plus longue période d'aplatissement du slab ; elle est située au niveau de la portion la plus plate et la plus développée de la subduction plane (Figure I-12(a)). Etant donné que la subduction inhibe

le volcanisme dans cette région, il semble que l'addition magmatique n'ait pas été un processus majeur de croissante crustale durant ces 10 derniers Ma. La zone étudiée présente donc un cadre favorable pour répondre à nos questions sur le rôle du raccourcissement crustal des Andes Centrales durant le Néogène.

- Cette région est la plus large des Andes Centrales du Nord, avec une propagation du prisme orogénique oriental très développée vers l'Est, comprenant les plus grands bassins subandins (bassins de Huallaga et Marañon). Le prisme orogénique oriental a fait l'objet de nombreuses études ces 10 dernières années (Calderon et al., 2017a, 2017b; Eude, 2014; Eude et al., 2015; Hermoza et al., 2005), proposant des restaurations séquentielles de la déformation (Calderon et al., 2017a; Eude et al., 2015). Les résultats suffisamment précis de ce côté de la chaîne sur la propagation des structures Néogène, nous ont permis de concentrer nos travaux sur l'avant-arc et la Cordillère Occidentale.
- La zone d'avant-arc a fait l'objet de nombreuses acquisitions de données sismiques et de forages lors d'explorations pétrolières ou pour des recherches académiques (Calvès et al., 2017; Clift et al., 2003; Herbozo et al., 2013; von Huene & Lallemand, 1990; Ibaraki, 1990; Krabbenhöft et al., 2004; Kulm et al., 1981, 1982; Darwin Romero et al., 2013; Schrader & Castaneda, 1990; Sternbach et al., 2010; Thornburg & Kulm, 1981; Timoteo, 2015; Timoteo et al., 2017), permettant une bonne synthèse stratigraphique et tectonique.
- Par ailleurs, la Cordillère Occidentale contient le Bassin Calipuy, qui forme les hauts plateaux occidentaux visibles sur une grande partie de la chaîne (Figure I-11). Ce bassin volcano-sédimentaire est extrêmement étudié pour son volcanisme et ses minéralisations (Cerpa et al., 2008; Chávez et al., 2013; Cossío, 1964; Hollister & Sirvas, 1978; Navarro, 2013; Navarro et al., 2010; Pajuelo et al., 2013a, 2013b; Rosenbaum et al., 2005). C'est un excellent marqueur, découpé par l'Escarpement Ouest Andin (WAE), et incisé par deux rivières principales qui permettent d'observer les remplissages et les déformations du bassin.
- Le timing des déformations a déjà été estimé à partir d'études de thermochronologie de basse température dans chaque unité morpho-tectonique : au niveau de la côte (Eude, 2014; Michalak, 2013), de la chaîne d'avant-pays incaïque (MFTB) (Scherrenberg et al., 2016), de la transition cordillères Occidentale-Orientale (Eude et al., 2015; Michalak et al., 2016; Scherrenberg et al., 2016), et dans la zone subandine (Calderon et al., 2017b; Eude et al., 2015). Il est donc possible d'effectuer une synthèse de la propagation du

soulèvement-exhumation et des déformations à travers toutes les Andes Centrales du Nord.

- La Cordillère Occidentale montre aussi une excellente exposition de la chaîne d'avant-pays incaïque (MFTB), permettant de mieux définir l'étendu et le rôle de son héritage dans les Andes actuelles (Eude, 2014; Mourier, 1988).
- De plus, le changement majeur paléo-environnemental entre le système proto-amazonien Pebas et le bassin amazonien transcontinental durant le Miocène a fait l'objet de nombreuse études sur la stratigraphie et les provenances sédimentaires (Albert et al., 2006; Figueiredo et al., 2010; Hurtado et al., 2018; Roddaz et al., 2005b; Roddaz et al., 2010), les variations de subsidence reliée à la flexure lithosphérique en réponse à la charge orogénique des Andes (Roddaz et al., 2005a) et à l'effet de la subduction plate sur la topographie dynamique (Eakin et al., 2014; Moucha et al., 2007; Shephard et al., 2010). Toutes ces études peuvent être intégrées à l'échelle de l'orogène, pour mieux comprendre son évolution et calibrer sa modélisation.

4. Structure de la thèse et approches méthodologiques

Trois chapitres principaux sont présentés dans cette thèse, les résultats de chaque chapitre alimentant le suivant pour finalement proposer un modèle tectono-climatique des Andes Centrales du Nord dans le chapitre IV.

Chapitre II – Nouveau modèle d'évolution tectonique de la marge occidentale des Andes Centrales du nord

Ce chapitre présente une révision tectono-stratigraphique et une coupe équilibrée onshore-offshore traversant la marge occidentale du nord du Pérou. L'étude des déformations de l'Escarpement Ouest Andin et des bassins néogènes associés à son histoire se fait par une approche réunissant géologie structurale, datations U-Pb sur zircons sur roches volcaniques pour compléter le modèle litho-stratigraphiques, étude de provenances sédimentaires (méthode U-Pb sur zircons) pour comprendre la configuration des reliefs préandins, et thermologie basse température pour contraindre l'exhumation régionale et l'histoire des soulèvements tectoniques.

En offshore, l'interprétation de coupes sismiques permet de réviser l'architecture structurale et stratigraphique des bassins paléogènes et néogènes qui se sont développés durant les orogénèses incaïque et andine.
La coupe équilibrée restaurée à partir d'un niveau stratigraphique repère préandin permet de mieux comprendre les relations entre les deux orogénèses.

Chapitre III – Structures lithosphériques des Andes Centrales du Nord

L'assemblage des résultats structuraux du chapitre II avec les données préexistantes sur le prisme orogénique oriental, combiné à des données de géophysique profonde, aboutit à la construction d'une coupe équilibrée d'échelle orogénique. Cette coupe propose une restauration des déformations néogènes permettant de calculer le raccourcissement nécessaire à l'épaississement crustal durant l'orogène andin. La synthèse des données thermochronologiques le long de cette coupe permet de comprendre la propagation de l'exhumation de la chaîne et de relier son signal à la tectonique régionale. L'état restauré permet aussi d'illustrer les déformations et les différents domaines tectoniques hérités de l'orogénèse incaïque.
La réalisation de cartes d'anomalies de gravité (à l'air libre et de Bouguer complète) permet de mettre en évidence les hétérogénéités de densité en profondeur, qui peuvent être interprétées grâce à la géologie de surface. Ces données sont ensuite utilisées dans la modélisation géophysique LitMod (Afonso et al., 2008), qui permet de modéliser les structures lithosphériques de premier ordre le long de la coupe équilibrée et de comprendre quelles sont les parties du relief qui ne sont pas isostatiquement compensées. Ce logiciel permet d'entrer un modèle géométrique avec différentes densités crustales et compositions mantelliques, et de comparer les données modélisées avec celles observées (topographie, ondulation du géoïde, anomalies à l'air libre et de Bouguer complète calculée précédemment, flux de chaleur). Il permet aussi de calculer l'état thermique de la lithosphère, les densités mantelliques, et la distribution des vitesses P et S au sein du manteau. La modélisation permet donc de mettre en évidence les possibles hétérogénéités de la croûte le long de la coupe principale.

Chapitre IV – Modélisation numérique (tAo) de l'évolution tectono-climatique des Andes Centrales du nord (5-9°S)

Une modélisation tectono-climatique est réalisée avec le code tAo (Garcia-Castellanos, 2007; Garcia-Castellanos & Jiménez-Munt, 2015) à partir de la coupe équilibrée d'échelle crustale

obtenue dans le chapitre III. Ce logiciel permet de calculer les interactions des processus à l'échelle de l'orogène et des bassins, en couplant les processus de surface (érosion-transport-sédimentation), la flexure lithosphérique et l'isostasie. La modélisation a pour but de tester si le raccourcissement crustal peut expliquer la topographie et la géomorphologie du relief, la position des bassins observés le long de la coupe et leurs épaisseurs sédimentaires, et de comprendre comment le climat peut influencer la géomorphologie. Plusieurs contraintes climatiques sont testées, telles que les précipitations orographiques qui évoluent avec le soulèvement des Andes, ainsi qu'un climat initialement aride comme observé avant la formation des Andes.

Chapitre V – Conclusions de la thèse

Une conclusion générale et les perspectives de cette thèse sont résumées dans ce chapitre.

Chapitre II

Nouveau modèle d'évolution tectonique de la marge occidentale des Andes Centrales du Nord

1. Introduction

La marge occidentale des Andes Centrales (avant-arc et Cordillère Occidentale) a largement été affectée par les deux orogenèses majeures cénozoïques, incaïque et andine. Les vestiges de l'orogenèse incaïque sont particulièrement bien visibles dans les Andes péruviennes du Nord, où elle a déformé la Plateforme Occidentale Péruvienne crétacée (voir Figure I-8 ; Navarro-Ramirez et al., 2015). C'est dans cette région que la déformation « thin-skinned » incaïque est la plus étendue (voir synthèse Figure I-2), et où les vitesses de convergence normales à la fosse océaniques ont été les plus grandes (voir Figure I-7 ; Maloney et al., 2013). De nombreux auteurs se sont intéressés aux variations paléo-environnementales du bassin crétacé (Benavides-Caceres, 1956; Jaillard, 1987; Navarro-Ramirez et al., 2015) et aux déformations incaïques de cette partie de la chaîne (Jaillard et al., 2000; Jaillard, 1994; Jaillard & Soler, 1996; Mégard, 1984; Mourier, 1988; Steinmann, 1929), ainsi qu'à sa forte activité magmatique qui s'est manifestée par la mise en place du Batholite Côtier (Crétacé-Paléocène), puis de volcanisme jusqu'au Miocène supérieur.

L'activité magmatique a souvent été reliée à l'activité tectonique dans les Andes (McKee & Noble, 1990; Noble et al., 1990), facilitant la localisation des déformations dans les zones rhéologiquement faible et ductile, et inversement, les discontinuités crustales permettent la circulation de magmas fluides jusqu'en sub-surface (e.g. Martínez et al., 2016; Rosenbaum et al., 2005). Très peu de recherches ont finalement tentées de comprendre la transition entre les orogenèses incaïque et andine, comment l'Escarpement Ouest Andin et ses hauts plateaux se sont formés, et comment la chaîne plissée d'avant-pays incaïque (Marañon Fold and Thrust Belt) a pu être soulevée à plus de ~3500 m d'altitude.

Dans ce chapitre II, nous présentons les résultats de nos recherches menées dans la région de Trujillo des Andes Centrales du Nord, à partir d'une approche pluridisciplinaire, pour tenter de comprendre l'architecture structurale des domaines d'avant-arc et de la Cordillère Occidentale, et d'en comprendre l'évolution tectono-sédimentaire.

Ce chapitre constitue le chapitre 11 de l'ouvrage « Andean Tectonics », édité par Brian Horton et Andrés Folguera et publié en juin 2019 par Elsevier.

2. Western thrusting and uplift in the northern Central Andes (western Peruvian margin)

Alice Prudhomme[1], Patrice Baby[1], Alexandra Robert[1], Stéphanie Brichau[1], Edward Cuipa[2], Adrien Eude[1], Ysabel Calderon[2], Paul O'Sullivan[3]

[1] *Géosciences Environnement Toulouse, Université Paul Sabatier, IRD, CNRS, 31400 Toulouse, France.*

[2] *PERUPETRO S.A., Lima, Peru.*

[3] *GeoSep Services, 1521 Pine Cone Road, Moscow, Idaho 83843, USA.*

2.1. Résumé en français et en anglais

La révision tectono-stratigraphique et une coupe transversale équilibrée de la marge nord du Pérou montrent que les caractéristiques topographiques de l'escarpement occidental andin et du Plateau-Bassin Calipuy sont générés par un chevauchement majeur à vergence Ouest: le chevauchement de l'escarpement occidental andin (WAET). Les données thermochronologiques provenant du Batholite Côtier montrent une exhumation régionale depuis au moins 29 Ma et une accélération du refroidissement que nous attribuons en partie à l'activation WAET. La modélisation thermique montre des taux d'exhumation plus élevés (~170-270 m / Myr) entre 12 et 8 Ma, probablement causés par l'entrée en subduction de la Ride Nazca. Cette étude régionale offshore-onshore permet également de comprendre l'évolution tectonique Paléogène-Néogène des Andes péruviennes du nord: 1) une érosion régionale à l'Éocène moyen (~41 Ma) de l'orogène incaïque, actuellement partiellement préservée dans la Cordillère Occidentale et en offshore au niveau des bassins de Trujillo et Salaverry; 2) une période de relaxation et extension post-orogénique de l'Eocène supérieur à l'Oligocène inférieur (bassins de Yaquina et de Trujillo); 3) enfin, la propagation du WAET vers l'ouest et un saut d'environ 150 km vers l'est de l'orogène andin à double vergence depuis l'Oligocène supérieur.

Mots-clés: Escarpement occidental andin – bassins d'avant-arc – les Andes Centrales du Nord – coupe équilibrée – Pérou – Plateau-Bassin Calipuy – thermochronologie – Erosion Eocène moyen

Tectonostratigraphic revision and a crustal balanced cross-section of the northern Peruvian margin show that the Western Andean Escarpment and the Calipuy Plateau-Basin topographic features are related to a major west-verging basement thrust: the Western Andean Escarpment Thrust (WAET). Thermochronological data through the Coastal Batholith display a regional exhumation since at least 29 Ma and a step-change pattern in the cooling ages that we partly attribute to the WAET activation. Thermal modeling shows higher exhumation rates (~170-270 m/Myr) between 12 and 8 Ma, due to the onset of the Nazca Ridge subduction. This regional offshore-onshore study allows as well to unravel the Paleogene-Neogene complex tectonic evolution of the northern Peruvian Andes: 1) a middle Eocene regional erosion (~41 Ma) erasing the Incaic orogen nowadays partially preserved in the Western Cordillera and in the offshore Trujillo-Salaverry basins; 2) a late Eocene to early Oligocene post-orogenic relaxation and extension (Yaquina and Trujillo basins); 3) the westward WAET propagation and a ~150 km eastward jump of the double verging Andean orogen since the late Oligocene.

Keywords: Western Andean Escarpment – forearc basins – northern Central Andes – balanced cross-section – Peru – Calipuy Plateau-Basin – thermochronology – middle Eocene erosion

2.2. Introduction

The Western Andean Escarpment (WAE) figures among the most impressive topographic feature of the Andean mountain and sculpts the western border of the ~4000 m asl Andean plateaus. Over the last 30 years, the WAE formation has sparked interest because it is a key feature to understand processes responsible for surface uplift and plateau development in the Andean orogeny. Indeed, authors proposed different hypotheses for its formation since the primary explanation of (Isacks, 1988) on a widespread monoclinal flexure possibly triggered by a Miocene asthenospheric wedge tip. Most of the literature, since the mid-1990s, emphasize on a western thrusting system beginning in late Oligocene time (Armijo et al., 2015, 2010; Farías et al., 2005; Muñoz & Charrier, 1996; Riesner et al., 2017; Victor et al., 2004), either on a monoclinal flexure triggering surface uplift of the western Andean margin (Schildgen et al., 2007; Wörner et al., 2002) or a combination of both processes (Schildgen et

al., 2009). Although stratigraphic (Lamb & Hoke, 1997), thermochronological (Gunnell et al., 2010; Schildgen et al., 2007), geomorphological (Barke and Lamb, 2006; Kennan et al., 1997), and $\delta^{18}O$ analyses of carbonate (Garzione et al., 2006; Ghosh et al., 2006) provide clear timing at ~10 Ma for surface uplift along the WAE, no consensus on the deformation timeframe allows authentication of the WAE-plateaus origin. (Armijo et al., 2015, 2010) suggest that the west-verging reverse faults are the surface signature of the eastward continental subduction of a marginal block underthrusted beneath the Western Cordillera. By contrast, (Farías et al., 2005) interpret these western structures as back-thrusts connected onto a main east-verging crustal fault, triggered by a westward lower crustal flow from the eastern thickened crust. Others describe late Miocene normal faulting due to post-shortening gravitational collapse, accentuating the steep slopes of the WAE (Schildgen et al., 2009; Wörner et al., 2002). Many of these studies were concentrated in the large and most-developed part of the Central Andes (Isacks, 1988) of southern Peru (Schildgen et al., 2009, 2007) and northern Chile (Armijo et al., 2015, 2010; Farías et al., 2005; Muñoz and Charrier, 1996; Riesner et al., 2017; Victor et al., 2004; Wörner et al., 2002), whereas high-elevation surfaces in central and northern Peruvian Andes have been poorly considered.

In northern Central Peruvian Andes, low-relief surfaces of high-elevation occurred along the WAE in the Western Cordillera (e.g. Figure II-1C). These surfaces are closely interrelated with the Cenozoic Calipuy Basin (Calipuy Plateau-Basin), generally considered as a slightly deformed calc-alkaline volcanic field, overlaying a main unconformity that erased the widespread Coastal Batholith and highly deformed Mesozoic sequences (Hollister and Sirvas, 1978; Noble et al., 1978). This erosional surface, which formed the base of the Calipuy Plateau-Basin, has been described as undeformed in northern and central Peru (Noble et al., 1990, 1978) and has long been recognized in the Western Cordillera (Mégard, 1978, 1973; Steinmann, 1929). This pervasive erosional surface has been attributed to the end of the main early Paleogene Incaic deformation, which peaked at ~43 Ma before ending at ~41 Ma in central and northern Peru (Noble et al., 1990, 1979), whereas it ends earlier at ~45 Ma in southern Peru (Noble & Wise, 2016).

To investigate the processes related to the WAE-plateaus formation in northern Peru, we carried out an east-west structural and tectonostratigraphic analysis from the offshore forearc to the Western Cordillera. We combined field data, interpretation of offshore 2D seismic sections, and detrital zircons provenance analysis to constrain a new synthesis of stratigraphic

correlations and to construct a regional structural cross-section through the offshore Trujillo-Salaverry basins and onshore Calipuy Basin. The exhumation history of the WAE was evaluated by thermochronological analysis in the Coastal Batholith, whereas denudation rates were determined with an age-elevation profile and inverse modeling of new and previous apatite (U-Th)/He and fission tracks analyses (Eude, 2014; Michalak, 2013). To illustrate the tectonic evolution of the Peruvian Andean margin, we then present a schematic sequential restoration of a crustal-scale structural cross-section from the early Eocene to the present-day. This multidisciplinary study improves the understanding of subsidence and exhumation processes of the forearc basin system and mountain building in the Peruvian western Andean margin. It results in a new geometric and kinematic model for the last 60 Myr of the complex orogenic evolution in the northern Central Andes.

2.3. Geological background

The present-day Central Andean orogen of northern Peru is subdivided into five main structural zones: the onshore and offshore forearc zone, the Western Cordillera that includes the *Marañón* Fold-and-Thrust-Belt (MFTB), the Eastern Cordillera, the sub-Andean zone, and the Amazonian foreland basin (Figure II-1A). Along the western margin, five strike parallel basins are present: the Yaquina, Trujillo, and Salaverry basins in the forearc zone, and the Calipuy Plateau-Basin and Cajabamba Basin in the Western Cordillera (Figure II-1A).

Northern Central Andes tectonic setting

In central and northern Peru, the Andean orogen was generated during the ongoing long-lived subduction system involving the Farallon (Nazca) and South America plates since at least the middle Jurassic (e.g. Jaillard et al., 2000; Rosas et al., 2007). Andean relief develops during Late Cretaceous-Cenozoic (e.g. Horton, 2018b; Louterbach et al., 2018; Mégard, 1984), driven by the Equatorial Atlantic Ocean opening that started in the early Albian (Jaillard and Soler, 1996; Uchupi, 1989). In this global context of convergence, tectonic plate reorganizations, angle variations of the subducted slab, and subduction of heterogeneous oceanic floor have directly generated extensional and compressional strains in the overriding plate, which have significantly influenced the Andean relief in time and space.

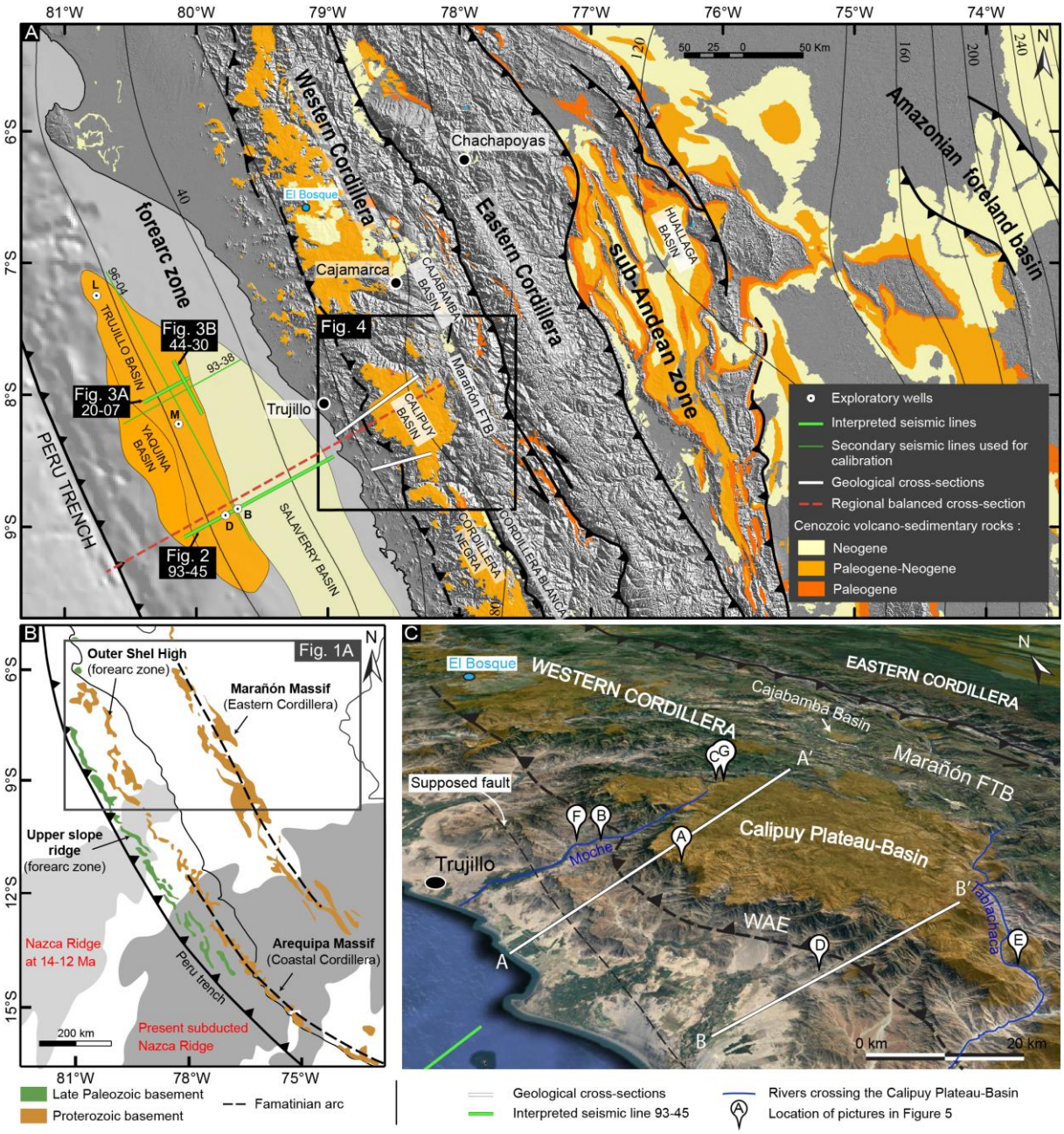


Figure II-1 : Geodynamic settings. (A) Tectonic map of the northern Central Andes of Peru and location of the onshore studied area (black square, Figure 4). The base map was produced using the elevation data from 30 m ASTER GDEM V2 published by NASA and METI, with the WGS84 / World Mercator projection. Slab contours of the Nazca plate are from the Slab1.0 global subduction zone geometries model and represented by thin solid black curves (Hayes et al., 2012). (B) Schematic location of the main exhumed basements and their offshore prolongation published by Romero et al. (2013). The Famatinian arc has been reported from the studies of Bahlburg et al. (2011) and Reimann et al. (2010). The present location of the subducted Nazca Ridge and the reconstructed emplacement at 14-12 Ma are from Rosenbaum et al. (2005). (C) Satellite image of the Calipuy Plateau highlighting the main Western Andean Escarpment (WAE), the transverse Moche and Tablachaca rivers, and the location of pictures in Figure 5 (represented by letters A-B-C-D-E-F-G in white points). Marañón FTB = Marañón fold-and-thrust-belt; B = Ballena; D = Delfin; L = Lobos; M = Morsa.

At the Albian end, the present Western Cordillera (including the MFTB) was an unique intra-continental backarc basin (Atherton et al., 1983); Jaillard, 1994, 1987) called the "West Peruvian Platform", limited to the west by the Casma volcanic arc and covering to the east the autochthonous pre-Andean basement (now MFTB). The western subaerial Casma arc system, which sits on the northern prolongation of the Proterozoic Arequipa Massif (Romero et al., 2013), was intruded by the large Coastal Batholith (between ~5 and 10 km depth) in the western and most distal part of the marginal basin (Atherton, 1990) from ~102 to 59 Ma (Myers, 1975; Pitcher and Bussell, 1985). A first compressive event that corresponds to the Peruvian tectonic phase is clearly recorded during Turonian-Santonian times (Eude, 2014; Jaillard, 1994), leading on the major Incaic orogenic phase during the Paleogene (Mégard, 1978; Noble et al., 1979). This time range was broadly estimated by relative dating of the nonmarine Chota, Casapalca, and Huaylas wedge-top remnant deposits, which were emplaced in the east-verging thin-skinned thrusts system of the MFTB (Mégard, 1987, 1984). In this article, we consider the Peruvian and Incaic tectonic phases described in the literature as the same orogenic event (Incaic), because there does not seem to be any evidence to differentiate them. A significant middle Eocene erosional surface sealed the end of the Incaic tectonic pulse (Noble et al., 1990), basically leaving only the most deformed and deeper part of the Incaic orogenic wedge (Jurassic-Early Cretaceous formations and the Coastal Batholith).

Post-Incaic propagation of deformation in the eastern Andean margin has been well-described by structural and thermochronological studies of Calderon et al. (2017b) and Eude et al. (2015). Since ~30-24 Ma, tectonic inversion of the eastern border of a preexisting Triassic-Jurassic rift resulted on the development and uplift of the Eastern Cordillera on a west dipping crustal ramp and the consequent eastward thrusts propagation of the sub-Andean zone.

The Yaquina, Trujillo, and Salaverry offshore forearc basins

The tectonic evolution of the northern Peruvian margin was mainly controlled by subduction erosion since at least the Eocene (Clift et al., 2003); von Huene and Lallemand, 1990). Three NW-SE elongated Cenozoic forearc basins developed on Mesozoic sedimentary rocks and deformed metamorphic and crystalline Proterozoic-Paleozoic rocks (Kulm et al., 1982; Romero et al., 2013) (Figure II-1A-B). From east to west, the proximal Salaverry Basin is separated from the distal Trujillo Basin by a submerged Proterozoic basement structural high (Romero et al., 2013) called the Outer Shelf High (OSH) (Kulm et al., 1982), which merges toward the south with the Arequipa Massif (Coastal Cordillera of southern Peru, see location in Figure II-1B) (Romero et al., 2013). Seaward, the Yaquina Basin developed on the middle

continental slope and is separated from the Trujillo Basin by the Upper Slope Ridge (Kulm et al., 1981).

During the Paleogene, tectonic subsidence of the Trujillo and Yaquina basins was controlled by normal faulting and has accumulated marine clastic sediments (Kulm et al., 1981). Since the Oligocene, subsidence extended eastward developing the Salaverry Basin during Andean orogen uplift (Timoteo et al., 2017; Timoteo, 2015). The Neogene sedimentary infill shows a complex stratigraphic architecture mainly controlled by Andean tectonics and the Nazca Ridge subduction (Timoteo et al., 2017) that started ~14-11 Ma ago at 11°S (Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005). Sea floor erosional surfaces associated with erosive power of oceanic bottom currents are common in the Trujillo and Salaverry basins, where they recorded tectonic uplift (Calvès et al., 2017).

The Western Cordillera and the Calipuy Plateau-Basin

The Western Cordillera is characterized by NW-SE elongated plateaus that range from ~3000 to 4000 m asl and abruptly disappear along the WAE (see Figure II-1A-C). Large volume of subduction-related volcanic rocks, dated from ~55 to 11.5 Ma, occurred along these flat surfaces (Navarro, 2013; Navarro et al., 2010; Noble et al., 1990; Noble & McKee, 1999) and mostly cover the middle Eocene unconformity with a minimum age of ~41 Ma in the Cajamarca region (Noble et al., 1990, 1979), and of ~40 Ma in the studied area (Eude, 2014). This volcanic sequence named as the Calipuy Group by Cossío (1964) is characterized by different spreading centers (e.g. Mamani et al., 2010; Rivera et al., 2005) with intercalations of volcanoclastic and volcano-sedimentary rocks (Noble et al., 1990). The Calipuy Group of Cossío (1964) has been subdivided by Cerpa et al. (2008) into a basal and deformed volcano-sedimentary sequence called the Tablachaca Formation, whose age ranges between 40 and 34 Ma, and a younger volcanic sequence (Calipuy Group) dated between 34 and 11 Ma. The Tablachaca Formation was deposited during the post-Incaic deformations, which has been interpreted as a period of tectonic quiescence (Navarro, 2013; Noble et al., 1974). Since the late Oligocene, discontinuous compressive events dated from ~26 to 6 Ma reactivated previous Incaic structures (Mégard, 1984). Middle-late Miocene exhumation (Eude, 2014); (Michalak, 2013; Wipf, 2006) and transversal valleys incisions (Noble et al., 1990) suggest that the Nazca Ridge subduction onset occurred during this period, implying subsequently the cessation of magmatism in central Peru ~4 Ma ago (Soler & Bonhomme, 1990).

The eastern most Cajabamba Basin developed on the MFTB as a result of the extensive reactivation of a previous ENE-verging thick-skinned compressive structure during the Miocene-Pliocene (Bellier et al., 1989).

2.4. Methodology and data

To explore Cenozoic key-structures and sedimentary environments along the WAE of the Peruvian margin, we combined regional structural analysis with chronostratigraphic revisions, low-temperature thermochronology, and detrital zircon geochronology.

In the forearc zone, many industrial seismic surveys and some exploratory wells were acquired through the offshore basins, giving the opportunity to investigate the structure of the Trujillo and Salaverry basins. We present the interpretation of three 2D seismic sections (93-45, 20-07, and 44-30) provided by PERUPETRO S.A., calibrated by the Ballena, Delfin, and Morsa exploratory wells, and connected by secondary 2D seismic sections (Figure II-2 et Figure II-3). Seismic sections and wells data were loaded and interpreted using the Midland Valley Move software.

The offshore domain stratigraphy has been synthesized from the drilling core revaluations made by many authors in the last decades (Ibaraki, 1990; Schrader & Castaneda, 1990; Sternbach et al., 2010; Wine et al., 2001). By the same way, the stratigraphy of the Calipuy Basin and substratum has been revised and compiled from academic literature (Bellier et al., 1989; Benavides-Caceres, 1956; Cerpa et al., 2008; Mégard, 1978; Stappenbeck, 1929) and last datings of INGEMMET (Navarro, 2013; Navarro et al., 2010). New stratigraphic constraints have been performed by using U-Pb analysis on zircon on a fine conglomerate (sample 16012) and a volcanoclastic rock (sample 16040) sampled at the base of the late Eocene-early Oligocene Tablachaca Formation in the Calipuy Basin, and one volcanic tuff at the base of the Cajabamba Basin (sample 15037). A fine-grained polygenic breccia (sample 15020) from the Calipuy Group has been also selected for detrital zircon U-Pb age to provide provenance and chronostratigraphic information (see section 6). Laser ablation multiple-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS) analysis was produced at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília following the

analytical procedures of Bühn et al. (2009). The Table II-1 indicates all the sample locations and stratigraphic information.

A WSW-ENE regional balanced cross-section has been constructed from the trench to the MFTB to illustrate the structural relationships between the Yaquina, Trujillo, Salaverry, and Calipuy basins. This regional balanced cross-section is 300 km long and orthogonal to the thrusts structures of the forearc, WAE, and MFTB. It has been constructed using the Midland Valley Move software on the basis of the flexural-slip algorithm, assuming constant bed length and thickness, and constant area for Cenozoic infill. It has been restored at the base of the middle Eocene sedimentary rocks, which sealed a regional and significant erosional surface (Mégard, 1973; Noble et al., 1978; Steinmann, 1929).

AFT associated to spontaneous track lengths and AHe thermochronology are often used to constrain geological and tectonic processes because they record thermal history of the upper crustal rocks through the temperature of ~110 and 70 °C respectively (Farley, 2000; Gallagher, 1995). To construct an age-elevation profile, we completed previous thermochronological dataset of Eude (2014) and Michalak (2013), which were mostly concentrated into the deeply incised Moche River but scarce in the coastal piedmont. Five granites were sampled in the Coastal Batholith and along the east-west Moche River that crosses the WAE, with a sampled elevation ranging from 138 to 2413 m asl (see results in section 8). Selected apatites were prepared for LA-ICP-MS and performed by the GeoSep Services (Moscow, Idaho, USA), which used standard procedures of Donelick et al. (2005). A plot of elevation versus cooling age has been constructed to provide information on the exhumation rates through the WAE. Thermal histories were calculated by inverse modeling with the QTQt code from Gallagher (2012). To get better constraints on the early cooling history, we dated one of the granite (sample 16017) by U-Pb LA-ICP-MS on apatite.

Sample	Location		Elevation	Formation	Lithology	Stratigraphic age	Analyses
	Latitude (dec.deg.)	Longitude (dec.deg.)	(m, asl)				
15020	-8.175	-78.648	2607	Calipuy Gp.	Breccia	l. Oligo. – m. Miocene	U-Pb/zr
15037	-7.675	-78.083	2424	Cajabamba Fm.	Volcanic tuff	Miocene	U-Pb/zr
16012	-8.493	-78.171	1069	Tablachaca Fm.	Conglomerate	m. Eocene-e. Oligocene	U-Pb/zr
16016	-8.078	-78.924	138	Coastal Batholith	Granite	L. Cret.-Paleocene	AFT – AHe
16017	-8.030	-78.846	326	Coastal Batholith	Granite	L. Cret.-Paleocene	AFT – AHe – U-Pb/ap
16019	-8.013	-78.705	1102	Coastal Batholith	Granite	L. Cret.-Paleocene	AFT

16020	-7.999	-78.687	1397	Coastal Batholith	Granite	L. Cret.-Paleocene	AFT
16022	-7.997	-78.648	2413	Coastal Batholith	Granite	L. Cret.-Paleocene	AHe
16040	-7.942	-78.605	2376	Tablachaca Fm.	Volcanoclastic	m. Eocene-e. Oligocene	U-Pb/zr

Table II-1 : Sample location and stratigraphic information. (dec. deg)–decimal degrees; coordinate system is WGS84.

2.5. Structural architecture of the forearc basins

The structural architecture of the offshore forearc is well illustrated by the WSW-ENE oriented 93-45 seismic section calibrated by the Delfin and Ballena exploratory wells (Figure II-2). This section is almost 140 km long and crosses the southern part of the Trujillo Basin and the northern part of the Salaverry Basin (Figure II-1A and Figure II-2). The Trujillo Basin is narrow (~35 km), elongated and limited by normal faults, whereas the eastern and larger Salaverry Basin is a symmetric and relatively undeformed basin, which extends over ~90 km (Figure II-2 and Figure II-3).

The Cenozoic stratigraphic column of the Trujillo Basin displays a thickness of ~3.5 to 11 km and is mainly composed of early Eocene to late Miocene sedimentary rocks (Figure II-2 and Figure II-3) as shown by the complete Delfin well (Ibaraki, 1990; Schrader & Castaneda, 1990; Sternbach et al., 2010; Wine et al., 2001). In the northern part, the Lobos well shows the presence of Cretaceous-Paleocene sedimentary rocks in the deeper part of the Trujillo Basin (Sternbach et al., 2010; Wine et al., 2001). A first regional erosional surface is evidenced by seismic sections and exploratory wells between the early and middle Eocene sedimentary rocks. It is confirmed by the strike-perpendicular and parallel seismic sections 20-07 and 44-30 (Figure II-3), where the middle Eocene erosion erased and sealed basement relief and folded sedimentary rocks of probably Late Cretaceous to early Eocene in age. The overlying pre-Oligocene sequences pinch-out eastward on the OSH relief composed of Proterozoic gneisses (Romero et al., 2013) (Figure II-2), which forms the eastern border of the extensional Trujillo Basin. Syn-extensional sedimentation of the middle to late Eocene formations is observable in the Trujillo Basin (Figure II-2 and Figure II-3A).

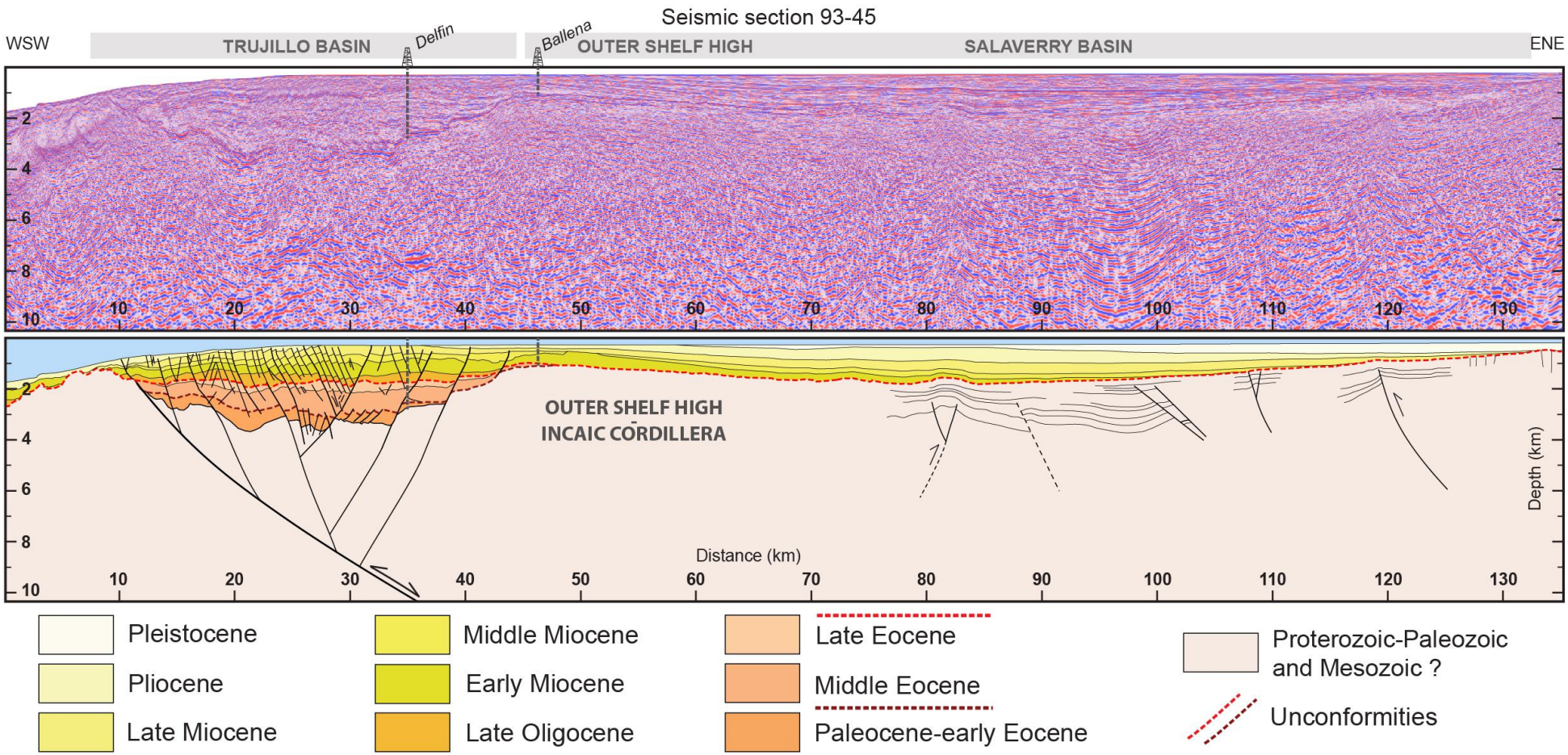


Figure II-2 : Offshore seismic interpretations of the 93-45 profile crossing the Trujillo and Salaverry basins. See location on Figure 1A.

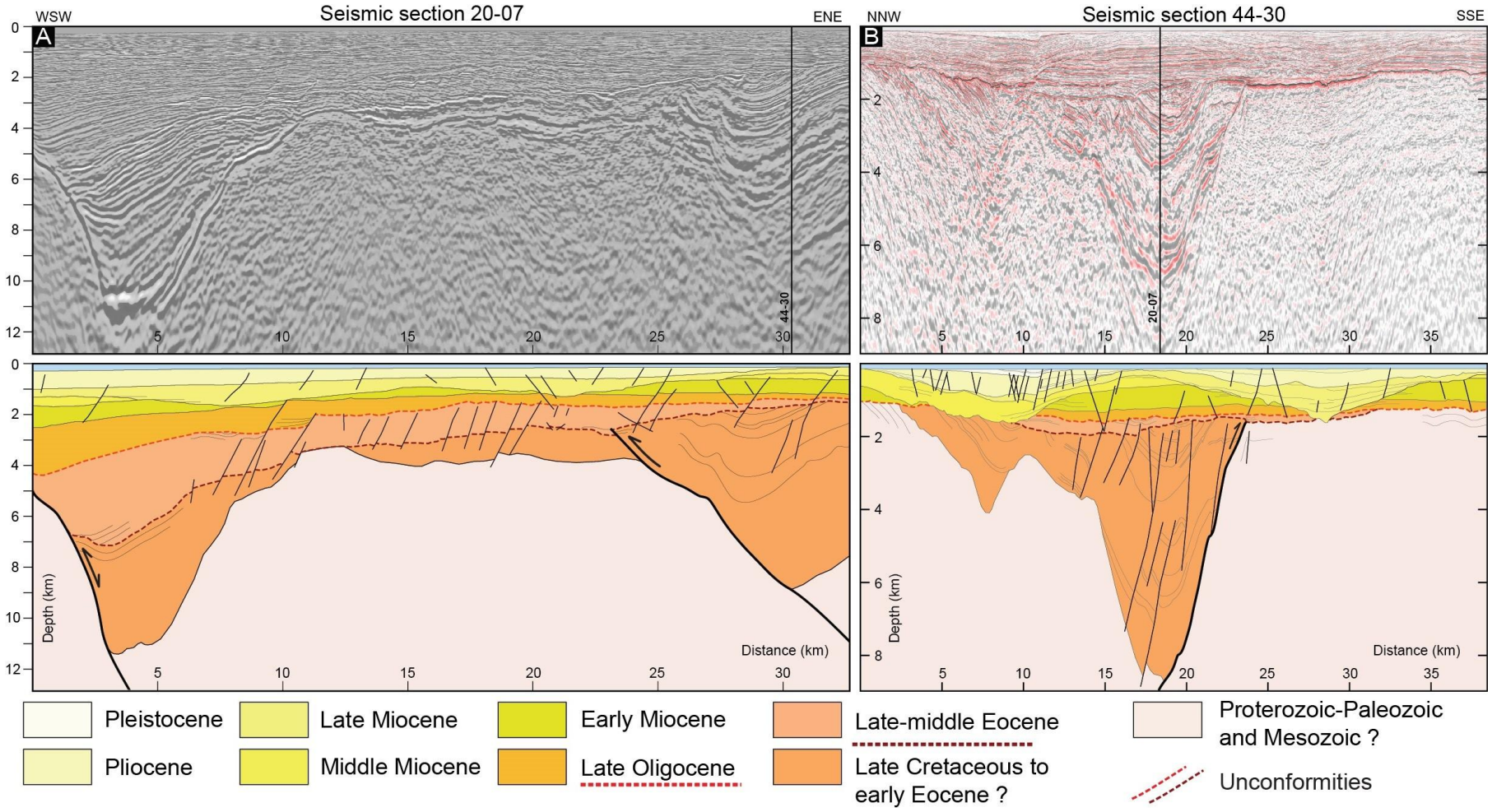


Figure II-3 : Offshore seismic interpretations of the 20-07 and 44-20 profiles, respectively transversal and parallel to the main structures, and crossing the central part of the Trujillo Basin. See location on Figure 1A.

The seismic sections show a second main erosional surface at the base of the late Oligocene sedimentary rocks, which extends to the east and forms the base of the Salaverry Cenozoic infill (Figure II-2 and Figure II-3A). The extensional Trujillo Basin, which developed on an east-dipping normal master fault, was partially inverted during the Neogene generating a large antiform (Figure II-2). This partial basin inversion produced the current deformation, uplift, and seafloor erosion of the basin. Some deep seismic reflectors may indicate the presence of deformed pre-Eocene sedimentary rocks below the Salaverry Basin, which is also suggested by Kulm et al. (1982). We interpreted these pre-Eocene reflectors as the westward prolongation of the Jurassic-Cretaceous Chicama and Casma formations observed in the coastal piedmont. The 2 km thick middle Miocene-Pliocene sequences of the Salaverry Basin onlap westward the eastern flank of the partially inverted and uplifted Trujillo Basin. Seismic sections of Figure II-2 and Figure II-3 also show middle Miocene-Pliocene incision and infill of deep submarine canyons located in the eastern part of the Trujillo Basin. The westward onlap of the Salaverry Basin is therefore synchronous of the canyons incision in the Trujillo Basin both indicating continuous tectonic uplift of the inverted Trujillo Basin since at least the middle Miocene.

2.6. Structural architecture of the Western Cordillera

The studied onshore structural cross-section A-A' has been constructed through the continental forearc and the Calipuy Plateau-Basin, to the east of the city of Trujillo (Figure II-4). In this region, the Calipuy notable low-relief surface of ~3500-4000 m asl is located at ~50 km from the coast and extends over an area of 120×70 km. The western edge of the Calipuy Plateau-Basin is eroded and limited by an exceptionally sharp escarpment, ranging from 500 to 3000 m over a distance of ~14 km (slope of 18%). The Moche and Tablachaca transverse rivers flow toward the Pacific and have deeply incised the Calipuy Plateau-Basin at its northern and southern extremities, exposing the underlying structures (Figure II-1C).

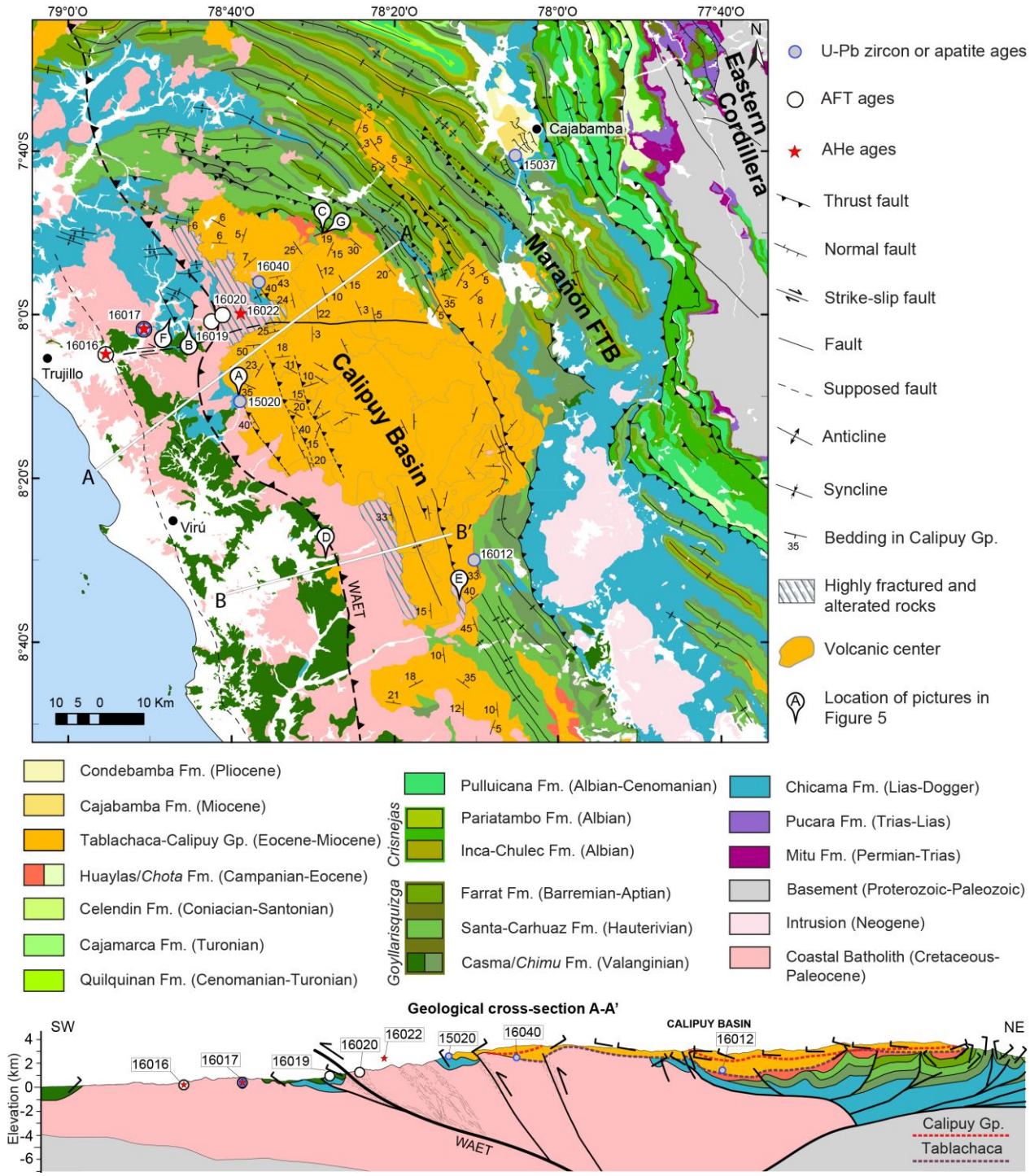


Figure II-4 : Geological map and structural cross-section A-A' through the continental forearc and Western Cordillera. Geological contacts and faults have been compiled and partly modified from the 1:100.000 INGEMMET geological maps according to our field observations and satellite images analysis. Locations of the analyzed samples are projected on the geological map and structural cross-section A-A'. Marañón FTB = Marañón fold-and-thrust-belt; WAET = Western Andean Escarpment Thrust.

In the western part, large intrusions outcrop from the Pacific coast to the WAE slopes (Figure II-4). They include the NW-SE elongated mafic Coastal Batholith with poorly constrained emplacement age and other younger felsic plutons (Pitcher & Bussell, 1985), mainly scattered through the Calipuy Plateau-Basin. To the west, a linear crest located 15 km away from the coast delimits the first high-elevation roughly parallel to the WAE that we interpret as a probable reverse fault (Figure II-1C and Figure II-4). In the coastal piedmont, the intrusions do not display any penetrative deformation, however evident brittle deformation and strongly altered granites are observed along the WAE (Figure II-4). At the foot of the WAE, at ~1000 m asl, a remnant of the middle Eocene Tablachaca deposits of the basal Calipuy Basin (Figure II-5D and Figure II-6) has been highlighted in the field whereas its equivalent is mapped at ~2500-3000 m asl above the WAE (Figure II-5A). This ~1500-2000 m vertical offset suggests a main normal or inverse fault between the footwall remnant of the Tablachaca Formation and the western edge of the Calipuy Plateau-Basin. Along the Moche and Tablachaca rivers, alternated east-dipping altered shear zones of decametric scale are observed, suggesting west-verging thrusting. Other evidences of regional west-verging thrusting as drag-folds (Figure II-5F) or large-scale reverse faults (Figure II-5B) have been observed and allow us to combine field data with satellite imagery to propose the mapping of a main fault zone that we called the Western Andean Escarpment Thrust (WAET) (Figure II-1C). The WAET cartography has been extended to the north and south according to geomorphological criteria and the geological contact between the western Mesozoic formations and the eastern Coastal Batholith. West-verging thrusts along the WAE and in the Calipuy Plateau-Basin have already been documented by Cerpa et al. (2008), Jaimes (2013), Pajuelo et al. (2013a, 2013b).

The Jurassic-Cretaceous sedimentary and volcanic strata (Chicama and Casma formations) are generally strongly folded and vertical along the intrusions. They are locally overthrusted by the Coastal Batholith through secondary thrust in the WAET footwall. Apparently, these faults may have induced fluid circulation and ore deposits in the overlying granites (Figure II-5B).

On the Calipuy Plateau-Basin, the middle Eocene-middle Miocene volcano-sedimentary rocks unconformably overly the Coastal Batholith to the west (cross-section A-A’ of Figure II-4), and the deformed Mesozoic-early Paleogene rocks of the MFTB to the east (Figure II-5C). In the western part, they are amply folded by west-verging blind basement thrusts (Figure II-5E), whereas to the east they are weakly deformed by the thrusts reactivation of the MFTB. The west-verging blind faults-propagation folds have been also described by Cerpa et al. (2008).

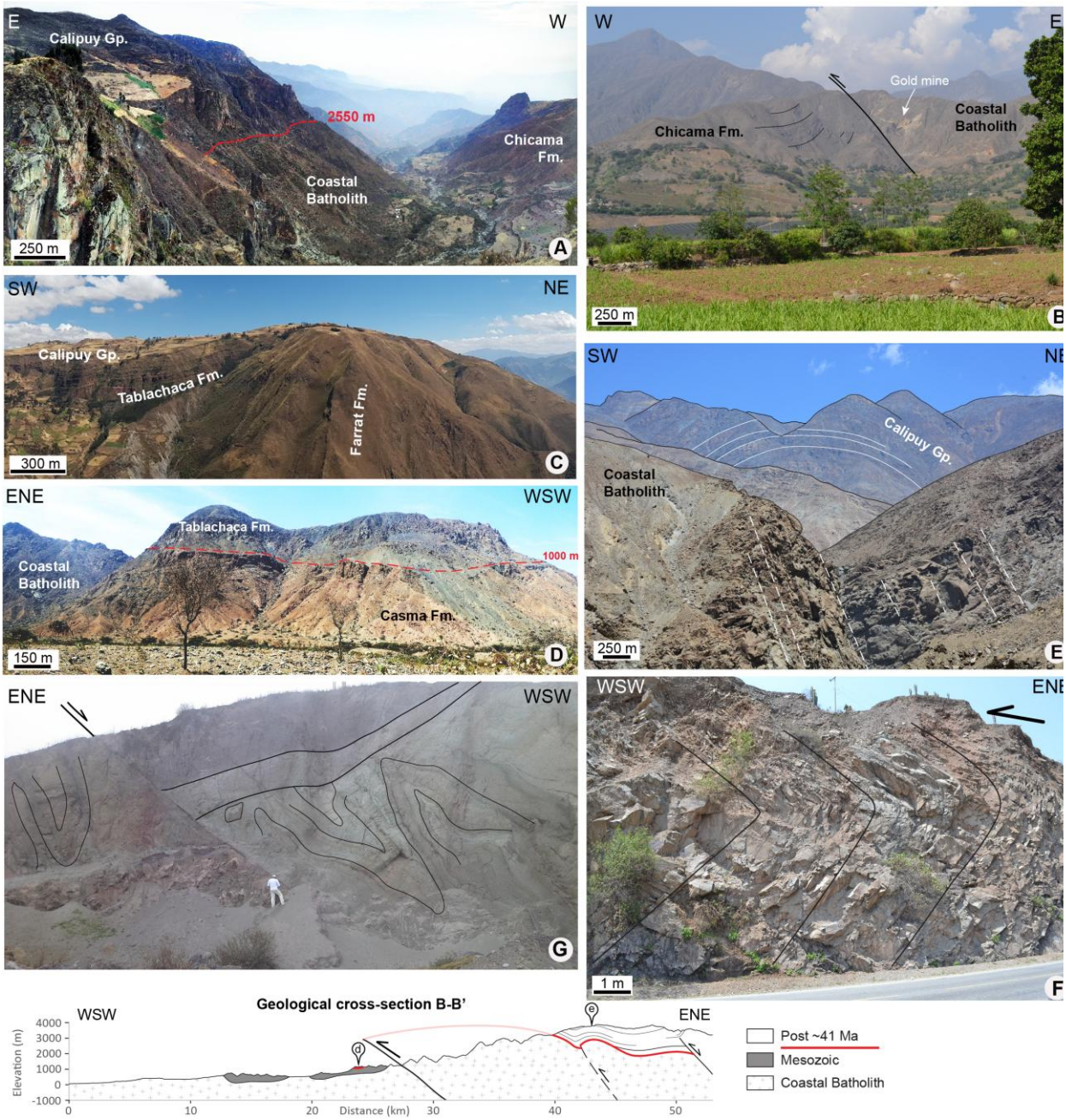


Figure II-5 : Photos of field observations and geological cross-section B-B' highlighting the main middle Eocene paleosurface and observed deformations in the Western Cordillera. See locations on Figures 1C and 4. (A) The Western Andean Escarpment and the Calipuy Plateau-Basin structures. The Calipuy Group unconformably overlies the Coastal Batholith. (B) West-verging thrust of the Coastal Batholith over the Chicama Formation. A gold mine is located along the fault. (C) Tablachaca sedimentary infill on the post-Incaic erosional surface erasing the MFTB. (D) Middle Eocene unconformity remnant in the WAET footwall at ~1000 m high, illustrated by the contact between the middle Eocene Tablachaca Formation and the Cretaceous Casma Formation. (E) Large amplitude folding of the Calipuy Group at the south-western edge of the Calipuy Basin and the deformed underlying Coastal Batholith. (F) Top-to-the-west drag-fold affecting the Chicama Formation in the WAE footwall. (G) Normal fault associated with slumps in the lower part of the Tablachaca Formation.

Total thickness of the Cenozoic strata varies between ~300 and 3000 m for the most preserved series in the central part of the Calipuy Plateau-Basin. The middle Eocene-late Oligocene erosional surfaces previously shown in the offshore forearc basin can be identified, and are represented in the cross-section A-A' of Figure II-4. The middle Eocene unconformity is underlined by coarse to fine conglomerates of the Tablachaca Formation in the central and eastern part of the Calipuy Basin that seals the Incaic deformation.

In the central part of the Plateau-Basin, the Tablachaca conglomerates infilled paleo-valleys and can reach ~1000 m of thickness. Normal faults of metric scale associated with slumps (Figure II-5G) are found in the lower part of the Tablachaca Formation. The late Oligocene erosional surface presents a less significant angular unconformity and is also deformed by the west-verging blind faults.

2.7. Offshore-onshore stratigraphic correlations

In this section, we describe new stratigraphic ages and correlations (Figure II-6) made through the offshore and onshore Cenozoic basins, along the WSW-ENE cross-sections of Figure II-2 and Figure II-4, and tacking into account the easternmost Cenozoic basin of the Western Cordillera (the Cajabamba Basin, see Figure II-4 for location).

The offshore basement is made of deformed metamorphic and crystalline Proterozoic rocks in the eastern border of the Trujillo Basin and western part of the Salaverry Basin (OSH), whereas it is affected by early Paleozoic intrusions in the western border of the Trujillo Basin (Romero et al., 2013) (Figure II-1B). The eastern part of the Salaverry Basin has been developed over the Mesozoic rocks exposed along the coast (Timoteo et al., 2017). The substratum of the Calipuy Basin is composed to the east by the Mesozoic deformed sedimentary rocks of the MFTB, and to the west by the Coastal Batholith. Mesozoic sedimentary rocks of the MFTB include the Chicama Jurassic black shales (Stappenbeck, 1929), which form the main detachment of the MFTB, and the Cretaceous shallow marine clastic sequences of the Goyllarisquizga and Crisnejas groups (Benavides-Caceres, 1956). The overlying Cenomanian-Santonian sedimentary sequences are mainly composed of marls and limestones, and mark the last marine incursion (Benavides-Caceres, 1956).

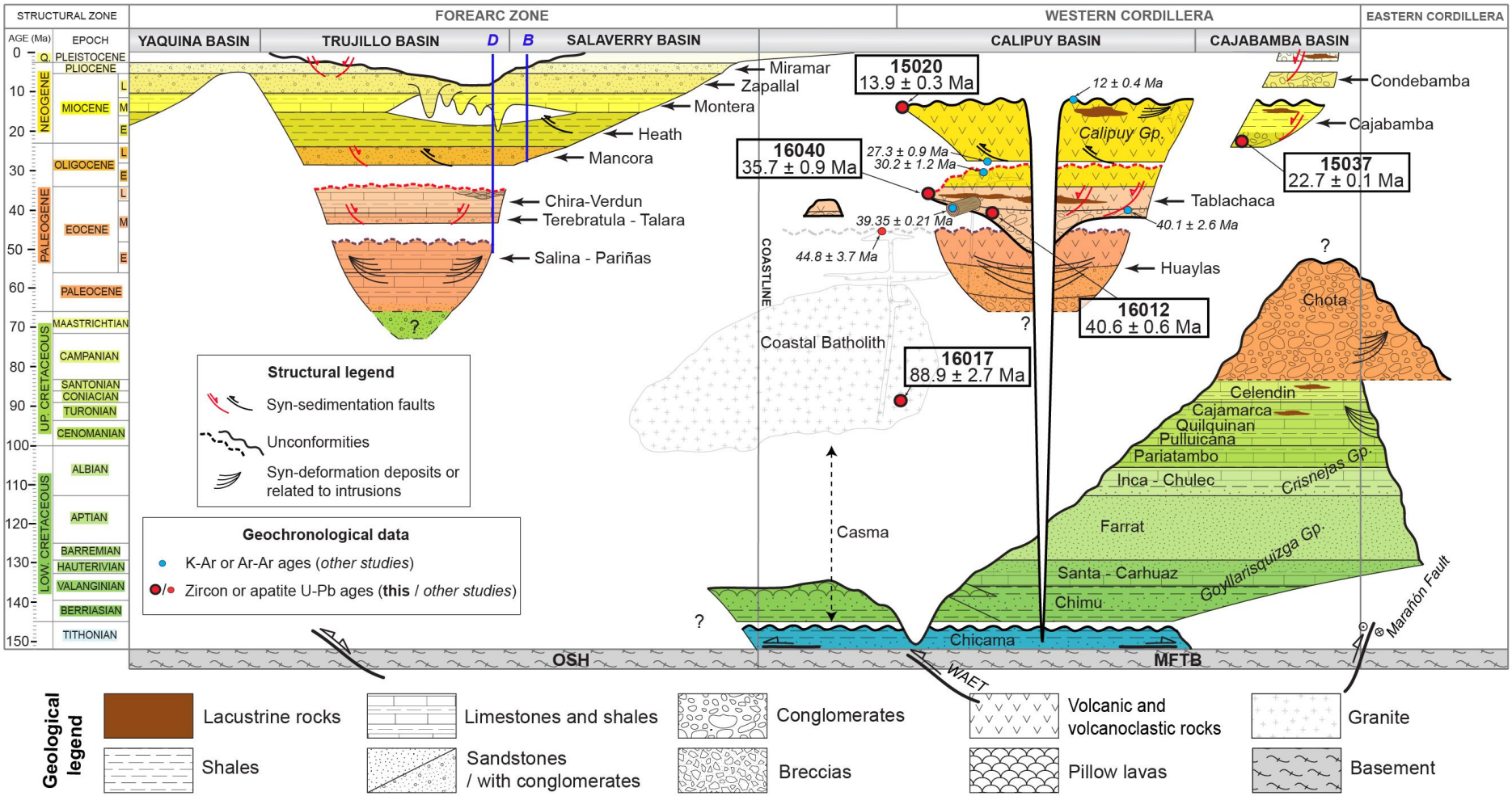


Figure II-6 : East-west tectonostratigraphic correlations between the offshore Trujillo and Salaverry basins of the forearc zone and the onshore Calipuy and Cajabamba basins of the Western Cordillera. This new synthesis is based on our offshore seismic interpretations and onshore field observations, and according to previous stratigraphic studies (Bellier et al., 1989; Cerpa et al., 2008; Mégard, 1978, 1984; Navarro et al., 2010). New and previous key stratigraphic ages are reported from Eude (2014), Navarro (2013), Navarro et al. (2010), Noble and McKee, (1999), and Woodcock et al. (2009). OSH = Outer Shelf High; MFTB = Marañón fold-and-thrust-belt.

Offshore, the oldest Cenozoic sequence has been reached in the Trujillo Basin by the Delfin, Morsa, and Lobos wells. The upper part of this sequence, encountered by the Delfin well in our interpreted seismic section (Figure II-2), is known as the early Eocene Salina-Pariñas Formation (Sternbach et al., 2010; Timoteo, 2015), composed of basal coarse grained sandstones and overlain by shales intercalated with limestones, characterizing a shallow marine environment. The lower part of the sequence is inferred to be Paleocene-Campanian in age, as interpreted in the Lobos well in the northern Trujillo Basin (Wine et al., 2001). In the Calipuy Basin, the lateral equivalent is the Huaylas sequence made of basal breccias and conglomerates with growth strata geometries that sealed progressively the end of the Incaic deformation of the MFTB. In the middle and upper part, this sequence is characterized by fluvial conglomerates associated with volcanoclastic rocks of presumed relative ages of Paleocene-middle Eocene. Farther east, in the substratum of the Cajabamba Basin, the equivalent Chota Formation is composed of syn-orogenic nonmarine conglomerates that disconformably overly the marine sequences of the MFTB (Benavides-Caceres, 1956).

Above the deformed Paleogene sequences, the middle Eocene erosional surface is correlated from offshore to onshore. In the Trujillo Basin, it erased the deep deformed Paleogene basins and relief of Proterozoic-Paleozoic rocks (Figure II-2, and Figure II-3A-B). In the Western Cordillera, the same middle Eocene erosional surface erased the Coastal Batholith and the MFTB (unconformity of purple color in the cross-section A-A' of Figure II-4, and Figure II-5-A-D). Offshore, the first deposits above the erosional surface are thin, coarse-grained sandstones of the middle Eocene Terebratula-Talara Formation (Sternbach et al., 2010; Timoteo, 2015; Wine et al., 2001). In the Calipuy Basin, they correspond to coarse to fine conglomerates of the Tablachaca Formation. We investigated the possible stratigraphic age of the first Tablachaca fine conglomerates by U-Pb zircon dating on the sample 16012, located at 1069 m asl, just above the erosional surface that sealed the MFTB deformation. Only 19 well preserved zircons were found in this sample, and only 10 grains have a U-Pb discordance inferior or equal at 10% (Table in the supplementary data). The minimum $^{206}Pb/^{238}U$ age of this sample, with low U-Pb discordance (0.1%), has been analyzed on the grain ZR7, and corresponds to an age of 40.6 ± 0.6 Ma. Although we have been able to analyze only few grains (n=10), this result represents the maximum stratigraphic age of the sample 16012 and is consistent with the relative stratigraphy. A similar stratigraphic age has been previously dated at 40.1 ± 2.6 Ma (by whole-rock Ar-Ar method), in an ash level at 3282 m asl by Eude (2014), sampled along the eastern border of the Calipuy Plateau-Basin.

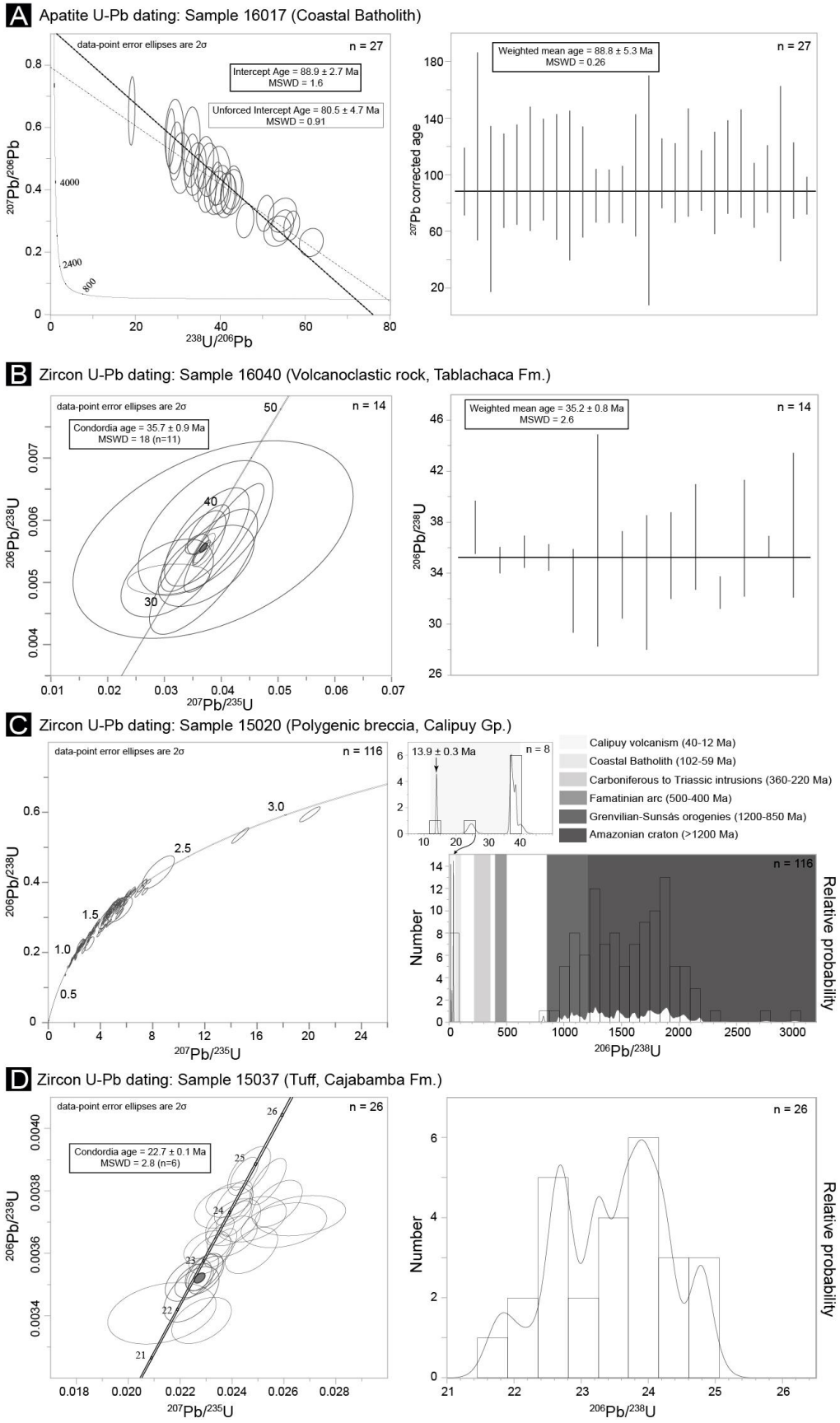


Figure II-7 : Zircon and apatite U-Pb diagrams of four samples presented in Table 1. Diagrams were plotted by using Isoplot 3.75 of Ludwig (2012). (A) Tera-Wasserburg concordia diagrams including total analyzed spots in the sample 16017. The thin black line represents the unforced discordia and the thick black line characterizes the forced discordia at a common Pb value of 0.917, calculated with the Stacey and Kramers (1975) common Pb model. (B) Wetherill concordia plot and weighted average diagram for the sample 16040. (C-D) Wetherill concordia diagrams and probability density plots with age histograms for respectively the sample 15020 and 15037. n is the number of grains illustrated per sample.

The basal clastic Tablachaca Formation is covered by syn-extensional sedimentary and volcanoclastic rocks, lava, and pyroclastic flows. Intercalations of sandstones and siltstones including fossils of charophytes (Rivera et al., 2005) indicate a late Eocene-early Oligocene lake environment in a potentially internally drained basin. A forest fossil of near-sea-level mangrove environment dated at 39.4 ± 0.2 Ma in ash-fall deposits has been found in the northern prolongation of the Calipuy Basin (Woodcock et al., 2009). It is now located at ~2500 m asl (El Bosque on Figure II-1-A-C), and corresponds in our lithostratigraphic diagram to the basal Tablachaca Formation (Figure II-6). Another zircon U-Pb analysis have been done on a volcanoclastic rock that overlain polygenic breccias of 3 m thick at 2376 m asl (sample 16040). Among the 37 analyzed zircon cores, 14 grains have a U-Pb discordance inferior or equal at 10% (Table in the supplementary data). Analyses are shown in the Figure II-7B. A calculated concordia age yields 35.7 ± 0.9 Ma (n=11), displaying a similar weighted mean $^{206}Pb/^{238}U$ age of 35.3 ± 0.8 Ma (n=14). The lateral equivalent in the offshore Trujillo Basin corresponds to the intercalations of marine shales and limestones of the middle to late Eocene Chira-Verdun Formation (Figure II-6) that deposited in an extensional tectonic setting.

The Oligocene regional erosional surface, previously illustrated in our seismic interpretation of the offshore basins (Figure II-2 and Figure II-3), is overlain by late Oligocene sandstones and conglomerates (Ibaraki, 1990; Schrader & Castaneda, 1990; Sternbach et al., 2010; Wine et al., 2001). These fluvial-deltaic deposits (Mancora Formation; Figure II-6) are only present in the Trujillo Basin (Delfin well) and pinch-out eastward in the Salaverry Basin. In the Calipuy Basin, the Oligocene erosion is more substantial along the WAE, where the underlying andesitic layers is dated at 30.2 ± 1.2 Ma (whole-rock, K-Ar method, Navarro et al., 2010). The overlying late Oligocene to Miocene Calipuy Group is mostly composed of basaltic, andesitic and pyroclastic rocks with minor sedimentary deposits ranging from 27.3 ± 0.9 (Whole rock, K-Ar method, Navarro et al., 2010) to 12 ± 0.4 Ma (Biotite, K-Ar method, Noble & McKee, 1999). Above the WAE, a well exposed breccia of the Calipuy Group overlying the deformed Chicama Formation has been also sampled at 2607 m asl to constrain the stratigraphic age and detrital zircon provenance (sample 15020). In this fine-grained polygenic breccia, 126 zircon cores were analyzed and 116 have a U-Pb discordance inferior or equal at 10% (Table in the supplementary data). The younger grains (n=8) are displayed in a probability density plot, characterizing the Cenozoic volcanism of the Calipuy Basin (Figure II-7C). The younger zircon has an age of 13.9 ± 0.3 Ma, representing the maximum

stratigraphic age for the sample 15020. The other zircons are mostly Proterozoic (n=106) with two main peaks at 1.25 and 1.80 Ga, and with minor Archean grains derived from the Amazonian craton (n=2). The age distribution of the zircons allow to discuss the potential sources for the Calipuy Basin infill. The Cenozoic zircons (n=8) range from 40.0 ± 2.2 to 13.9 ± 0.3 Ma corresponding to the main volcanic activity timing and associated Calipuy Basin development, known to last from ~40 to 11 Ma (Cerpa et al., 2008; Cossío, 1964; Eude, 2014; Navarro, 2013; Navarro et al., 2010). The main concentration of Cenozoic zircons (n=6) are between ~40 and 37 Ma, belonging to the Tablachaca Formation (40-34 Ma; Cerpa et al., 2008; Eude, 2014). Because no Proterozoic source is available in the present-day catchment and probably neither during the middle Miocene, Proterozoic zircons are probably derived from reworking of the basal volcano-sedimentary strata of the Tablachaca Formation. The large occurrence of Mesoproterozoic (n=51) and Paleoproterozoic (n=53) zircons suggests a Proterozoic basement as potential source for the Tablachaca Formation at ~40-37 Ma. The Arequipa basement is the main component of the Central Andean basement, a Proterozoic crustal block that underwent Grenvillian-Sunsás thermal event from 1200 Ma to 850 Ma (Casquet et al., 2010; Loewy et al., 2004; Wasteneys et al., 1995). This basement has been observed in two different cordilleras of northern Peru: 1) the Eastern Cordillera, called also the Marañón Complex, and 2) the offshore and northern prolongation of the Coastal Cordillera (Romero et al., 2013) (Figure II-1B). The Eastern Cordillera was largely affected by the Ordovician-Silurian thermal event (Famatinian arc), and is also widely scattered of Carboniferous-Triassic plutons (Cardona et al., 2009; Chew et al., 2007; Mišković et al., 2009). The total absence in our sampling of early Paleozoic, and Carboniferous-Triassic zircons, that could be due to a late exhumation at ~30-24 Ma (Eude et al., 2015), indicates that the Eastern Cordillera cannot be the source for the Tablachaca Formation. The second potential source is the offshore OSH, recently mapped by (Romero et al., 2013) as the northern prolongation of the Proterozoic Arequipa Massif (the Coastal Cordillera). Neogene sedimentary rocks cover the OSH in the Salaverry Basin indicating that this basement probably outcropped during the late Eocene-Oligocene and was then a potential source of sedimentary supply for the basal Tablachaca Formation. Even if Famatinian arc thermal event is well-recorded in the southern Arequipa Massif (Bahlburg et al., 2011; Chew et al., 2007; Loewy et al., 2004; Pankhurst et al., 2008; Reimann et al., 2010), it has not affected the OSH of northern Peru (Romero et al., 2013), in agreement with our analyses. We therefore propose that the western Proterozoic basement underlying the Salaverry Basin was the main source of the Calipuy Basin infill during the late Eocene.

In the offshore domain, the Neogene series are completely preserved in the Salaverry Basin and partly eroded by deep submarine canyons in the Trujillo Basin. Incision of these deep canyons associated with eastward onlaps of the Neogene and Pleistocene shallow marine sequences of the Salaverry Basin (Figure II-2 and Figure II-3), started in the late early Miocene until today and recorded the tectonic uplift and inversion of the Trujillo Basin.
In the offshore domain, the Neogene series is completely preserved in the Salaverry Basin and partly eroded in the Trujillo Basin. Incision and infill of deep submarine canyons occurred in the eastern border of the Trujillo Basin since the middle Miocene. They are contemporary with the westward onlap of the Neogene and Pleistocene shallow marine sequences of the Salaverry Basin (Figure II-2 and Figure II-3) that recorded the tectonic uplift and partial inversion of the Trujillo Basin.

In the Western Cordillera, east of the Calipuy Basin, the Neogene Cajabamba Basin is characterized by two main sequences. The Cajabamba Formation, which forms the base of the basin, is composed of thick layers of conglomerates intercalated with sandstones and volcanoclastic rocks, covered by lacustrine shales and gypsum deposits. The Cajabamba Formation is unconformably overlain by the fluvial conglomerates of the Condebamba sequence (Bellier et al., 1989). A tuff located between white sandstones and a thick layer of conglomerates have been sampled at the base of the Cajabamba Formation for U-Pb zircon dating (sample 15037, Figure II-7D and Table in the supplementary data). The 28 analyzed zircons display a high concentration of younger grains (n=26) of late Oligocene-early Miocene in age. A calculated concordia age yields 22.7 ± 0.1 Ma (n=6). Therefore, we conclude that the Cajabamba Basin started to develop at ~23 Ma.

2.8. Regional balanced cross-section

To better understand the structural architecture of the forearc basins and their relationships with the Western Cordillera and the Calipuy Plateau-Basin, we assembled the structural cross-sections of the Figure II-2 and Figure II-4 to construct a 300 km long regional balanced cross-section from the trench to the MFTB (Figure II-8). The regional cross-section has been elaborated by using the interpreted offshore seismic lines, and onshore surface data from the INGEMMET 1:100.000 geological maps modified according to our field observations and satellite images analysis. The western part of the section (frontal accretion prism and the

Yaquina Basin) has been completed from the data published by Kulm et al. (1982). The Moho depth is constrained by the teleseismic receiver functions data of Condori et al. (2017). The crustal depth varies from ~22 to 25 km in the offshore forearc zone, and drastically enlarges from the continental forearc to central MFTB to yield a maximum depth of 50 km (eastward of the section). Slab configuration is taken from the Slab1.0 global subduction zone geometries model (Hayes et al., 2012). Regional markers as the middle Eocene and late Oligocene erosional surfaces are represented by dashed lines of respectively purple and red colors (Figure II-8). Seismic events occurring in the Nazca plate and the lithospheric mantle are projected within a distance of 100 km ($M \geq 5$ between 1976-2018, from the Global CMT Catalog Search), as well as the crustal seismic events from Wagner (1972) and IRIS IEB. Numerous other crustal seismic events occurred along the Peruvian coast, but are unfortunately not well documented in term of depth (equal to 0 or 33 km).

The Yaquina and Trujillo basins correspond to Cenozoic inverted extensional basins controlled by a west-verging crustal fault. The Yaquina Basin geometry is poorly constrained and deduced from the data published by Kulm et al. (1982) and some unpublished northernmost seismic sections of the PERUPETRO database. Detailed study of the Trujillo Basin presented in section 4 shows a pre-late Oligocene extension and a partial inversion that occurred since the middle Miocene. The larger Salaverry Basin developed on the late Oligocene erosional surface, which sealed remnants of the Incaic orogen. The WAET corresponds to a crustal thrust that transported and uplifted the Western Cordillera and the Calipuy Plateau-Basin.

The restoration of the regional balanced cross-section represents the post-Incaic regional middle Eocene erosion stage (Mégard, 1973; Noble et al., 1978; Steinmann, 1929). From the geological constraints previously described in section 6, we assume that the sediments sealing this erosional surface were deposited close to sea level. Indeed, in the Calipuy Plateau-Basin, this is confirmed by the fossilized forest of near sea level mangrove environment described by Woodcock et al. (2009) and found just above the erosional surface in the Tablachaca Formation. Minimum horizontal shortening accommodated by the WAET is about 3.5 km, and has been calculated using the Tablachaca Formation marker preserved at the footwall of the WAE (cross-section B-B’ of Figure II-5).

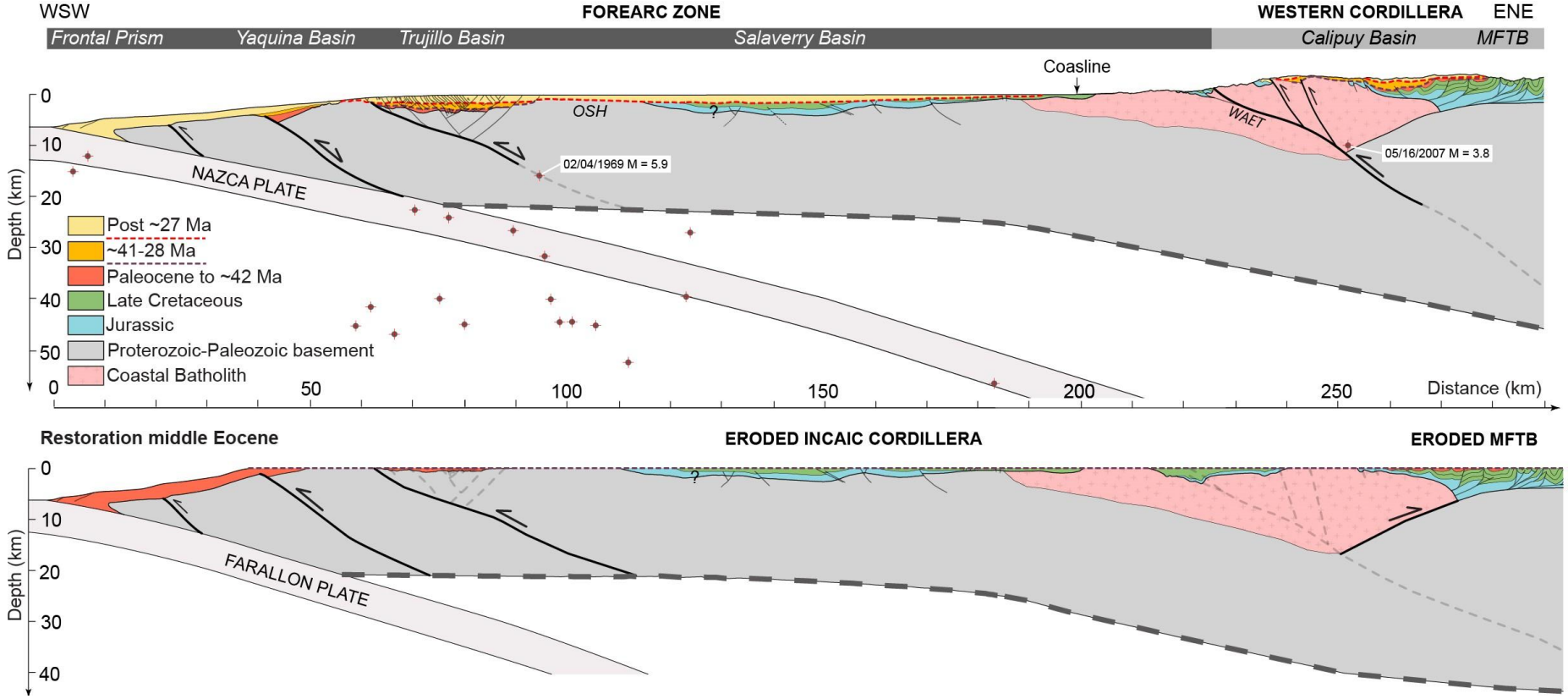


Figure II-8 : Regional balanced cross-section from the trench to the MFTB (see Figure 1A for location). Restauration has been made at the base of the middle Eocene. The grey crosses characterize seismic events (M ≥ 5 between 1976-2018) from the Global CMT Catalog Search in the lithospheric mantle and the Nazca plate, and from the IRIS IEB and Wagner (1972) for the crustal seismic events, projected within a distance of 100 km. The thick dashed grey line represents the Moho section of the extrapolated Moho surface (Delaunay triangulation algorithm) from the receiver functions data of Condori et al. (2017). The slab configuration is from the Slab1.0 global subduction zone geometries model (Hayes et al., 2012). The Cenozoic plutonism does not have been represented to guarantee greater clarity. OSH = Outer Shelf High; MFTB = Marañón fold-and-thrust-belt; WAET = Western Andean Escarpment Thrust.

2.9. Calipuy Plateau-Basin and WAE exhumation from thermochronology

To evaluate the timing of the Calipuy Plateau-Basin exhumation related to the WAET activation, age-elevation profile and inverse modeling (Figure II-9) have been made using our new and previously published AFT and AHe analyses in samples located in the underlying granites.

Sample	#gr	N_s	ρ (cm²)	$\sigma\rho$	P	σP	$P(\chi^2)$	MTL (µm)	SD (µm)	Mean D_{par} (µm)	**Pooled age (Ma)**	**Central age ± 1σ (Ma)**
16016	39	285	$8.23\ 10^{-5}$	$8.61\ 10^{-7}$	1.028	0.0133	0.01	14.39 ± 0.14 (77)	1.25	2.36	**28.59 (-3.4,3.8)**	**28.35 ± 2.58**
16017	30	601	$1.84\ 10^{-4}$	$1.26\ 10^{-6}$	1.025	0.0133	0	14.39 ± 0.11 (126)	1.19	2.37	**26.92 (-2.3,2.5)**	**27.42 ± 2.85**
16019	35	250	$6.16\ 10^{-5}$	$3.11\ 10^{-7}$	1.023	0.0133	0	14.36 ± 0.22 (41)	1.39	1.99	**33.51 (-4.2,4.7)**	**29.57 ± 4.03**
16020	35	136	$6.17\ 10^{-5}$	$4.04\ 10^{-7}$	1.028	0.0133	0.03	14.38 ± 0.25 (30)	1.34	2.16	**18.22 (-2.9,3.5)**	**18.05 ± 2.34**

Table II-2 : Apatite fission track data process by LA-ICP-MS method. #gr, number of grains analyzed; Ns, total number of counted spontaneous tracks; ρ, area of spontaneous track counting and σρ its standard error; P, sum of the 238U/43Ca isotopic ratios and σP its standard error; P(χ2), chi-squared probability that the dated grains belong to a single statistical population; MTL, mean track length and its standard error (number of fission tracks); SD, standard deviation of track length; Mean Dpar, diameter of fission track etch figure parallel to the crystallographic c axis; pooled ages are ±95% Cl confidence interval; LA-ICP-MS zeta factor is 8.2727 ± 0.1407.

The new AFT central ages (Table II-2) differ from the footwall to the hanging wall of the WAET but have similar high Mean Track Length (MTL) of ~14.4 µm, suggesting rapid cooling. The three samples of the footwall display similar AFT ages (16016 (138 m asl): 28.4 ± 2.6 Ma; 16017 (326 m asl): 27.4 ± 2.8 Ma; 16019 (1102 m asl): 29.6 ± 4.0 Ma) older than the sample from the hanging wall (16020 (1397 m asl): 18.1 ± 2.3 Ma). The three AHe mean ages (Table II-2) are 17.1 ± 1.2 Ma (sample 16016; 138 m asl), 8.2 ± 1.2 Ma (sample 16017; 326 m asl), and 17.8 ± 2.6 Ma (sample 16022; 2413 m asl).

The age-elevation profile has been plotted using 6 AFT and 17 AHe ages, between 138 and 3005 m asl, combining our data with previously published results from Eude (2014) and Michalak (2013) (Figure II-9B). The AFT and AHe ages display constant age-elevation slopes split at two specific elevations along the profile (~300 and 1300 m asl). The jump at ~300 m

may correspond to the first linear topographic crest and linear boundary between the Coastal Batholith and Casma Formation. The second jump at ~1300 m corresponds to the main WAET structure.

The age-elevation profile (Figure II-9B) may also be considered as an age-elevation-distance along the SW-NE cross-section A-A'. In the WAET hanging wall, it shows that AFT and AHe display similar trends with decreasing cooling ages toward the WAET, illustrating younger denudation along the fault. The fact that the ~29-27 Ma AFT ages of the WAET footwall are similar to the older cooling ages of the hanging wall far from the fault may be explain by a more regional exhumation. Still within the footwall, the AHe cooling ages vary from ~16 to 8 Ma toward the coast and lowest elevations.

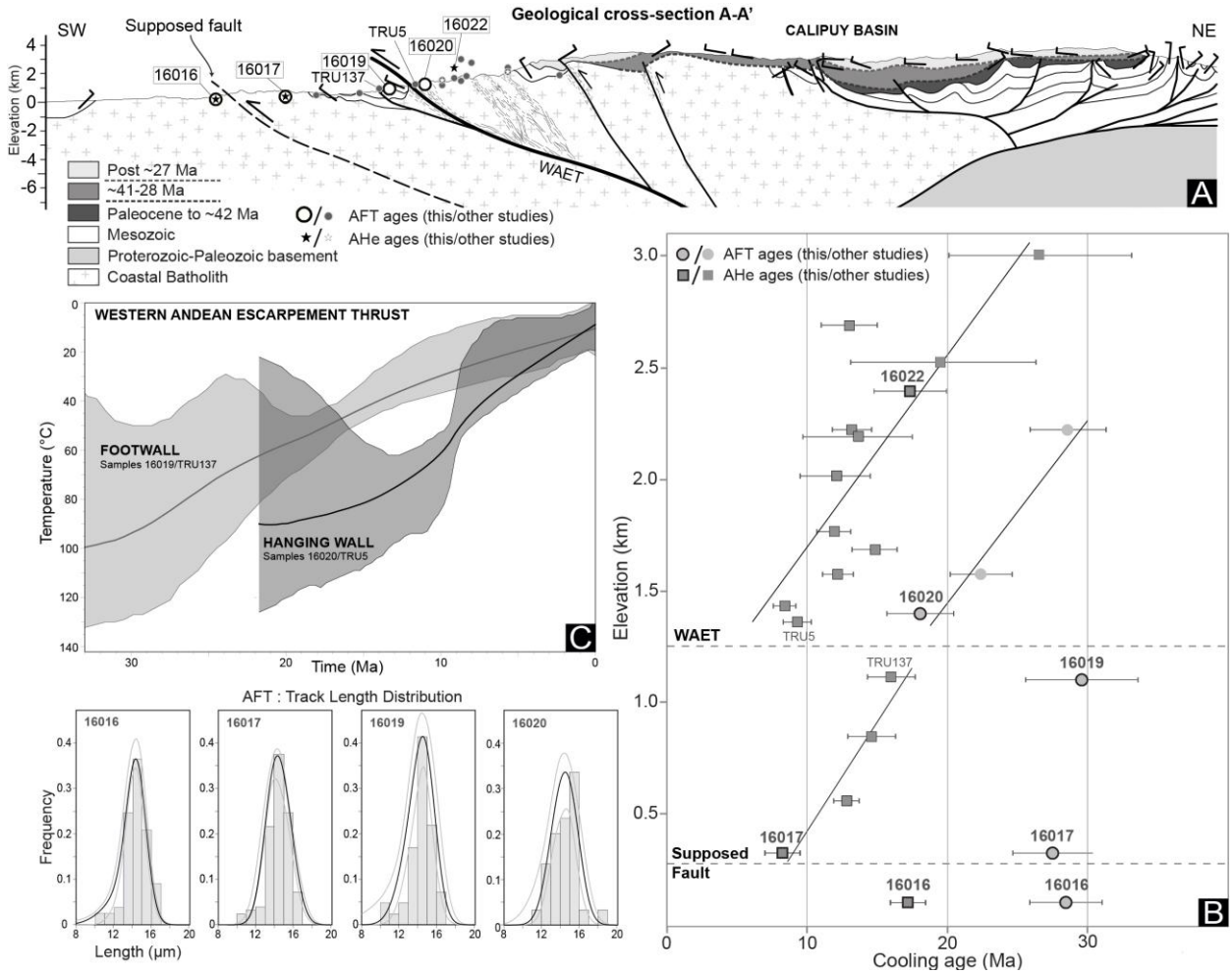


Figure II-9 : Age-elevation profile and inverse modeling of the Coastal Batholith samples through the WAE. (A) Structural cross-section A-A' through the WAE and Calipuy Plateau-Basin, and samples locations for thermochronology analysis. (B) Age-elevation profile including the new and previous AFT and AHe ages of (Eude, 2014) and (Michalak, 2013). (C) Thermal histories inferred from inverse modeling of AFT data and track length measurement from this study (samples 16019 and 16020), and previous AHe data (samples TRU137 and TRU5) from Eude (2014). Simulations were performed with the QTQt code from (Gallagher, 2012) by using the annealing and radiation damage models of (Flowers et al., 2009) and (Ketcham et al., 2007). The represented temperature-time paths are the expected models

(95% credible intervals) without geological constraints. The measured track length distributions (grey histograms) are represented with predicted ones (curves). WAET = Western Andean Escarpment Thrust.

To better constrain the early thermal history, we decided to perform apatite U-Pb and (U-Th)/He dating of the Coastal Batholith using the sample 16017 located in the footwall of the WAET (Figure II-4). Data are shown in Table in the supplementary data. The results are plotted in a Tera-Wasserburg diagram and define an age of 88.9 ± 2.7 Ma (Figure II-7A), corresponding to the path through the isotherm 400-500 °C (closure temperatures of the U-Pb system on apatite defined by Chamberlain & Bowring (2010), Cherniak et al. (1991), Krogstad & Walker (1994).

Sample	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	He (nmol/g)	Th/U	Weight (µg)	eU	Ft	Raw Age	Corr. Age ± Abs. Err. (Ma)	**Mean age ± 1σ (Ma)**
16016a	18.57	53.87	149.88	2.41	2.90	6.33	31.72	0.75	13.74	18.32 ± 1.10	
16016b	22.29	30.02	370.12	1.98	1.35	1.88	31.06	0.64	11.29	17.64 ± 1.06	**17.06 ± 1.22**
16016c	34.32	36.13	112.21	2.64	1.05	2.14	43.20	0.67	11.25	16.79 ± 1.01	
16016d	10.07	10.81	282.31	0.92	1.07	4.83	13.97	0.73	11.32	15.50 ± 0.93	
16017a	37.79	30.91	116.51	1.30	0.82	0.95	45.49	0.57	5.26	9.22 ± 0.55	
16017b	175.00	116.86	135.68	4.37	0.67	1.02	202.58	0.60	4.01	6.68 ± 0.40	**8.24 ± 1.21**
16017c	177.28	154.75	182.78	6.21	0.87	1.01	213.82	0.58	5.32	9.17 ± 0.55	
16017d	14.66	19.15	288.91	0.61	1.31	2.15	20.52	0.66	5.20	7.88 ± 0.47	
16022a	202.04	273.32	777.47	15.11	1.35	5.14	268.84	0.74	10.29	13.91 ± 0.83	
16022b	147.92	160.35	695.68	13.69	1.08	3.32	188.31	0.69	13.23	19.17 ± 1.15	**17.84 ± 2.64**
16022c	28.34	15.68	291.68	2.63	0.55	3.93	33.41	0.73	14.24	19.51 ± 1.17	
16022d	76.71	62.13	427.54	7.51	0.81	7.91	93.15	0.78	14.64	18.77 ± 1.13	

Table II-3 : Apatite (U-Th)/He data. Ft, alpha ejection correction factor.

In his study, Davis (2010) has shown that batholith emplacement into the upper crust of an active margin is characterized by a mean cooling rate of ~33 °C/Myr (15-50 °C/Myr for the Sierra Nevada Batholith). If we apply this average cooling rate to our studied area, considering that magma emplacement corresponds to the U-Pb closure temperatures on zircon (>900 °C; Cherniak & Watson, 2001), we can deduct that the batholith intrusion took place ~104-101 Ma ago, in agreement with previously published maximum ages for the Coastal Batholith ages estimated at ~102 Ma (Myers, 1975; Pitcher & Bussell, 1985). Taking into account this supposed intrusion age and the other temperature-age constraints, we are able to define a first order thermal history and associated cooling rate until today (Figure II-10). From 88.9 ± 2.7 (U-Pb on apatite age) to 27.4 ± 2.9 Ma (AFT age), the mean cooling rate is ~5.5

°C/Myr, with probably higher denudation rates during the main Incaic tectonic phase, as shown by the increase of convergence between the Nazca and South America plates (Maloney et al., 2013) (see Figure II-10). Then the mean cooling rate is estimated at ~2.1 °C/Myr from 27.4 ± 2.9 to 8.2 ± 1.2 Ma, before to reach ~7.5 °C/Myr until today. This cooling path is a first order representation of the cooling and exhumation of the Coastal Batholith, however it could be largely improved by applying other thermochronometers in several samples.

Late Cenozoic thermal histories have been tested by inverse modeling of the new AFT and track lengths data of samples 16019 and 16020, and the corresponding AHe ages of Eude (2014) (samples TRU137 and TRU5) to highlight differential denudation between the WAET footwall and hanging wall. The two predicted temperature-time paths are illustrated in Figure II-9C and display contrasting patterns. In the footwall, a first cooling of ~4 °C/Myr occurred between ~29 and 23 Ma, which subsequently decrease of ~2.5 °C/Myr from ~23 Ma to the present (Figure II-9C). Because the geothermal gradient is not well constrained in this area and over time, we calculated denudation rates taking into account the lower and upper geothermal gradients usually used for Cordilleran belts with volcanic activity (25-40 °C/km), and a mean surface temperature of 10 ± 10 °C. Considering these geothermal gradients, the samples should pass through the AFT PAZ at ~4 to 2.5 km in depth. Therefore, we estimate a first exhumation of ~100-160 m/Myr during 6 Myr (~600-960 m of eroded material), followed by a slower denudation of ~60-100 m/Myr during the last 23 Myr (~1380-2300 m). By contrast, the WAET hanging wall presents a shorter thermal history (Figure II-9C). An accelerated cooling of ~7 °C/Myr occurred between ~12 and 8 Ma, marking high erosion rate of ~170-270 m/Myr (~680-1080 m of eroded material) (Figure II-9C). The last 8 Myr are characterized by higher cooling rates (~4 °C/Myr) compared to the WAET footwall (~2.5 °C/Myr), with an exhumation rate of ~110-180 m/Myr (~880-1440 m of eroded material). Finally, the WAET footwall experienced a total erosion of ~1980-3260 m in ~29 Myr, whereas the hanging wall endured a total erosion of ~1950-3160 m over ~18 Myr. If we assume that the earliest thermal history of the WAET hanging wall is at least equal to the early denudation rate of the footwall (110-160 m/Myr), then the total exhumation of the Calipuy Plateau-Basin is 3260-5240 m during the last ~29 Myr. By comparing with the exhumation of the WAET footwall (1980-3260 m), the total denudation related to the WAET is 1280-1980 m since ~29 Ma. Therefore, the exhumation rate of the Calipuy Plateau-Basin is at least 1.6 times higher than the WAET piedmonts, which confirms its relationship with the WAET activation.

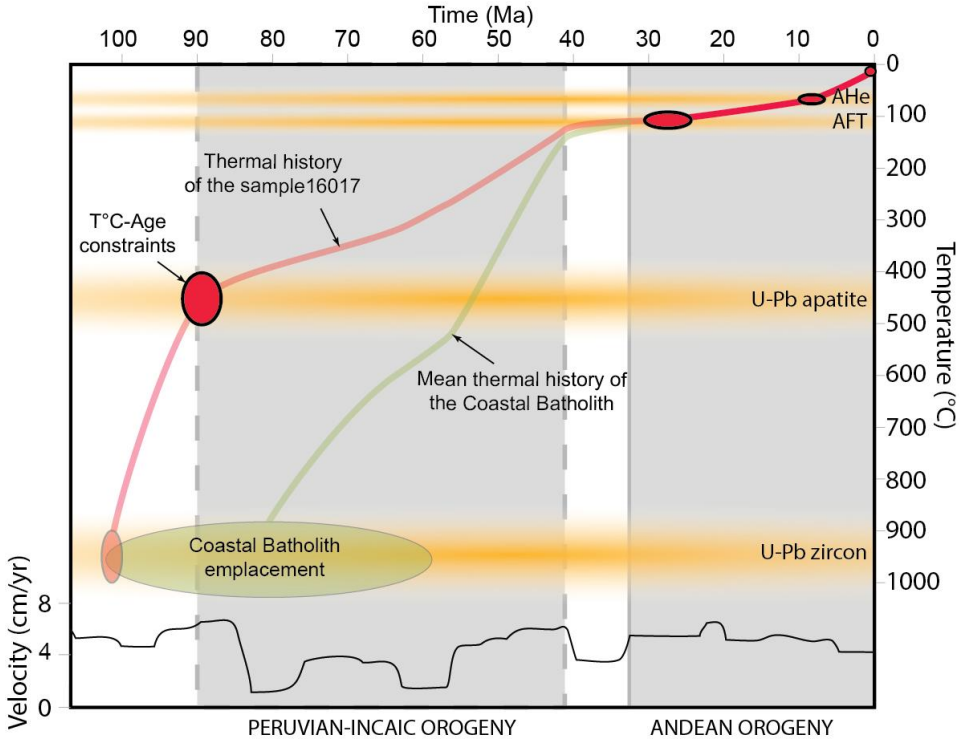


Figure II-10 : Schematic thermal histories of the Coastal Batholith and granite sample 16017, constrained by U-Pb age on apatite, AFT and AHe cooling ages from this study and previous works of Eude (2014) and Michalak (2013). The Coastal Batholith emplacement has been reported from ~102 to 59 Ma (Myers, 1975; Pitcher and Bussell, 1985). The U-Pb zircon age of the sample 16017 has been approximated by using a mean cooling rate of magma emplacement of 33 °C/Myr, calculated by Davis (2010) for the Sierra Nevada Batholith. The black curve represents the trench normal convergence velocity between the Farallon (Nazca) and the South America plates from Maloney et al. (2013).

2.10. Cenozoic tectonic history and discussion

Structural and stratigraphic constraints (Figure II-6 and Figure II-8) deducted from field observations, seismic interpretation, U-Pb geochronological and thermochronological methods allow to better understand the Cenozoic tectonic history of the northern Central Andes margin. To illustrate and discuss this tectonic evolution and subsequent uplift of the western margin, we propose a schematic sequential restoration with four main tectonic stages from the early Eocene Incaic orogeny to the present Andean orogeny (Figure II-11).

In the stage 1, the paleorelief distribution of the Incaic orogeny is inferred from the location of the OSH Proterozoic basement and the syn-orogenic basins emplacement, and from provenance analysis. This stage represents the pre-middle Eocene time, occurring before the

regional erosional event creating the surface that sealed the MFTB deformation, and evidenced for the first time in the offshore forearc zone (Figure II-2 and Figure II-3). To the west, the Salina-Pariñas sediments deposited in a coastal to shallow marine forearc basin. To the east, the NE-verging MFTB was in position of wedge-top depozone (Huaylas deposits) in the Incaic retro-foreland basin system. Between these two opposite basins, a double verging Cordillera developed and extended from the current OSH Proterozoic basement to the current Coastal Batholith. The now eroded OSH corresponds to the northern and offshore prolongation of the Arequipa Massif (Coastal Cordillera) of southern Peru, previously pointed out by (Romero et al., 2013). This disposition implies that the Incaic Cordillera was approximately 100 km wide, and therefore comparable to the amplitude of the actual northern Peruvian Eastern Cordillera with probably minor elevations. (Benavides-Caceres, 1956) and George et al. (2019) had also suggested a western land source using lithological evidences for the Cretaceous volcano-sedimentary rocks and the syn-orogenic Chota Formation of the MFTB. Erosion of the OSH relief is supported by the provenance analysis of detrital zircons from the clastic products of the post-Incaic erosion.

The stage 2 illustrates the post-orogenic period of the Incaic orogen, characterized by the erosion of the Incaic Cordillera and MFTB between ~41 and 30 Ma, and the development of the extensional Yaquina and Trujillo basins.

The Incaic paleorelief is covered at ~41 Ma by a continuous layer of sandstones and conglomerates in the offshore Trujillo Basin (Terebratula-Talara Formation) as in the onshore Calipuy Basin (base of the Tablachaca Formation) (Figure II-6). Tectonostratigraphic study of the overlying rocks (middle Eocene-early Oligocene) indicates post-orogenic relaxation and extension triggering marine environment in the Trujillo Basin, whereas volcanic activity associated with gentle extension occurred in the Calipuy Basin. Fossils of charophytes in lacustrine sediments and paleosol development (Rivera et al., 2005; Woodcock et al., 2009) suggest lake environment in the Calipuy Basin during this post-orogenic relaxation-extension. Moreover, forest fossil of mangrove environment dated at ~39 Ma (Woodcock et al., 2009) indicates that the Tablachaca conglomerates developed near to sea level elevation.

The middle Eocene erosional surface (dated from 46 to 40 Ma) has also been described from the Western Cordillera to the sub-Andean zone in northern Andes (Christophoul et al., 2002),

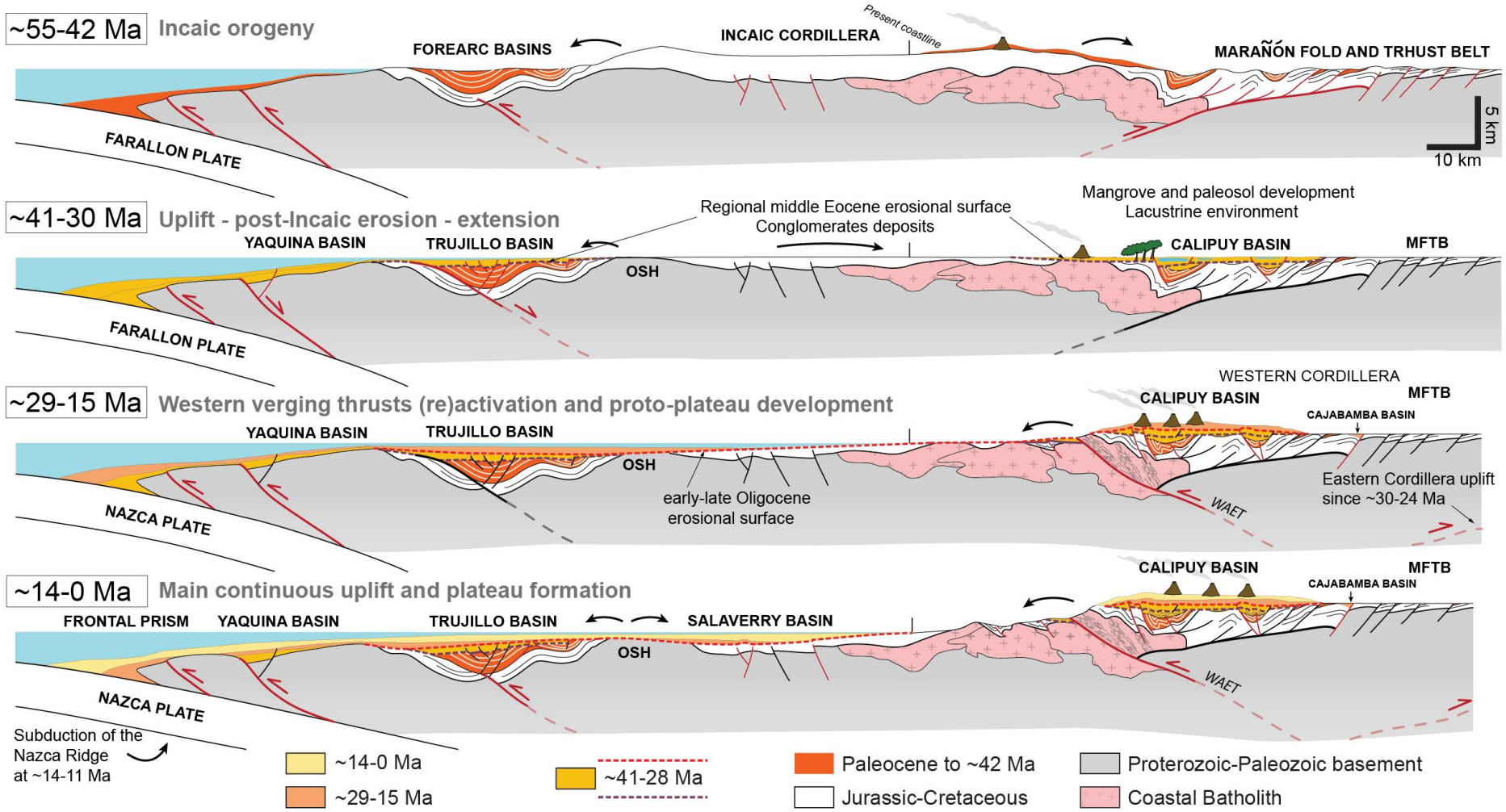


Figure II-11 : Schematic sequential restoration from early Eocene to present, illustrating the erosion of the Incaic Orogen and subsequent building of the double verging Andean orogeny by the WAET propagation (Western Cordillera uplift), and opposite east-verging ramp (Eastern Cordillera uplift) since the late Oligocene. OSH = Outer Shelf High; MFTB = Marañón fold-and-thrust-belt; WAET = Western Andean Escarpment Thrust.

Central Andes (Carlotto, 2013; Noble et al., 1990; Sébrier et al., 1988), and southern Andes (Horton & Fuentes, 2016). In the Altiplano, this erosional surface is not described (Horton et al., 2001; Sundell et al., 2018), probably because this zone was the foredeep depozone of the Incaic retro-foreland basin (Sundell et al., 2018) and therefore did not have reliefs to erode. It is only expressed by a major change in the lithology. The large occurrence of the erosional surface indicates that a major middle Eocene geodynamic change occurred along the western South America margin. Noble et al. (1990) suggest that the Incaic orogeny was the consequence of a rapid convergence between the Farallon and South America plates due to major plate reorganization during this time. Indeed, the post-Incaic erosion time, from ~40 to 30 Ma, corresponds to an abrupt decrease of the trench normal convergence velocities calculated between the South America and Farallon plates (Maloney et al., 2013) (Figure II-10). Therefore, we propose that the decrease of convergence velocities triggered a period of post-tectonic relaxation and minor extension in the overriding plate of northern Peru, due to the decreasing coupling between the two plates. Horton (2018b) has recently proposed a possible slab rollback to explain neutral to extensional tectonic in the southern Central Andes and southern Andes for this period, even in the Andean orocline where the forearc extension is minor. Indeed, a rollback process induces slab window opening and subsequent rapid non-isostatic topographic uplift of the forearc, with an increase of magmatism (Guillaume et al., 2010; Gvirtzman & Nur, 1999). A trench rollback could as well explain the forearc uplift of northern Central Andes, rapid erosion of the Incaic orogen developing a regional erosional surface, the increase of volcanic activity, and further slight extension from ~41 to ~30 Ma.

The stage 3, from ~29 to 15 Ma, belongs to the period of Andean orogeny s.s. in northern Peru before the subduction of the Nazca Ridge. Thermochronological data presented in this work and from previous studies (Eude, 2014; Michalak, 2013) indicate an exhumation of the western edge of the Western Cordillera at ~29-27 Ma, synchronously with the activation of the WAET (Figure II-9B). This result contradicts the thermochronological analysis of (Schildgen et al., 2007) that does not show step-change in their (U-Th)/He cooling ages, suggesting a monocline deformation through the WAE of southern Peru. The beginning of the Andean tectonic uplift of northern Peru is synchronous with the development of the regional offshore-onshore late Oligocene erosional surface (Figure II-6) and corresponds to the sharp increase of plates convergence calculated from ~32 Ma (Maloney et al., 2013; Somoza & Ghidella, 2012). In the Trujillo Basin and its eastern border (OSH), this second erosional surface is particularly well developed and recorded the shift between extensional and

compressive regime. During the early Miocene, offshore sedimentation starts to extend to the east onlapping the coast at the present place of the Salaverry Basin. In the Western Cordillera, the late Oligocene erosion slightly denuded the onshore Calipuy Basin due to the continuous supply of volcanic deposits. Moreover, the stratigraphic and geochronological analyses indicated that the western border of the Calipuy Plateau-Basin recorded higher erosion than the internal and eastern part of the basin. These evidences and the increasing Calipuy thickness in the central part of the basin support the development of a piggyback basin on the WAET. At the Andean orogen scale, the west-verging Western Cordillera and Calipuy Plateau-Basin uplift are synchronous with the east-verging Eastern Cordillera propagation, which started also in the late Oligocene (Eude et al., 2015). Since the Eocene Incaic period, the double vergent Andean orogen has jumped ~150 km eastward.

In the MFTB, the Cajabamba Basin began to develop at least since ~23 Ma (new zircon U-Pb age), which approximately corresponds to the onset of the Eastern Cordillera uplift (Eude et al., 2015). As previously suggested by Bellier et al. (1989), this basin probably developed during extensive reactivation of inherited MFTB structures provoked by gravity forces due to the Andean topography.

The stage 4 displays the accelerated west-verging thrust activation and uplift of the Calipuy Plateau-Basin, likely induced by the onset of the Nazca Ridge subduction beneath the northern Peruvian Andean forearc (Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005).

Offshore, partial tectonic inversion of the Trujillo Basin produced a weak but large antiform including the OSH that constituted the western border of the incipient Salaverry Basin, whose subsidence is linked to compressive Andean deformation and probably enhanced by subcrustal loading. During the middle-late Miocene compressive period, offshore and onshore strong incisions (e.g. Moche and Tablachaca valleys) occured through the Trujillo and Calipuy Plateau-Basin.

The inverse modeling of AFT, track lengths, and AHe data of the WAET hanging wall display a clear acceleration of 170-270 m/Myr between 12 and 8 Ma, which can be correlated to the onset of the Nazca Ridge subduction at ~14-11 Ma (Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005). This is comparable to the late Neogene exhumation rate calculated above the present-day Nazca Ridge location in southern Peru, which varies between 60 and 400 m/Myr, whereas the southern unaffected zone is subjected to erosion rates of 50-130 m/Myr (Wipf et al., 2008). Predicted dynamic topography, thermochronology and field observations described a non-isostatic uplift of ~500-800 m in the offshore forearc zone and in the Peruvian Andes

related to slab flattening (Eakin et al., 2015; Espurt et al., 2007; Wipf et al., 2008), equivalent to the erosion calculated between 12 and 8 Ma (680-1080 m). This is also coherent with the late middle Miocene uplift of the Western Cordillera (6-7°S) constrained by ash-flow tuffs dated between 11.4 and 8.2 Ma in incised paleovalleys (Noble et al., 1990).

During the last 8 Myr, the western border of the Calipuy Plateau-Basin was uplifted of ~880-1440 m, comparable to the western margin ~1 km uplift calculated in Chile for the last 10 Myr (Hoke et al., 2007; Rech et al., 2006). Pliocene activity is also supported by the inverse modeling of thermochronological data (Figure II-9B). However, it is possible that the younger denudation of the WAET hanging wall represents a post-tectonic erosion since ~8 Ma as suggested by Abbühl et al. (2011). This author speculated that the present landform of the WAE has not change since the late Miocene. Nevertheless, seismic events (Figure II-8) indicate that the inverted west-verging thrust fault of the Trujillo Basin and of the WAET system are still active. These crustal thrusts must have been propagating since at least ~29-27 Ma and seem to be still running. Shortening of the WAET is therefore probably much more important than the minimum calculated for this study (~3.5 km), but the lack of good stratigraphic markers due to the strong exhumation of the zone makes it impossible to calculate it precisely. Such minimum shortening cannot explain the crustal growth of the Western Cordillera. Either the shortening is therefore much more important and/or a main underlying crustal structure has accommodated higher horizontal shortening to yield ~3500 m high elevation and a Moho depth of ~50 km in the Western Cordillera, as already proposed by Armijo et al. (2015, 2010) in the Bolivian Orocline. Chávez et al. (2013) described a main compositional and geochemical (rare-earth and trace elements) transition from a calc-alkaline to an adakite-type volcanism between the late Oligocene and early Miocene, suggesting a significant thickening of the western Peruvian crust. Moreover, the thermochronological data presented in this study highlight that west-verging thrusting prevailed on the monocline deformation.

2.11. Conclusion

1. Tectonostratigraphic revision and our regional balanced cross-section from the trench to the Western Cordillera of northern Peru, coupled with geochronological and thermochronological data, show that the Western Andean Escarpment (WAE) and the Calipuy Plateau-Basin are

partially related to a major west-verging basement thrust (WAET) that accommodates a minimum shortening of ~3.5 km since at least ~29-27 Ma. The Calipuy Plateau-Basin developed as a piggyback basin on the WAET, and is associated to high volcanic activity and hydrothermal alteration.

2. Late Cenozoic thermal histories tested by inverse modeling of thermochronological data highlight the exhumation evolution of the western border of the Calipuy Plateau-Basin. A regional exhumation associated with early activation of the WAET is recorded at ~29-27 Ma and seems to persist until today. A total erosion of ~3260-5240 m affects the WAET hanging wall, whereas the footwall records an exhumation of ~1980-3260 m during ~29 Myr. A clear acceleration of this exhumation occurred between 12 and 8 Ma (~170-270 m/Myr), and can be interpreted as a result of the onset of the Nazca Ridge subduction at ~14-11 Ma.

3. Offshore-onshore stratigraphic correlations evidence a regional middle Eocene erosional surface that extends from the Trujillo Basin to the Western Cordillera, erasing and sealing structures of the Incaic orogen. This erosion is interpreted as a consequence of the abrupt decrease of the trench normal convergence velocity between the Farallon and South America plates from ~40 to 32 Ma. One of the most erased relief corresponds today to the Proterozoic basement high (OSH) that separates the Trujillo Basin from the Salaverry Basin. It constitutes the northern prolongation of the Arequipa Massif (Coastal Cordillera) of southern Peru, and probably the main source of the eastern Tablachaca Formation.

4. The Trujillo and Yaquina basins are post-orogenic extensive basins that developed between the middle Eocene and the late Oligocene. The Trujillo Basin has been partly inverted since the middle Miocene, attested by the development of a large antiform incised by deep submarine canyons, a strong and still active sea floor erosion and the western onlap of the Salaverry Basin.

5. During the Incaic orogen, a double verging Cordillera developed in the Paleocene-early Eocene at the location of the current offshore OSH and onshore Coastal Batholith. To the west, the Salina-Pariñas sediments deposited in a coastal to shallow marine forearc basin. To the east, the NE-verging MFTB was in position of wedge-top depozone (Huaylas deposits) in the retro-foreland basin system. After the middle Eocene erosion and the late Eocene-early

Oligocene post-orogenic relaxation and extension, the double vergent Andean orogen has jumped ~150 km eastward.

Acknowledgements

This research project was conducted thanks to the French ministry of Higher Education and Research PhD scholarship of A. Prudhomme, the IRD-PERUPETRO S.A. research agreement and the Institut Carnot ISIFoR. We thank Rolando Bolaños and Asaid Bandach for their support and participation throughout the longterm IRD-PERUPETRO S.A. research activities, and Stéphane Brusset for fruitful discussions on the structural interpretations. We also thank the reviewers Joel Saylor and Fernando Martínez for their constructive reviews that greatly improved this article.

3. Conclusions du chapitre

1. STRUCTURES NEOGENES ONSHORES

   Les observations de terrain nous ont permis de mettre en évidence un chevauchement à vergence Ouest au pied de l'Escarpement Ouest Andin (WAET), situé entre l'avant-arc et la Cordillère Occidentale, où une intense altération hydrothermale et activité volcanique sont observées. Les vestiges de la surface d'érosion de l'Eocène moyen, utilisé comme marqueur, permettent d'estimer un raccourcissement minimum de 3.5 km le long du WAET. Le Bassin Calipuy est un bassin piggyback qui s'est développé au toit du WAET et qui est en grande partie érodé par l'Escarpement Ouest Andin.

2. TIMING DES DEFORMATIONS NEOGENES ONSHORES

   Les données de thermochronologie basse température montrent un différentiel d'exhumation de parts et d'autres du WAET, avec une exhumation régionale à partir d'au moins ~29-27 Ma. Selon la modélisation inverse et un gradient géothermique de 25-40°C/km, une érosion totale de ~1980-3260 m et ~3260-5240 m ont respectivement affecté le mur et le toit du chevauchement. Ces données montrent une accélération de l'exhumation entre 12 et 8 Ma (~170-270 m/Myr), que nous interprétons comme étant relié à une accélération du soulèvement du au passage en subduction de la Ride Nazca il y a ~14-11 Ma.

3. STRUCTURES NEOGENES OFFSHORES

   Depuis le Miocène, le bassin distal de Trujillo a été partiellement inversé, en formant une large antiforme dont le sommet est érodé et incisé par des canyons sous-marins. Le Bassin proximal Salaverry s'est développé de façon synchrone au soulèvement de la Cordillère Occidentale. Les sédiments de sa bordure ouest reposent en onlap sur l'inversion du bassin de Trujillo.

4. PERIODE POST-OROGENESE INCAIQUE

   La surface d'érosion majeure post-incaïque (Eocène moyen), largement décrite dans les Andes péruviennes, est préservée à la base du Bassin de Calipuy à ~3000 m d'altitude, et a été pour la première fois mise en évidence dans l'avant-arc offshore à plus de 2000 m de profondeur. Les paléoenvironnements observés sur cette surface d'érosion montrent qu'elle s'est développée à une altitude proche du niveau marin, indiquant une érosion presque totale des reliefs incaïques. De l'Eocène moyen à l'Oligocène supérieur, les bassins offshores Trujillo et Yaquina se sont développés en contexte d'extension. Cette période d'érosion et relaxation post-orogénique est interprétée comme étant due à une décélération de la convergence des plaques Farallon (Nazca) et Sud-Américaine entre ~40 et 32 Ma.

Chapitre III

Structures lithosphériques des Andes Centrales du Nord

1. Introduction

Les résultats obtenus le long de la marge occidentale des Andes Centrales du Nord (chapitre précédent) nous ont permis de mettre en évidence les déformations andines principales affectant la croûte supérieure, et d'obtenir une ébauche de la transition entre les orogenèses incaïque et andine. Grâce à la coupe géologique et à la mise en évidence d'un rejet vertical de la Formation Tablachaca, un raccourcissement minimum a été évalué. Cependant celui-ci est probablement très sous-estimé contenu de l'extrême érosion le long de l'Escarpement Ouest Andin, laissant très peu de marqueurs géologiques préservés à l'affleurement. Ainsi, dans ce chapitre III, nous proposons d'utiliser la seule méthode existante à ce jour permettant de quantifier les déformations, et donc de calculer le raccourcissement au sein de la croûte. Cette méthode est celle de la coupe équilibrée, non pas à l'échelle de la croûte supérieure comme fait précédemment, mais à l'échelle de toute la croûte jusqu'au Moho. L'application de cette méthode nécessite de poser un certain nombre d'hypothèse, telle que l'épaisseur crustale à l'état initial, étant il y a 30 Ma dans cette étude. Deux indices nous permettent de formuler une hypothèse quant à l'épaisseur crustale initiale : (1) Dans le chapitre précédent, nous avons mis en évidence que la topographie de cette région était quasi inexistante à cette époque, impliquant que l'épaisseur crustale devait être « normale », c'est-à-dire avoisinant environ 30 km d'épaisseur (pour une densité crustale moyenne de 2,7) ; (2) Grâce à l'interpolation des profondeurs ponctuelles du Moho acquises récemment par la méthode des fonctions récepteurs (Condori et al., 2017), combinées dans ce chapitre aux anciennes données sismiques offshores (Hussong et al., 1976), on a pu mettre en évidence une épaisseur d'environ 30 km dans le bloc inférieur du chevauchement à vergence Ouest de l'Escarpement Ouest Andin. Ainsi ces deux points convergent sur l'idée d'une épaisseur crustale d'environ 30 km, que nous avons supposé constante également dans le toit de la faille, avant la déformation andine (30-0 Ma). Cette hypothèse constitue une contrainte majeure pour construire la coupe équilibrée, puisqu'elle induit des implications sur la géométrie de la faille en profondeur et donc sur la quantité de raccourcissement. Les précédents travaux sur la partie occidentale de l'orogène seront combinés aux travaux publiés ces dernières années sur la propagation du prisme orogénique oriental (Calderon, et al., 2017a, 2017b; Eude et al., 2015), permettant de construire une coupe équilibrée d'échelle crustale à travers tout l'orogène. La construction de cette coupe permet de réviser l'architecture structurale des Andes Centrales du Nord et d'en estimer le raccourcissement minimum pouvant expliquer son épaississement

crustal. De plus, l'état restauré de cette coupe équilibrée permet de comprendre l'héritage de l'orogène incaïque, et son implication dans la déformation andine.

La première partie de ce chapitre représentent les travaux préliminaires de la coupe équilibrée des Andes Centrales du Nord, qui est encore en cours d'amélioration avant une très prochaine soumission, et qui présentera les différents types de modèles d'épaississement crustal dans une version de l'article plus longue et plus étoffée. La deuxième partie présente une modélisation géophysique 2D des grandes structures lithosphériques des Andes Centrales du Nord.

2. Neogene horizontal shortening as the main mechanism to explain crustal thickening in northern Central Andes (5-9°S)

Alice Prudhomme[1], Patrice Baby[1], Stéphane Brusset[1], Alexandra M.M. Robert[1] and Ysabel Calderon[2]

[1]*Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, CNRS, IRD, UPS, Toulouse, France.*

[2]*PERUPETRO S.A., Lima, Peru*

2.1. Résumé en français et en anglais

Pour mieux comprendre l'architecture crustale des Andes péruviennes du Nord et le régime tectonique de transition entre les orogenèses incaïque et andine (Néogène), nous proposons pour la première fois une coupe transversale équilibrée à l'échelle crustale. La restauration choisie à l'Éocène moyen permet d'obtenir le stade intermédiaire entre les orogenèses incaïque et andine. Les données thermochronologiques récentes sont replacées dans la coupe équilibrée pour contraindre la propagation de la déformation néogène. La coupe équilibrée met en évidence un orogène à double vergence et explique comment l'épaississement de la croûte peut résulter du raccourcissement néogène. La valeur minimale de raccourcissement totale calculée pour l'ensemble de l'orogène est d'environ 158 km. Les raccourcissements dans les prismes orogéniques pro et retro sont presque équitables et se propagent simultanément depuis ~30 Ma. Une accélération générale du soulèvement tectonique est observée depuis 17-8 Ma. Nous interprétons l'épaississement crustal sous la Cordillère Occidentale comme le résultat d'un duplex de croûte moyenne et inférieure. Ce raccourcissement crustal est accommodé par le chevauchement à vergence Ouest de l'escarpment andin, où un déplacement minimal de 80 km est nécessaire. La coupe transversale restaurée au pré-néogène représente le stade d'érosion post-orogène incaïque nivelé au niveau de la mer, et scellé par des dépôts de l'Éocène moyen-supérieur. Cette période est caractérisée par un régime tectonique neutre dans le rétro-arc et un régime tectonique d'extension dans l'avant-arc. Les 80 km de raccourcissement minimum le long du chevauchement à vergence Ouest de l'escarpement andin nécessitent un nouveau modèle de paléogéographie mésozoïque pour la région de l'avant-arc.

Mots-clés : Orogène à double vergence – Raccourcissement néogène – Orogène andin – Orogène incaïque – Coupe équilibrée

To better understand the crustal architecture of the northern Central Andes and the transitional tectonic regime between the Incaic and the Neogene Andean orogenies, we propose for the first time a crustal-scale balanced cross-section. The restoration chosen at the middle Eocene time allows to image the intermediate stage between the Incaic and Andean orogenies. Recent thermochronological data replaced in the cross-section allow to redefine the timing of the Neogene deformation. The balanced cross-section highlights a double-verging orogen and explains how the crustal thickening can result from Neogene shortening. The minimum value of total shortening is about 158 km. Shortenings in the retro and pro-wedge are almost equitable and propagated contemporaneously since ~30 Ma. A general acceleration of tectonic uplift is observed since 17-8 Ma. We interpret the crustal thickening below the Western Cordillera as the result of a middle and lower crust duplex. This crustal shortening is accommodated by the Western Andean Escarpment Thrust, where a minimum displacement of 80 km is necessary. The pre-Neogene restoration images the post-orogenic Incaic erosional stage at near sea-level elevation, sealed by middle-late Eocene deposits. This period is characterized by neutral tectonic regime in the retroarc, and extensional tectonic regime in the forearc. The 80 km of minimum shortening along the West Andean Escarpment Thrust requires a new Mesozoic paleogeography model for the forearc region.

Keywords: Double-verging orogen – Neogene shortening – Andean orogeny – Incaic orogeny – balanced cross-section

2.2. Introduction

Large amount of horizontal shortening in Andean building has been considered as a major process for crustal thickening that dominated magmatic addition (McQuarrie, 2002b, 2002a; Sheffels, 1990). Cenozoic Andean orogenic regimes, driven by the variations of the Nazca plate subduction, have controlled the western margin structuration of the South America (Horton, 2018b). In the northern Central Andes, two main orogenic periods of shortening and crustal thickening have been evidenced: the Paleocene-early Eocene Incaic orogeny (Mégard, 1978, 1984; Noble et al., 1979) and the Neogene Quechua orogeny, hereafter called the Andean orogeny (Eude, 2014; Eude et al., 2015; Prudhomme et al., 2019). The Incaic deformation is sealed by a middle Eocene post-orogenic erosional surface, which extends from the forearc to the Amazonian Foreland Basin System (AFBS) (Noble et al., 1979; Prudhomme et al., 2019) and constitutes a key marker to understand the Andean tectonic evolution. The Neogene orogenic period has been affected by slab flattening of the Nazca plate since ~14-11 Ma (Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005).

Crustal-scale section balancing is an appropriate method to highlight structural inheritance, pre-orogenic basins, mechanisms for orogenic building, and crustal shortening. To better understand the present-day structural architecture of the crust and the transitional tectonic regime between the Incaic and the Neogene Andean orogenies, we propose for the first time in the northern Peruvian Andes a balanced cross-section through the entire orogen. The restoration chosen at the middle Eocene time allows to image the intermediate stage between the Incaic and Andean orogenies. Recent published thermochronological data are replaced in the balanced cross-section to revisit the timing of the Neogene deformation propagation.

The balanced cross-section has been constructed through the largest part of the Peruvian Andes (5-9°S) (Figure III-1), where the orogenic retro-wedge propagated most eastward, and where the Western Andean Escarpment Thrust (WAET) and the remnants of the Incaic Marañón Fold-and-Thrust Belt (MFTB) present the best exposition. Abundant industrial seismic data provided by Perupetro S.A. allowed to properly constrain the geometry of the forearc and AFBS (Calderon et al., 2017b; Prudhomme et al., 2019). Deep crustal structures and Moho geometries are constrained by results of Condori et al. (2017a).

2.3. Upper crustal thrust systems: geometry and timing of deformation

The northern Central Andes are constituted by four Neogene morpho-tectonic domains, which developed since the late Oligocene (Eude et al., 2015; Prudhomme et al., 2019) and form a double-verging orogen with wide forearc and AFBS. Stratigraphic successions involved in the deformation have been revised and correlated along the cross-section (Figure III-2) to constrain the balancing exercise as much as possible.

Eastern Cordillera (EC) and Amazonian Foreland Basin System (AFBS)

The EC corresponds to the tectonic inversion of the Triassic rift (Calderon et al., 2017b; Eude et al., 2015; Rosas et al., 2007) and acted as the deformable backstop of the Huallaga thin-skinned thrust-wedge (Calderon et al., 2017a). Its western boundary is marked by the deep-incised Marañón Valley, which follows the active transpressional Marañón Valley Fault (MVF) evidenced by GPS measurements (Villegas-Lanza et al., 2016). Cooling ages obtained in the Marañón Valley suggest that the EC retro-wedge propagation started between 30 and 24 Ma, with an accelerated exhumation since 14-10 Ma (Eude et al., 2015; Michalak et al., 2016; Scherrenberg et al., 2016).

Cooling ages obtained in the Marañón Valley suggest that the EC retro-wedge propagation started between 30 and 24 Ma, with an accelerated exhumation since 14-10 Ma (Calderon et al., 2017b). Cooling ages obtained in the Marañón Valley suggest that the EC retro-wedge propagation started between 30 and 24 Ma, with an accelerated exhumation since 14-10 Ma (Calderon et al., 2017b; Eude et al., 2015). Thin-skinned tectonics is controlled by the distribution of late Permian salt that allowed the development of a regional décollement and large overthrusts. Total horizontal shortening has been estimated at 70 km (Calderon et al., 2017b). Sequential restorations of the Huallaga-Marañón wedge-top depozones coupling thermochronological data (Eude et al., 2015) show a break-forward thrusts propagation starting in the late Oligocene. Regional uplift of the Huallaga Basin at ~8 Ma, evidenced by AHe ages, is interpreted as the result of the west-verging thick-skinned tectonics.

Western Cordillera (WC)

The WC is limited to the west by the WAET, a major west-verging thrust that propagated and structurally uplifted the Andean relief since ~30 Ma (Prudhomme et al., 2019). Minimum shortening of the WAET is poorly constrained due to the lack of good stratigraphic markers preserved along the intrusion of the late Cretaceous-Paleocene Coastal Batholith (Figure III 1 and Figure III 2). It can only be properly evaluated from an orogenic scale balanced cross-section. To the east, the Calipuy Plateau-Basin corresponds to a piggy-back basin related to the WAET propagation (Prudhomme et al., 2019). Its volcano-sedimentary deposits sealed the post-orogenic middle Eocene unconformity on the Incaic MFTB that propagated eastwards in the strata of the late Jurassic-Cretaceous Western Peruvian Platform (WPP). Weak reactivation of Incaic structures occurred during the Neogene in the MFTB (Cerpa et al., 2008; Prudhomme et al., 2019; Scherrenberg et al., 2016), and in the eastern flank of the WC (Eude, 2014). Heterogeneous AFT-AHe cooling ages in the MFTB recorded both the Incaic and Andean structural uplifts, with a rapid exhumation since the late Miocene (Scherrenberg et al., 2016).

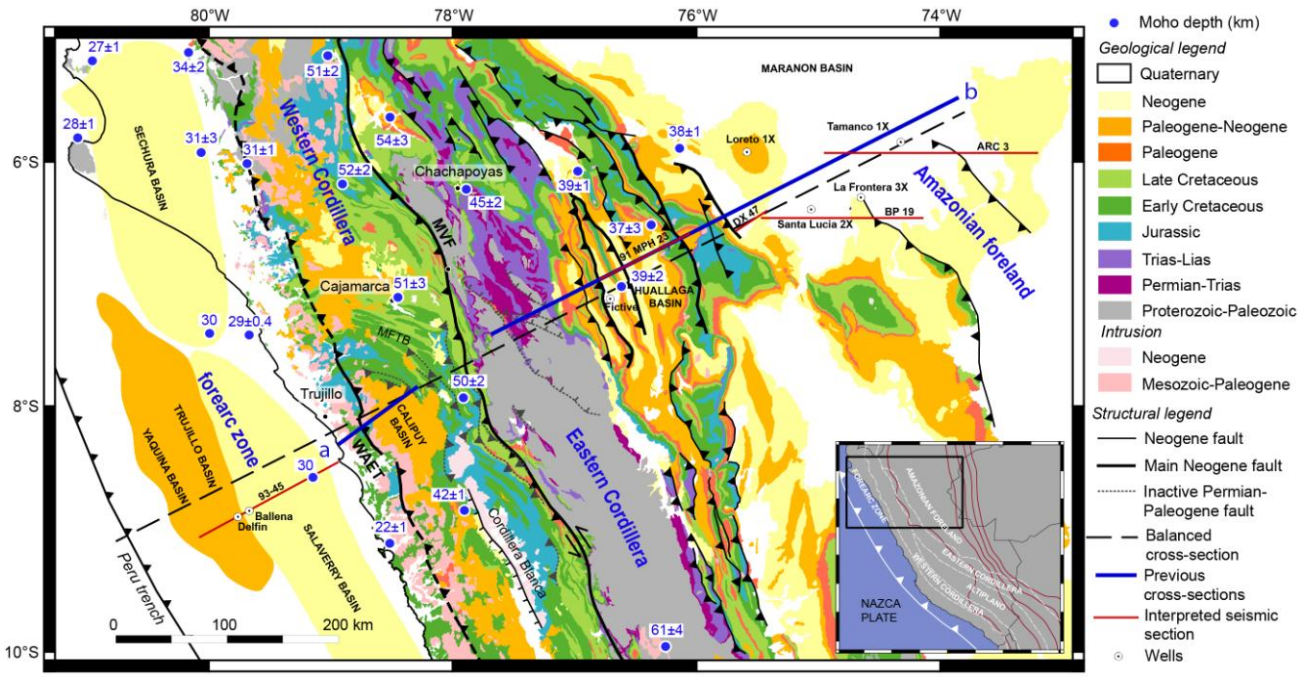


Figure III-1: Structural map of northern Peru. The geological cross-section (a) from Prudhomme et al. (2019) and (b) from Eude et al. (2015) and Calderon et al. (2017a) are presented by thick blue line. The Moho depth calculated from teleseismic receiver functions (Condori et al., 2017) and from wide-angle seismic method (Hussong et al., 1976) are reported (see legend). The 1:1.000.000 background geological map was modified from the INGEMMET Geological Map of Peru available at http://geocatmin.ingemmet.gob.pe. MVF: Marañón Valley Fault; WAET: Western Andean Escarpment Thrust.

Forearc basins system

The forearc is composed by three NW-SE elongated Cenozoic basins unconformably overlying deformed Mesozoic strata and metamorphic Proterozoic and Paleozoic rocks (Kulm et al., 1982; Romero et al., 2013). From east to west, the large Neogene flexural Salaverry Basin is separated from the distal Paleogene Trujillo Basin by a Proterozoic structural high that corresponds to an Incaic relief erased by the post-orogenic middle Eocene unconformity (Prudhomme et al., 2019). The Trujillo Basin is a post-orogenic extensive basin that developed between the middle Eocene and late Oligocene. It has been weakly inverted since the middle Miocene as shown by its large wavelength antiformal shape eroded and sealed by the Neogene deposits of the Salaverry Basin (Calvès et al., 2017; Prudhomme et al., 2019).

2.4. Crustal balanced cross-section and estimation of Neogene shortening

Method

The trans-orogen cross-section results from the assemblage and modifications of the balanced cross-sections published by Calderon et al. (2017a, 2017b), Eude et al. (2015), and Prudhomme et al. (2019), which have been coupled to the deep crustal geometry constrained by compiled geophysical data. We interpolated onshore crustal thicknesses from a recent receiver function study (Condori et al., 2017), and offshore wide-angle seismic studies (Hussong et al., 1976) in the forearc to create a Moho profile. The maximum Moho depth (~51 km) is located beneath the eastern border of the WC and slightly decreases beneath the EC (~47 km) and the Huallaga Basin (~38 km), before to maintain at ~36 km beneath the AFBS. Conversely, the western crustal flank is characterized by a sharp decrease from the WC to the forearc (~30 km).

The cross-section has been restored at the base of the middle Eocene post-Incaic orogeny unconformity almost present throughout the cross-section (Figure III-2). When this marker has been eroded, as in the EC, we reconstructed its position by using the thickness of pre-middle Eocene strata constrained from reflectance vitrinite data (Eude, 2014) (Figure III-3). The middle Eocene sediments of the Terebratula (forearc), Tablachaca (Calipuy) and Pozo (AFBS) formations, which sealed the post-orogenic unconformity, were deposited at near sea

level elevation (Prudhomme et al., 2019; Woodcock et al., 2009). Therefore, the restoration images a post-Incaic orogenic stage where the reliefs have been completely eroded.

The balanced cross-section has been constructed using Move software on the basis of the flexural-slip algorithm, assuming in the upper crustal thrusts constant bed lengths and thicknesses, and constant areas for salt units and Neogene infill. In the lower and middle crust, we interpret a mechanism of transcrustal thrusts to achieve the shortening, and consider the Moho as a passive marker. This mechanism has been previously proposed in the Central Andes (Anderson et al., 2018; Baby et al., 1997; McQuarrie et al., 2008; Perez et al., 2016; Rak et al., 2017; Roeder, 1988; Schmitz, 1994). Therefore, we also assume a constant area in the balancing of the lower and middle crust.

Structural assemblage and Neogene shortening partitioning

The balanced cross-section, constrained by upper crust regional deformation studies and middle and lower crust thickening geometry, shows a double verging-orogen dispositive for the northern Central Andes.

To the east, the propagation of the orogenic retro-wedge represents a total of 76 km of minimum shortening. It is constituted by the EC deformable backstop (block 4, Figure III-3) and the Huallaga thin-skinned thrusts system superimposed on the Huallaga-Marañón thick-skinned thrusts (block 5, Figure III-3). As this shortening has occurred over the last 30 Ma (Eude et al., 2015), the average shortening rate is 2.7 mm/yr, which is comparable with GPS velocities measurements (Villegas-Lanza et al., 2016).

To the west, we interpret the remarkable crustal thickening below the WC (block 3 in Figure III-3) and its associated surface uplift as the result of a middle and lower crust duplex involving the forearc block (blocks 1 and 2, Figure III-3) and underthrusting the WC and EC. This crustal shortening is accommodated in the orogenic pro-wedge front by the WAET, where a minimum displacement of 80 km is necessary. The WAET has propagated at the base of the WPP that could not be preserved since it was progressively deformed, uplifted and eroded. Remnants of the strong deformed Jurassic Chicama strata are still present in the WAET footwall. In the offshore forearc, compressive deformation has been recorded by the Neogene flexural subsidence in the Salaverry Basin and the contemporaneous weak inversion of the Trujillo Basin.

Along the MVF, in the eastern part of the MFTB, two Incaic east-verging basement thrusts have been reactivated and accommodated a minimum shortening of 2 km.

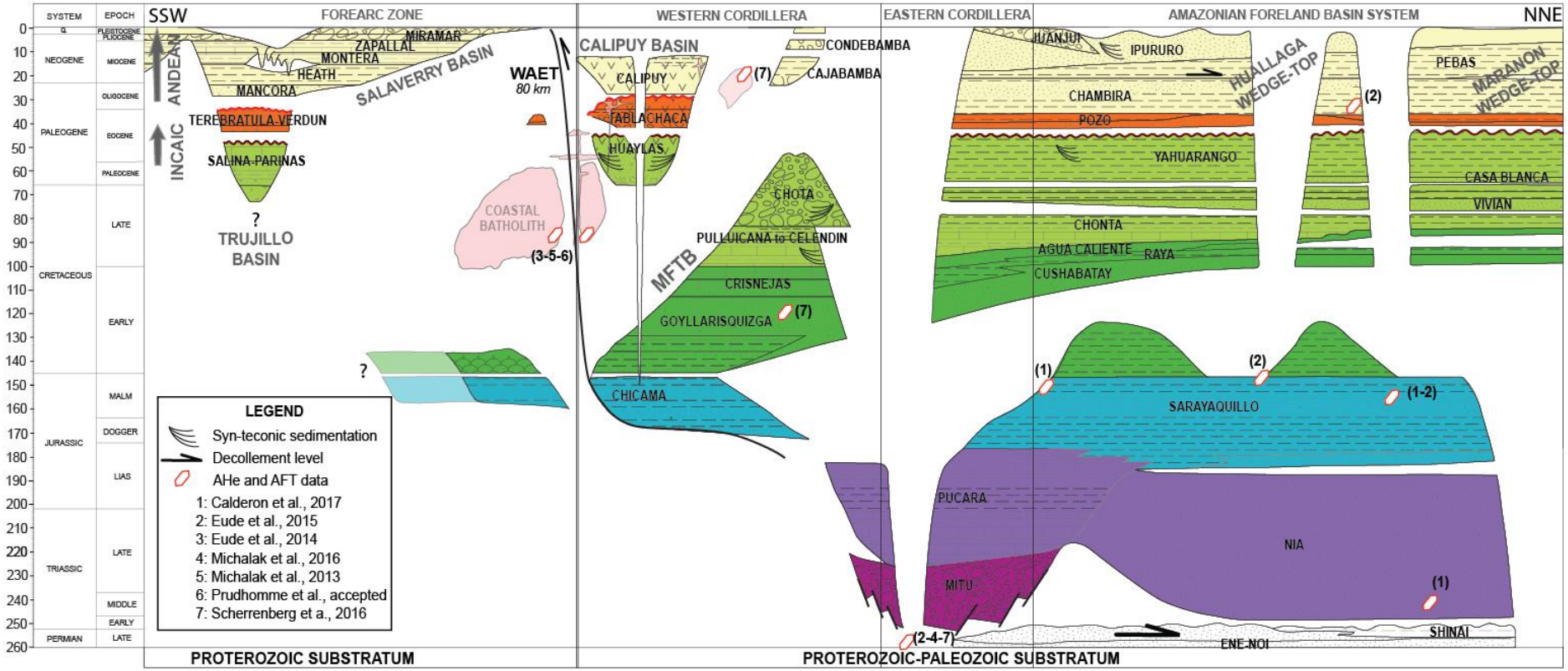


Figure III-2 : Synthetic lithostratigraphic diagram along the balanced cross-section, modified from Calderon et al. (2017a) and Prudhomme et al. (2019), showing the main sampling formations for the thermochronological data presented in Figure 3. The forearc zone-WC transition is partly occulted by the large overthrust of the WAET. MFTB: Marañón Fold-and-Thrust Belt; WAET: Western Andean Escarpment Thrust.

2.5. Implications and conclusions

Shortening and tectonic uplifts

Our crustal-scale balanced cross-section images for the first time a double-verging orogen of the northern Central Andes, and explains how its crustal thickening can result from Neogene shortening. Such dispositive has been yet proposed in the Chilean-Bolivian Andes (Armijo et al., 2015). The minimum value of Neogene shortening calculated for the whole orogen is about 158 km. This value is lightly higher than proposed by Pfiffner and Gonzalez (2013) (120-150 km) and lower than estimated in the Chilean-Bolivian Andes (210 km in Rochat et al. (1999); 300-330 km in McQuarrie (2002a); 360 km in Armijo et al., 2015), where the orogen is wider and driven by a different Nazca plate subduction dynamics (Chen et al., 2019). Neogene shortenings in the retro and pro-wedge are almost equitable (76-80 km), and propagated contemporaneously since ~30 Ma as shown by the thermochronological data (Figure III-3). This orogenic period is correlated with the high convergence rate between the South America and Nazca plates (Maloney et al., 2013), which progressively decreased due to the northern Nazca slab anchoring (Chen et al., 2019). Despite this slight deceleration of convergence, a general acceleration of exhumation is observed since 17-8 Ma, which can be explained by the Nazca plate slab flattening (Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005) that induced higher inter-plate coupling and thick-skinned deformation in the AFBS.

The clustered AFT and AHe cooling ages between ~6 and 3 Ma obtained in the MFTB (9-11°S) (Scherrenberg et al., 2016), and reported in the balanced cross-section (Figure III-3), indicate a rapid exhumation since the late Miocene, probably associated to the forearc block underthrusting.

Until now, the shortening in the pro-wedge had been disregarded. In the Central Andes, heterogeneous minimum shortenings have been calculated along the WAET, varying from 2 to 42 km (Armijo et al., 2010, 2015; Farías et al., 2005; Muñoz & Charrier, 1996; Prudhomme et al., 2019; Riesner et al., 2018; Schildgen et al., 2009; Victor et al., 2004), and probably due to the lack of well-preserved stratigraphic markers along the Coastal Batholith.

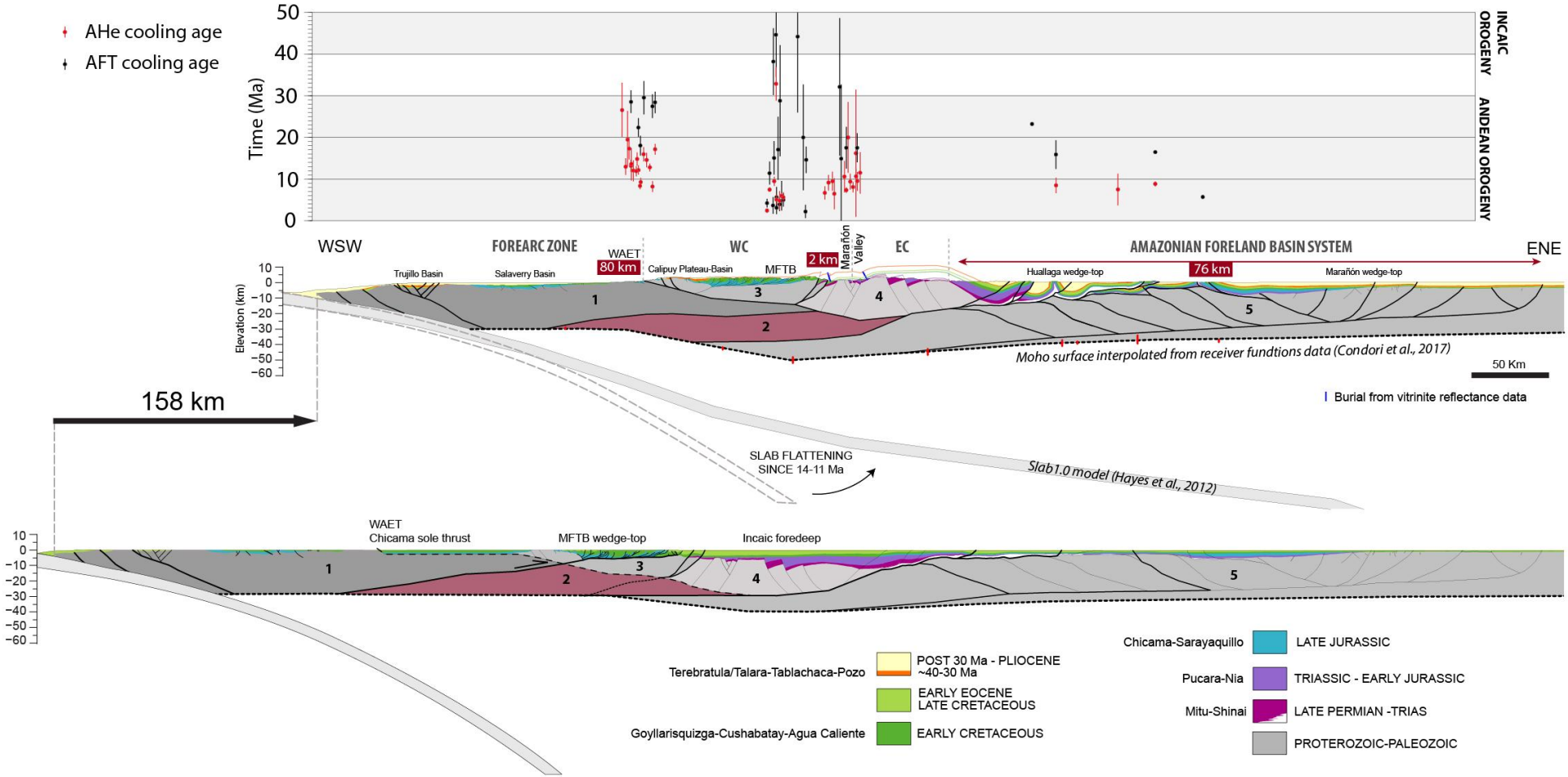


Figure III-3 : Balanced cross-section of the northern Peruvian Andes (5-9°S), and projected previous low-temperature thermochronology studies of Michalak (2013), Eude (2014), Eude et al. (2015), Michalak et al., (2016), and Scherrenberg et al. (2016), Calderon et al. (2017b), Baby et al. (2018), and Prudhomme et al. (2019). Main lower and middle crust blocks are differentiated: 1: forearc block; 2: underthrusting horse block; 3: WC block; 4: EC block; 5: AFBS basement block. MFTB: Marañón Fold-and-Thrust Belt; WAET: Western Andean Escarpment Thrust; WC: Western Cordillera; EC: Eastern Cordillera.

Middle Eocene stage

The pre-Neogene restoration represents the post-orogenic Incaic erosional stage sealed by the first deposits of fluvial to shallow marine middle-late Eocene sequences. This period is similar to that described south of the Central Andes (Horton and Fuentes, 2016; Horton, 2018b) with neutral tectonic regime in the retroarc, and extensional tectonic regime in the forearc as observed in the Trujillo and Calipuy basins (Prudhomme et al., 2019). This period lasted only until the early Oligocene in the northern Central Andes.

The restored cross-section also gives a partial picture of the Incaic orogeny. It shows the Incaic foredeep depozone developed above the current EC block, which extended far to the east on a substratum already slightly deformed corresponding probably to the forebulge and back-bulge depozones. To the west, the MFTB forms the Incaic wedge-top depozone, a thin-skinned thrust system with a minimum shortening estimated at ~68-78 km (Eude, 2014; Mourier, 1988) that accommodated the displacement of an east-verging crustal ramp. In our balanced cross-section, part of this crustal ramp is reactivated during the Neogene and constitutes the roof thrust of the crustal duplex.

In the orogenic pro-wedge, the 80 km of minimum shortening along the WAET requires a new Mesozoic paleogeography model for the forearc block. The Mesozoic WPP basin was much wider and the analysis of this basin must be updated from the restored cross-section. The Incaic pro-wedge deformation has propagated until the Trujillo Basin (Prudhomme et al., 2019), and its retro-wedge front was located in the current WC. The restoration highlights a double-verging Incaic orogen, comparable in width with the Neogene Andean orogen.

Acknowledgments

This research project was conducted thanks to the PhD scholarship from the French Ministry for Education and Research of A. Prudhomme, the IRD-PERUPETRO S.A. research agreement and the Institut Carnot ISIFoR. Midland Valley and Petroleum Experts are acknowledged for providing academic license of “Move” for structural modeling.

3. Structures lithosphériques des Andes Centrales du Nord

Le travail de modélisation lithosphérique a été réalisé grâce au soutien de nos collègues de l'ICTJA-CSIC de Barcelone, et en particulier de Manel Fernàndez, Ivone Jiménez-Munt et Ajay Kumar. Avec l'obtention d'une bourse de mobilité de l'Université de Toulouse, j'ai pu travailler plus de 2 mois au CSIC de Barcelone, et être initié à la manipulation des logiciels LitMod (ce chapitre) et tAo (modèle numérique, chapitre IV).

3.1. Introduction

Déterminer les structures lithosphériques au sein d'un orogène est essentiel pour contraindre les différents mécanismes responsables des déformations. Grâce à de nombreuses études sismologiques (Beck et al., 1996; Beck & Zandt, 2002; Dougherty, 2014; Ma & Clayton, 2014, 2015; McGlashan et al., 2008; Ocola & Meyer, 1972; Phillips et al., 2012; Ryan et al., 2016; Ward et al., 2013; Whitman et al., 1996) et gravimétriques (Fan et al., 1996; Rutledge & Mahatsente, 2017; Tassara et al., 2006; Whitman, 1999), les structures lithosphériques des Andes Péruviennes du Sud et des Andes Boliviennes sont assez bien contraintes. Dans les Andes Boliviennes, il a été montré qu'une forte thermicité crustale liée à un amincissement du manteau lithosphérique continental (Springer, 1999) serait responsable d'un soulèvement de ~1 km de la croûte surépaissie d'environ 70 km sous l'Altiplano par isostasie thermique (Prezzi et al., 2014). A l'extrémité Sud de la subduction plate (vers 15°S), la disparition du coin asthénosphérique observée est due à l'aplatissement de la plaque plongeante et au sous-plaquage de la lithosphère océanique sous la lithosphère andine, diminuant drastiquement la thermicité élevée de la croûte andine.

A l'inverse, au Nord du Pérou, les structures lithosphériques restent assez mal contraintes. Quelques études gravimétriques sur la zone d'avant-arc (Romero, 2010) dans la Cordillère Occidentale (Ordoñez et al., 2013) et dans l'avant-pays (Roddaz et al., 2005a), ainsi que des études de sismique réfraction et réflexion dans la zone d'avant-arc (Hussong et al., 1976; Krabbenhöft et al., 2004) ont apporté des informations sur la partie supérieure de la croûte. Une modélisation gravimétrique 2D à l'échelle des Andes Centrales du Nord a été proposée par Couch et al. (1981) et Jones (1981), et ces auteurs ont montré la présence de roches crustales de fortes densités le long de la plateforme continentale au Nord de la Ride Nazca, de

plus en plus prononcées vers notre zone d'étude (vers 9°S). On peut donc considérer que les analyses des structures lithosphériques à l'échelle de l'Amérique du Sud intégrant des données géophysiques variées sont finalement peu précises sur notre zone d'étude (Assumpção et al., 2013; Chulick et al., 2013; van der Meijde et al., 2013). Récemment, Condori et al. (2017) ont mené une étude sismologique utilisant la méthode des fonctions récepteurs au Nord du Pérou, ce qui a permis de contraindre précisément la géométrie du Moho dans cette région. Ils ont observé une bonne corrélation entre la géométrie du Moho et la topographie.

Pour mieux définir les grandes structures lithosphériques qui composent les Andes Centrales du Nord, nous avons utilisé le logiciel de modélisation directe LitMod 2D (Afonso et al., 2008). Ce logiciel permet de modéliser, le long d'une coupe où la structure lithosphérique est définie en entrée, les variations de plusieurs données géophysiques (topographie, géoïde, anomalie de Bouguer et flux géothermique) en considérant les équilibres isostatique et thermique atteints. Ce logiciel est couplé avec PerpleX (Connolly, 2005) pour les roches mantelliques, ce qui permet de réaliser des coupes tomographiques théoriques ainsi que des profils en densité en considérant les éventuels changements de phases minéralogiques dans le manteau. Pour cela, nous utilisons la coupe crustale élaborée précédemment aux latitudes 5-9°S prolongée jusqu'à 400 km de profondeur et sur une distance de 1600 km. Cette coupe traverse la plaque océanique Nazca, la zone de d'avant-arc, les cordillères occidentale et orientale et le bassin d'avant-pays Amazonien.
Cette modélisation permet de définir au premier ordre la structure lithosphérique le long de notre coupe géologique et donc de discuter des différents processus géodynamiques actifs dans cette région.

3.2. Méthodes et données utilisées

3.2.1. La modélisation géophysique LitMod

Principe de modélisation

Pour effectuer la modélisation géophysique 2D le long de notre coupe transversale des Andes Centrales du Nord, nous avons utilisé le logiciel LitMod2D, initialement développé par

Afonso et al. (2008) et récemment révisé par Ajay Kumar (ICTJA-CSIC, Barcelone) qui l'a associé à une interface graphique plus simple à utiliser.

Ce logiciel permet de modéliser la topographie, le géoïde, les anomalies gravimétriques à l'air libre et de Bouguer complète et le flux de chaleur en considérant que les équilibres isostatique et thermique sont atteints. De plus, ce modèle permet de calculer la distribution des densités et des températures sur l'ensemble de la coupe ainsi que les vitesses théoriques des ondes sismiques P et S dans le manteau.
Il est possible de comparer les résultats en sortie du modèle avec les observables disponibles le long de la coupe et donc de valider une structure lithosphérique donnée.
La croûte est divisée en corps qui sont définis par leurs propriétés thermiques et physiques (Table III-1). Les paramètres que nous avons utilisés ont été choisis à partir des données locales ou des connaissances générales sur les lithologies qui composent les différents corps.

Block name	**A** **[µW m^{-3}]**	**λ** **[W/K . m]**	**ρ** **[kg/m^3]**	**Model**
Continental crust (1)	0.75	2.50	2856	M(a)
Oceanic crust (2)	0.40	2.57	3050	M(a-b)
Forearc block (3)	0.50	2.10	2920	M(b)
Andean UC (4)	1.00	3.00	2750	M(b)
Andean LC (5)	0.50	2.10	2920	M(b)

Table III-1 : Paramètres thermo-physiques principaux des corps crustaux modélisés dans les modèles M(a) et M(b), avec A la production de chaleur radiogénique, λ la conductivité thermique, et ρ la densité.

Les corps mantelliques sont quant à eux définis par une composition chimique en éléments majeurs (Na_2O-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 ; Table III-2), convertie en tableaux de données à l'aide du code Generator utilisant les équations thermodynamiques de Perple-X (Connolly, 2005) et permettant une utilisation directe par le code de LitMod 2D. Ces tableaux contiennent les propriétés thermo-physiques de chaque corps mantellique. Dans cette étude, nous utilisons la base données thermodynamiques de Holland and Powell (1998) modifiée par Afonso et al. (2010). Pour les minéraux du manteau, nous avons utilisé une taille de grain de 5 mm comme précédemment utilisé par certaines études utilisant une approche similaire (e.g. Tunini et al., 2016). La composition des corps mantelliques lithosphériques a été fixée tandis que l'asthénosphère a été considérée comme homogène et de même composition que le manteau supérieur primitif défini par McDonough and Sun (1995). La température à la base

de la lithosphère (LAB) est considérée égale à 1320°C, étant la limite entre la lithosphère caractérisée par un transfert de chaleur par conduction, et l'asthénosphère sous-jacente où le transfert de chaleur est convectif. De plus, il est possible de considérer des anomalies de températures sublithosphériques ce qui peut permettre de modéliser, par exemple, la subduction d'une lithosphère océanique froide dans l'asthénosphère et de calculer son effet sur la topographie. Les données de profondeurs du Moho, du LAB et de la surface du slab océanique sont utilisées comme contraintes géométriques dans le modèle.

Mantle type	**Reference**	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**FeO**	**MgO**	**CaO**	**Na_2O**
Continental mantle - Argentina	Niemeyer et al., 1978	44.9	3.26	8.91	37.14	2.42	0.29
Oceanic mantle - Pacific ridge	Niu and Hékinian, 1997	39.9	0.69	10.15	37.25	0.9	0.01
Asthénosphere (PUM)	McDonough and Sun, 1995	45	4.45	8.05	37.8	3.55	0.36

Table III-2 Composition en éléments majeurs du manteau lithosphérique continental et océanique et asthénosphérique utilisées dans notre modélisation.

Paramètres utilisés

Pour définir la base de la croûte continentale, nous avons utilisé les données de Condori et al. (2017) qui ont déterminé les profondeurs du Moho sous 28 stations sismiques à large bande de la côte au bassin d'avant-pays Amazonien. Ces profondeurs de Moho onshore (Condori et al., 2017), combinées aux données issues de la sismique réfraction offshore (Hussong et al., 1976), ont été interpolées pour produite une carte des profondeurs afin d'extraire la topographie du Moho le long du profil (Figure III-4). Enfin, pour définir la base de la lithosphère nous avons utilisé l'analyse de fonction récepteur à la station sismique SAML (réseau GSN) située sous le bassin d'avant-pays Amazonien, indiquant une profondeur du LAB à 130 km (Heit et al., 2007).

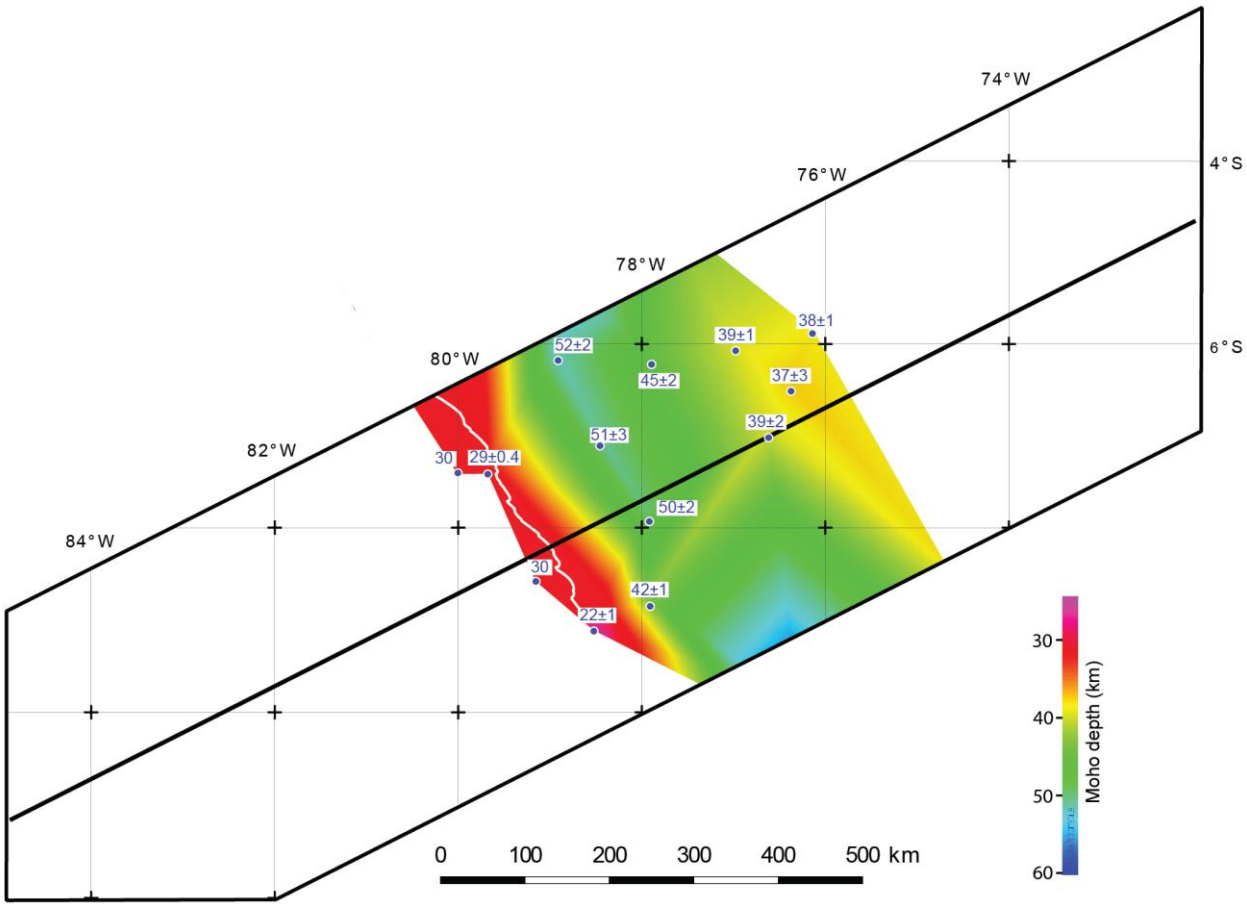


Figure III-4 : Carte des profondeurs du Moho, calculées par interpolation des analyses de fonction récepteur (Condori et al., 2017) et de la sismique réfraction (Hussong et al., 1976).

La configuration géométrique de la plaque plongeante utilisée provient du modèle de subduction global Slab1.0 intégrant des résultats de sismiques actives et passives (Hayes et al., 2012).

La densité de la croûte océanique est relativement élevée dans le forage du Pacifique équatorial (894G) composée de 85% de basaltes et de 15% de gabbros et roches océaniques métamorphisées (Carlson & Jay Miller, 2004). Elle a été fixée à 3050 kg/m^3 dans notre modèle, en accord avec la valeur utilisée par Tassara et al. (2006).

Selon la distribution des isochrones du plancher océanique calculée par Müller et al. (2008), l'âge de la lithosphère océanique subduite est estimé à environ 30 Ma dans la région étudiée. L'épaisseur de la lithosphère océanique est estimée à ~70 km en considérant l'équation simplifiée de Turcotte & Schubert (2002) : $y_T = 2\eta T\sqrt{\kappa t} = 2.32\sqrt{\kappa t}$

Avec t = âge de la lithosphère en Ma ; κ = diffusivité thermique de la lithosphère en m^2/s.

Pour modéliser la subduction de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère, nous avons considéré une anomalie thermique de -150°C par rapport à l'asthénosphère environnante.
Les compositions des manteaux lithosphériques océanique et continental sont respectivement calculées à partir de données géochimiques issues d'analyses de péridotites provenant de forage (Niu & Hékinian, 1997) et de xénolite mantellique (Niemeyer, 1979), et sont présentées dans la Table III-2.

3.2.2. Données géophysiques

Les résultats de notre modélisation seront comparés aux données mesurées le long de notre coupe. Les données géophysiques ont une résolution horizontale de 10 km le long de la coupe.

Topographie

Le profil topographique a été extrait du modèle numérique de relief global ETOPO1 d'une résolution d'une minute d'arc et téléchargeable à partir du site http://www.ngdc.noaa.gov/. L'altitude et profondeur maximales atteignent respectivement 4091 m d'altitude au niveau de la Cordillère Occidentale et 6122 m de profondeur au niveau de la fosse océanique (Figure III-5A).

Anomalies Gravimétriques

Les anomalies à l'air-libre marines et terrestres proviennent respectivement des bases de données de Perupetro S.A. et du Bureau Gravimétrique International (BGI, GET, Toulouse), et ont été harmonisées par Lucia Seoane du BGI. Les anomalies de Bouguer complète ont été calculées avec le code GTeC (Cella, 2015) en appliquant les corrections de plateau, de courbure et de terrain. Pour produire une carte précise des anomalies à l'air libre et de Bouguer complète (Figure III-5B-C), nous avons utilisé le logiciel Oasis Montaj, et fait une interpolation des données à 15000 m de résolution, laissant ainsi des zones sans données dans les régions les moins contraintes. La carte résultante des anomalie de Bouguer Complète est cohérente avec les études précédentes au niveau de l'avant-arc (Romero et al., 2013), de la Cordillère Occidentale (Ordoñez et al., 2013), du bassin amazonien (Roddaz et al., 2005a) et à travers toute la chaîne (Tassara et al., 2006; http://geocatmin.ingemmet.gob.pe).

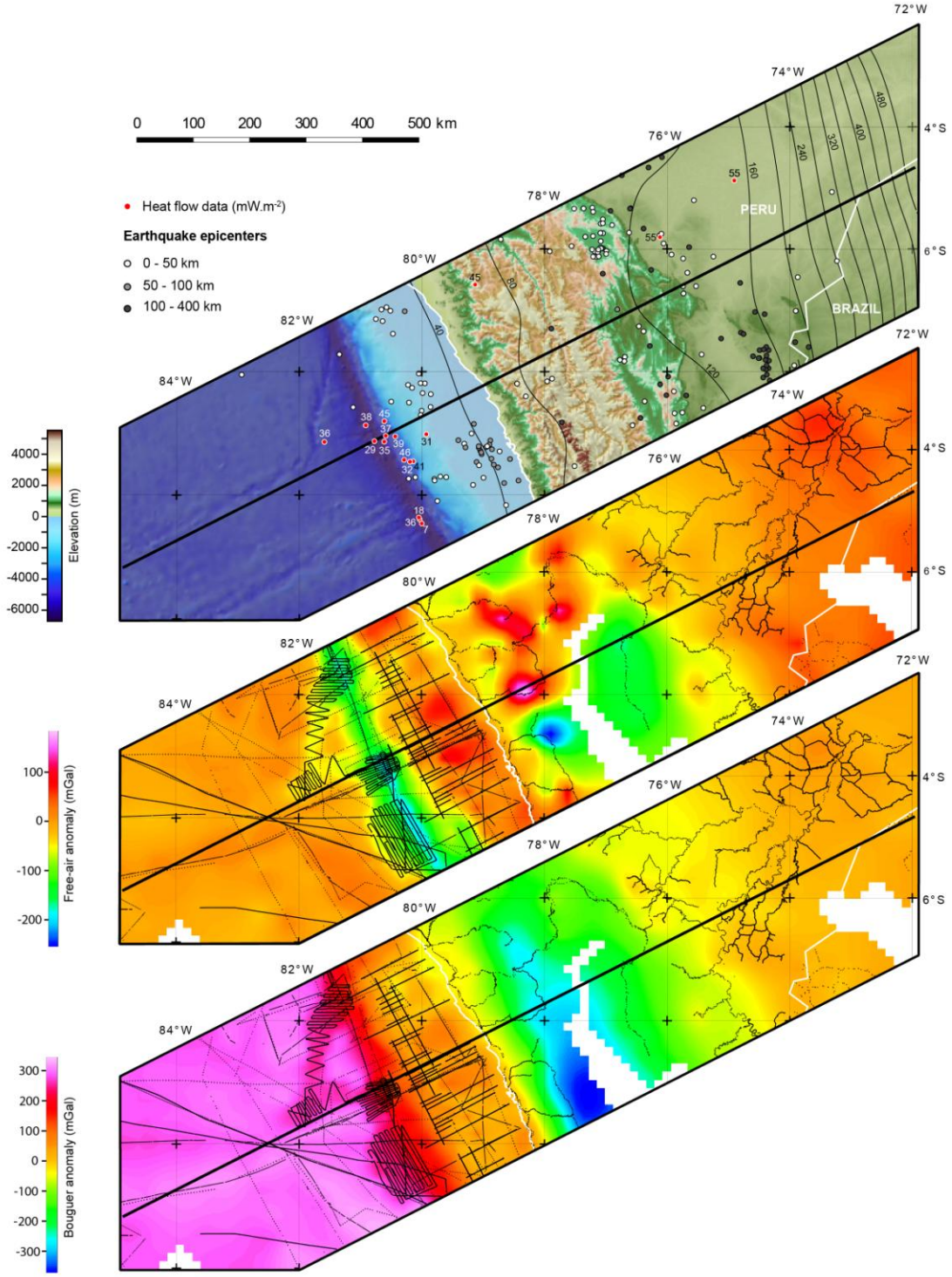


Figure III-5 : Données topographiques et anomalies gravimétriques le long la coupe transversale des Andes. (A) Carte topographique provenant du modèle ETOPO1, où sont reportées les données de flux de chaleur, les épicentres des séismes, ainsi que les isobathes du modèle de géométrie de la subduction Slab1.0 (Hayes et al., 2012). (B) Carte des anomalies à l'air-libre produite à partir de toutes les mesures (Perupetro S.A. et BGI) localisées par les points noirs, en forme de ligne droite en offshore, et le long des routes et rivières en onshore. (C) Carte des anomalies de Bouguer complète calculée à partir des anomalies à l'air libre avec le code GTeC (Cella, 2015).

Sur la Figure III-6, on peut observer que les anomalies à l'air libre montrent un signal équivalent aux anomalies de Bouguer complète dans le domaine océanique, ainsi que dans le bassin d'avant-pays Amazonien. Notamment dans cette partie, on retrouve une anomalie positive dans le toit du grand chevauchement frontal de socle à vergence Est, montrant possiblement l'influence de cette faille sur la remontée de matériel plus dense. Un peu plus à l'Est, on retrouve de même l'anomalie positive du forebulge Iquitos, déjà décrite par Roddaz et al. (2005a), montrant la flexure lithosphérique positive de cette région, en provoquant la remontée du manteau lithosphérique et l'érosion en surface des dépôts Néogène (Figure III-6). Contrairement au forebulge, le foredeep Marañón est quant à lui caractérisé par une anomalie négative du fait de sa forte épaisseur sédimentaire (Roddaz et al., 2005a). Dans les bassins de Huallaga et d'Ucayali, on observe une anomalie négative de forte amplitude et de grande longueur d'onde, montrant probablement l'augmentation de l'épaisseur crustal dans cette région, étant la zone accommodant le plus de raccourcissement du prisme orogénique oriental.

Finalement l'anomalie de Bouguer semble bien refléter les épaisseurs crustales définies par Condori et al. (2017), avec un fort gradient des anomalies de Bouguer et d'épaisseurs crustales sur le flanc Ouest des Andes, et un gradient plus faible sur le flanc Est. En effet à l'Ouest, la croûte varie drastiquement d'épaisseur en passant d'environ 30 km dans l'avant-arc (Hussong et al., 1976) à 54.2 ± 3.2 km à l'Est du Bassin Calipuy (Condori et al., 2017) (Cordillère Occidentale). Cependant, la forte anomalie négative localisée sur la Cordillère Blanche n'est pas corrélée avec un maximum d'épaisseur crustal, puisqu'elle n'atteint que 45.7 ± 1.0 selon Condori et al. (2017), avec les plus hautes altitudes de tous le Pérou (plus de 6000 m). En observant l'excellente corrélation entre la position de cette forte anomalie négative (à l'air-libre et de Bouguer) et la position du batholite felsique de la Cordillère Blanche, il semble que l'intrusion de ce pluton granitique à 14-5 Ma (Giovanni, 2007; Mukasa, 1984) perturbe fortement la distribution des densités crustales.

Dans la Cordillère Occidentale, on retrouve un amas d'anomalies à l'air libre positives de très fortes amplitudes concentrées sur la moitié nord de la carte, qui contrastent fortement avec l'anomalie négative localisée sur la Cordillère Blanche. Il est difficile de dire si ces anomalies positives sont nombreuses et ponctuelles, ou s'il s'agit d'une seule anomalie de grande longueur d'onde. La localisation des dépôts volcano-sédimentaires Paléogène-Néogène semblent assez bien corrélées avec ces fortes anomalies positives, même au niveau de la Cordillère Noire, montrant qu'il est possible que le volcanisme plus mafique de ces régions en soit la cause, comme précédemment suggéré par Ordoñez et al. (2013).

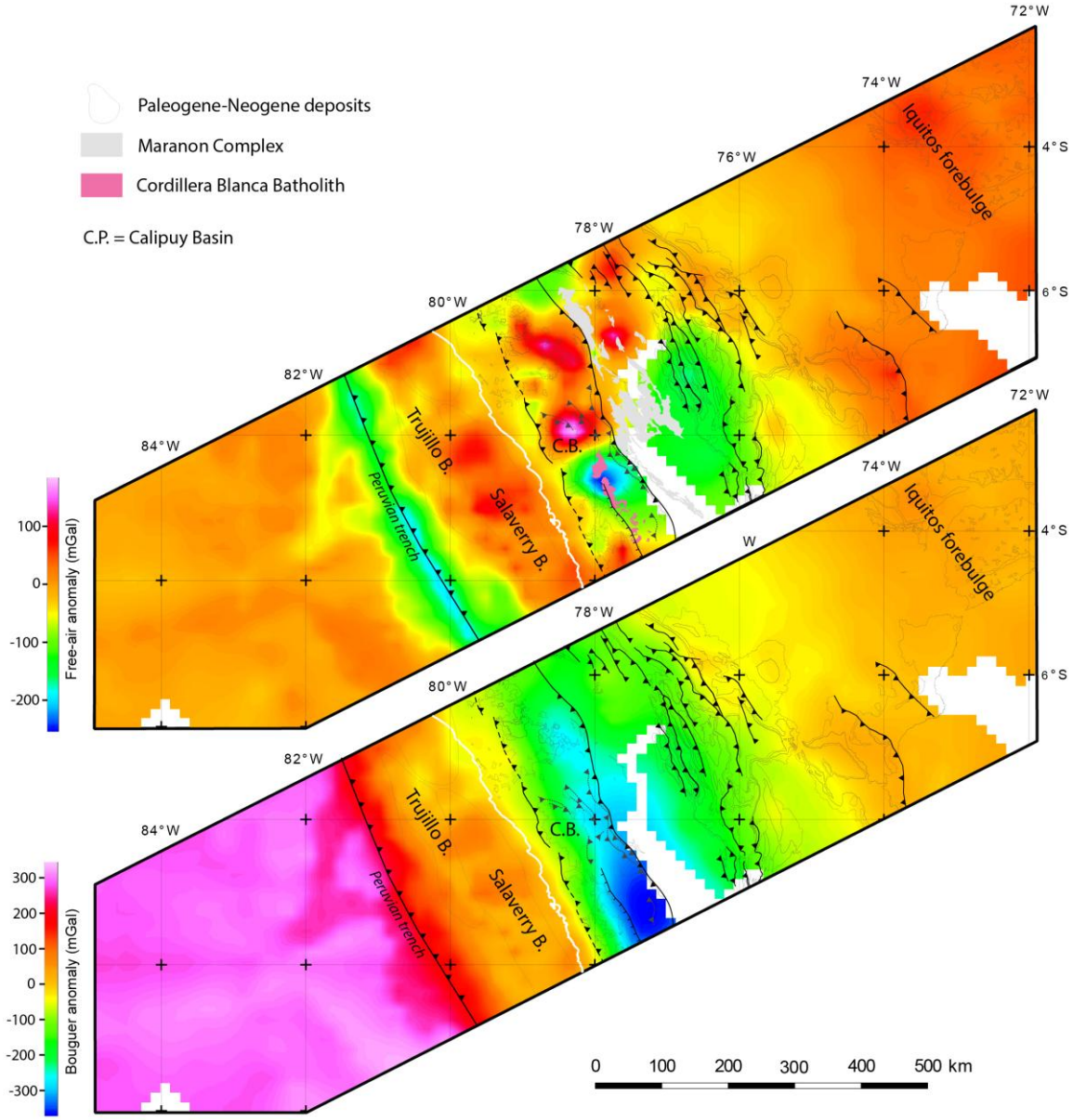


Figure III-6 : Cartes des anomalies à l'air libre (haut) et de Bouguer complète (bas), où sont localisées les failles principales, le batholite de la Cordillère Blanche, le complexe du Marañón et les contours des dépôts volcano-sédimentaires Néogène et Paléogène.

Ondulations du géoïde

L'ondulation du géoïde provient du modèle gravitationnel terrestre EGM2008 (Pavlis et al., 2012) filtré à l'ordre et degré 9 avec une résolution spatiale de 5 minutes d'arc.

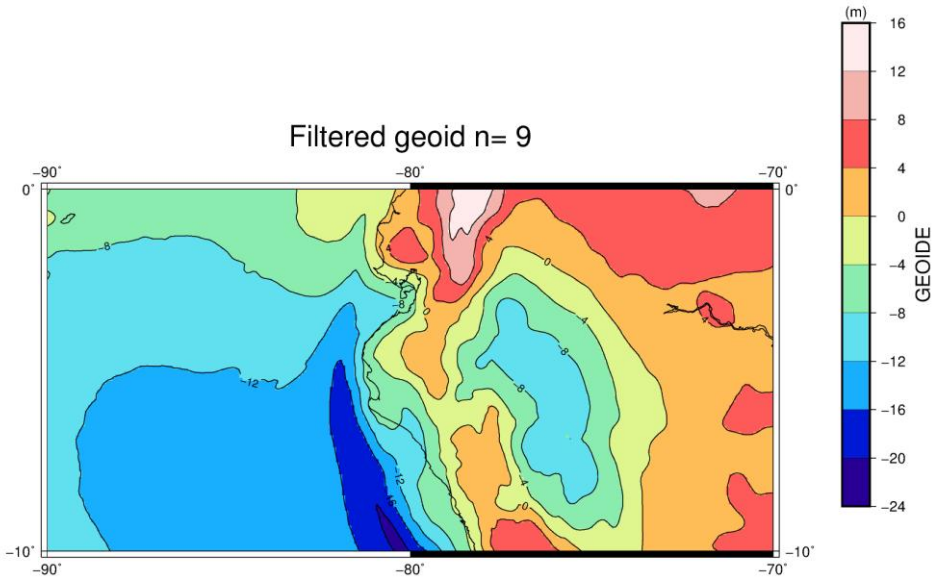


Figure III-7 : Carte du géoïde filtré à l'ordre et degré 9 provenant du modèle gravitationnel terrestre EGM2008 (Pavlis et al., 2012).

Flux de chaleur

Les données de flux de chaleur (Henry, 1981; Henry & Pollack, 1988; Herbozo et al., 2013; von Herzen & Uyeda, 1963; Pribnow et al., 2000; Uyeda et al., 1980; Yamano & Uyeda, 1990) ont été reportés sous forme de points sur la carte topographique (). Toutes ces données sont illustrées avec les résultats des modèles dans les Figures III-8-9.

Dans cette étude, nous avons choisi de modéliser les structures crustales de premier ordre, avec un premier modèle M(a) de croûte homogène, et un second modèle M(b) où sont séparées les croûtes inférieure et supérieure, et où est distingué le sous-charriage de l'avant-arc.

3.3. Résultats

3.3.1. M(a) : géométrie lithosphérique simplifiée

Ce premier modèle de structure lithosphérique simplifiée (Figure III-8) est entièrement contraint géométriquement par les données géophysiques présentées dans la partie précédente. Seule une densité crustale de 2856 kg/m^3 a été fixée pour pouvoir refléter au mieux les observables tels que la topographie, la Bouguer complète, l'anomalie à l'air libre et le géoïde (courbes bleues). Avec cette simple configuration géométrique et de densité, nous arrivons à reproduire au premier ordre les mêmes variations que les données géophysiques mesurées.
Le code calcule une température d'environ 800°C à la base de la racine crustale (50 km), avec une densité du manteau lithosphérique continentale avoisinant 3350 kg/m^3.
Le flux de chaleur est assez bien reproduit dans le bassin d'avant-pays et au niveau de la Cordillère Occidentale. Les mesures du flux de chaleur le long de la pente continentale montrent des valeurs beaucoup plus froides que calculées. Ceci peut-être dû à l'importante circulation de fluides dans ces zones (Grevemeyer et al., 2009; Herbozo et al., 2013), ou au fait que les mesures ont été faites dans des turbidites, où la rééquilibration thermique n'a peut-être pas eu le temps de se produire (Herbozo et al., 2013).

La bathymétrie du plancher océanique est assez bien reproduite, exceptée au niveau de la fosse océanique où il manque 1.5-2 km de profondeur. Ceci peut être expliqué en partie par la flexure lithosphérique qui n'est pas calculée dans ce type de modélisation.
Au niveau de l'avant-arc, la topographie calculée est d'environ 1 km supérieure à celle observée, avec des anomalies à l'air-libre et de Bouguer complète trop faibles, indiquant un déficit de masse dans le modèle par rapport aux données dans cette région.
Dans le relief andin, les altitudes maximales calculées correspondent géographiquement au signal de la racine crustale en profondeur, résultant sur une assez bonne reproduction de la topographie dans la partie Est de la Cordillère Occidentale et dans la Cordillère Orientale. Seules les faibles altitudes de la Vallée du Marañón ne sont pas reproduites par le modèle. Ceci peut-être expliqué soit par le fait que l'épaisseur crustale n'a pas été contrainte spécifiquement dans cette partie des Andes par Condori et al. (2017), ou soit par le fait que l'épaisseur crustale n'ait pas eu le temps de se rééquilibrer suite à une incision très rapide et récente de la rivière du Marañón.

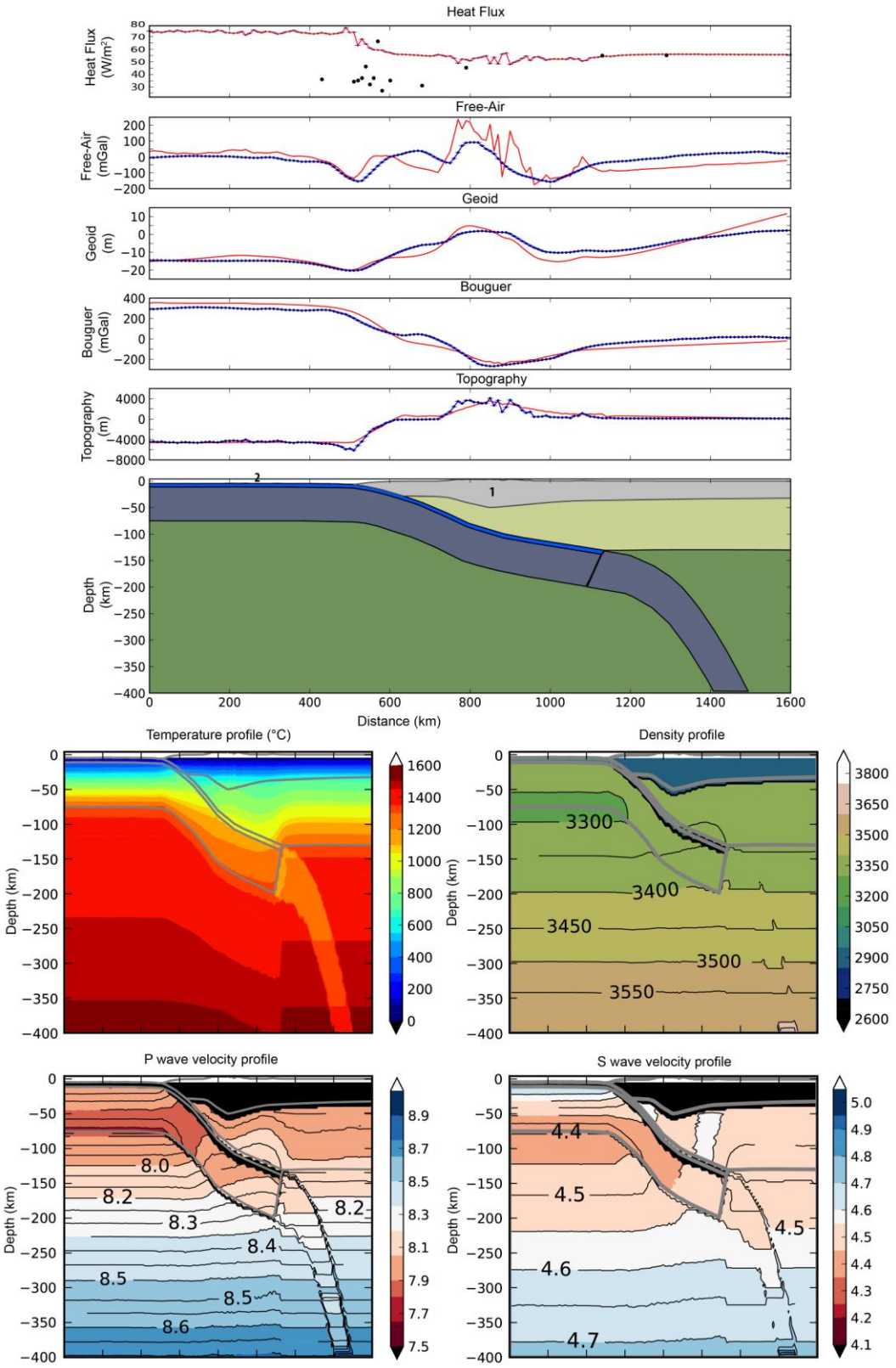


Figure III-8 : Résultats du modèle M(a) d'une géométrie lithosphérique simplifiée. Les données mesurées sont représentées par les courbes bleues, et des données calculées sont présentés par les courbes rouges. Les données ponctuelles mesurées du flux de chaleur sont représentées par des points noirs.

Par ailleurs, on peut observer que l'Escarpement Ouest Andin et le haut plateau occidental andin (Calipuy Plateau-Bassin) ne sont pas reproduits par le modèle, matérialisé par une pente topographique plutôt faible corrélée à celle du Moho. Il semble donc que la modélisation M(a) ne considère pas les processus responsables de la formation de l'Escarpement Ouest Andin et du haut plateau occidental. Une première proposition serait de détailler les structures crustales et lithosphériques afin de modéliser les variations topographiques à plus petite échelle le long de cette coupe. Cependant, les processus de surface ont très probablement un rôle majeur dans la présence de cet escarpement et il semble nécessaire de les prendre en compte, ce qui sera d'ailleurs présenté dans le chapitre suivant. Enfin, il est aussi possible que des processus géodynamiques autres non pris en compte dans cette modélisation puissent jouer un rôle.
Au niveau du Bassin de Huallaga, les altitudes calculées sont supérieures de 1-2 km par rapport à celles observées, indiquant de la même manière que la structure lithosphérique proposée ne permet pas d'expliquer la topographie observée.

Pour tenter de comprendre si certains de ces écarts topographiques sont dus à des variations de densité internes à la croûte, nous avons décidé de tester un deuxième modèle M(b) en incorporant les structures crustales précédemment définies par la coupe équilibrée.

3.3.2. M(b) : structures crustales issues de la coupe équilibrée

Dans ce modèle M(b), nous avons ajouté le bloc de l'avant-arc charrié sous la Cordillère Occidentale, avec une forte densité moyenne de 2920 kg/m^3. Pour le reste des Andes, nous avons subdivisé la croûte en deux parties, avec une croûte inférieure d'une densité de 2920 kg/m^3 et une croûte supérieure de 2750 kg/m^3.
Les distributions de densités et des vitesses résultantes dans le manteau sont assez similaires au modèle M(a), où on peut noter tout de même une plus faible température en base de croûte d'environ 750°C à 50 km de profondeur. Dans la zone d'avant-arc, la bathymétrie calculée est parfaitement reproduite, avec une meilleure corrélation des anomalies à l'air libre et de Bouguer complète. Ainsi la présence de ce corps plus dense augmente le contraste topographique entre l'avant-arc et la Cordillère Occidentale. De surcroît, due à une plus faible production de chaleur radiogénique, le flux de chaleur émanant de ce corps plus mafique est un peu plus faible que la croûte plus felsique du modèle M(a), étant donc plus proches des mesures faites en offshore.

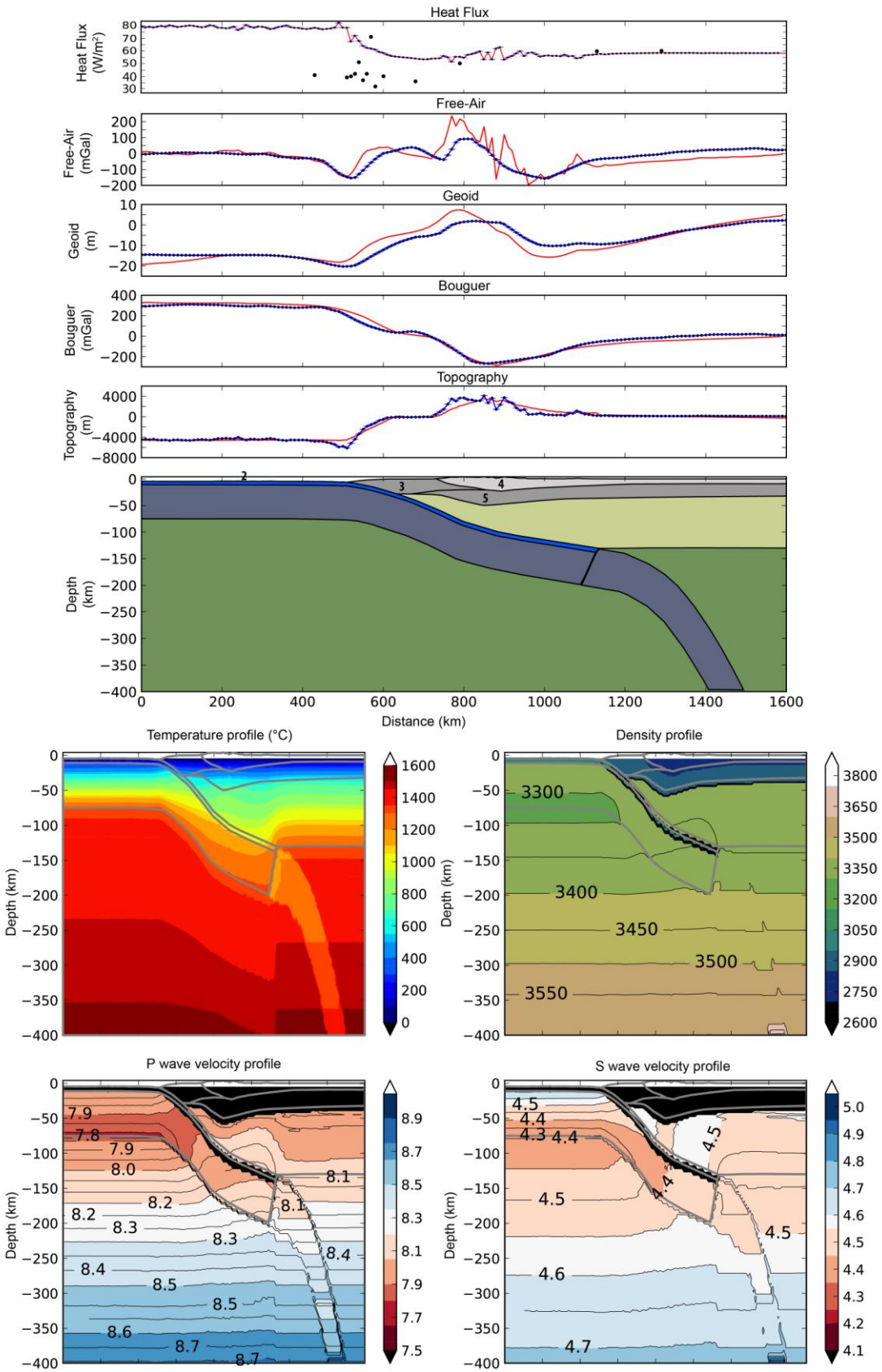


Figure III-9: Résultats du modèle M(b) incluant l'architecture crustale simplifiée de la coupe équilibrée de la partie précédente. Les données mesurées sont représentées par les courbes bleues, et des données calculées sont présentés par les courbes rouges. Les données ponctuelles mesurées du flux de chaleur sont représentées par des points noirs.

La subdivision de la croûte en deux niveaux affecte très peu le reste du profil topographique dans des Andes et l'avant-pays par rapport à M(a), cependant les anomalies à l'air-libre et de Bouguer complète calculées sont bien mieux reproduites.

3.4. Discussions et conclusions

Les modèles effectués dans ce chapitre ont pour objectif de définir les structures lithosphériques au premier ordre. Ils seront améliorés et détaillés ultérieurement mais permettent déjà d'obtenir la géométrie et composition prédominante des grandes structures régionales pour la partie Nord des Andes Centrales.

Hétérogénéités gravimétriques de la Cordillère Occidentale

Grâces aux nouvelles cartes gravimétriques élaborées dans ce chapitre, nous avons mis en évidence des anomalies à l'air libre positives au sein de la Cordillère Occidentale. Etant donné que ce signal disparait dans l'anomalie de Bouguer Complète, il semble que ces anomalies émanent de variations de densités intra-crustales. Pour confirmer ou infirmer cette hypothèse et aller plus loin dans l'interprétation, il faudrait voir si les anomalies isostatiques résiduelles montrent toujours ce signal. Des travaux précédents ont déjà permis de révéler des hétérogénéités similaires à travers la Cordillère Occidentale (Götze & Krause, 2002; Rutledge & Mahatsente, 2017; Whitman, 1999). Götze and Krause (2002) ont observé une importante anomalie positive dans le flanc Ouest des Andes Boliviennes, s'étendant sur 400 km de long et 100-140 km de large, et se plaçant entre 10 et 38 km de profondeur. Ils ont proposé que cette anomalie soit générée par une ancienne zone de subduction préandine. Selon nos résultats, il semble que ces anomalies positives reflètent soit le volcanisme mafique de cette région (Ordoñez et al., 2013), soit la continuité du bloc d'avant-arc charrié sous les Andes.

Absence de coin asthénosphérique et de subduction du bouclier brésilien ?

Nos résultats montrent en premier lieu que l'équilibre isostatique est atteint le long de la coupe lithosphérique. Ils indiquent l'absence d'un coin asthénosphérique sous les Andes Centrales du Nord, comme précédemment proposé au centre et Sud du Pérou pour expliquer la topographie, le faible flux de chaleur en surface de 30 W/m² et l'absence de volcanisme (e.g. Muñoz, 2005). Cette observation n'est pas étonnante puisqu'on retrouve cette configuration dans toutes les zones de subduction plate, comme notamment au centre du Chili

(Marot et al., 2014; Siame et al., 2005) et au Mexique (Kim et al., 2012). Ainsi, comme observé dans les autres régions de subduction plate et au centre-sud du Pérou, cette grande surface de contact entre les deux plaques permet probablement de transférer et de propager la déformation vers l'Est à travers la lithosphère continentale (Espurt et al., 2008; Gutscher et al., 2000). On retrouve un effet un certain nombre de séismes intra-crustaux ainsi que dans le manteau lithosphérique continental (voir carte topographique Figure III-5) au niveau du bassin d'avant-pays de Huallaga.

Par ailleurs, il est plutôt admis que le bouclier brésilien soit sous charrié sous la Cordillère Orientale dans les Andes Centrales, expliquant ainsi la sismicité lithosphérique (Tavera & Buforn, 2001) ou encore les anomalies de gravité sous les Andes Boliviennes (Lyon-Caen et al., 1985). Selon nos résultats, il semble qu'il ne soit pas obligatoire de considérer deux lithosphères continentales de compositions et densités différentes, et qu'il n'y ait probablement pas de remontée asthénosphérique le long d'un grand chevauchement lithosphérique à vergence Est comme proposé dans les Andes Boliviennes (Armijo et al., 2015; Lyon-Caen et al., 1985).

Origine du bloc d'avant-arc

Les résultats du second modèle M(b) suggèrent la présence d'un bloc d'avant-arc de forte densité, montrant une limite franche avec la croûte supérieure andine de faible densité. Ainsi ce modèle indiquerait la juxtaposition de deux blocs de compositions très différentes. Ce fort contraste de densité a déjà été proposé par une modélisation gravimétrique aux mêmes latitudes et a été interprété soit comme des roches du manteau lithosphérique arrachées par la subduction et mises en place dans la croûte sus-jacente, soit comme de la croûte inférieure remontée par diapirisme lors de la mise en place du Batholite Côtier (Couch et al., 1981; Jones, 1981).

En observant la géologie de chacun de ces deux blocs, on retrouve en effet une distinction assez marquée. Dans le bloc de l'avant-arc, le socle Protérozoïque offshore (Romero et al., 2013) est intrudé par le Batholite Côtier (Crétacé Supérieur-Paléogène) le long de la côte, où se retrouvent à l'affleurement des pillow-lavas basaltiques (Formation Casma) d'affinité géochimique non déterminée. De l'autre, on trouve un socle Protérozoïque à Paléozoïque avec les épaisses unités sédimentaires mésozoïques. La restauration de l'orogène préandin faite précédemment suggère que la plateforme péruvienne occidentale est probablement bien plus large que ce que laisse supposer son extension actuelle dans la Cordillère Occidentale. Il est donc possible que le bassin de la plateforme péruvienne occidentale se soit développé sur une

croûte amincie en position arrière-arc, à l'Est de l'arc Casma, en incorporant des roches mafiques comme des basaltes en surface et des intrusions de gabbros, retrouvés aujourd'hui sous le Bassin de Salaverry et partiellement sous-charriés sous la Cordillère Occidentale. Il est notamment possible que la faille majeure incaïque à vergence Est ait été abandonnée due à la forte densité du toit du chevauchement, induisant un sous-charriage du bloc d'avant-arc et l'activation de sa conjuguée à vergence Ouest (WAET) pendant la phase andine.

Les mécanismes d'épaississement crustal dans les Andes Centrales du Nord

Les résultats de la modélisation M(b) montrent que l'architecture crustale proposée au début de ce chapitre semble fonctionner pour expliquer la bathymétrie en offshore et la topographie au cœur de l'orogène. Ainsi, par une approche isostasique et thermique, il semble que notre modèle d'épaississement crustal par raccourcissement fonctionne pour expliquer le profil d'élévation de premier ordre dans les Andes. Cependant, à une longueur d'onde plus fine, on ne reproduit ni la fosse océanique, ni l'Escarpement Ouest Andin et son haut plateau occidental (Calipuy Plateau-Bassin), ni la vallée du Marañón, ni les faibles altitudes du Bassin de Huallaga. Il est donc nécessaire d'affiner notre modèle lithosphérique afin de pouvoir discuter plus précisément des processus agissant dans le relief andin et les données géophysiques mesurées dans cette région. Il serait alors possible de tester l'effet, par exemple, d'une délamination du manteau lithosphérique et donc de discuter de la pertinence de ce modèle ou non.

4. Conclusions du chapitre

1. STRUCTURES OROGENIQUES ET RACCOURCISSEMENT

   La coupe équilibrée montre un orogène à double vergence pour les Andes Centrales du Nord. Les raccourcissements minimum calculés dans les prismes orogéniques oriental et occidental sont similaires : 76 km à l'Est s'accommodant dans le système de bassins d'avant-pays amazonien, et 80 km le long du WAET. Au total, un raccourcissement de 158 km permet d'expliquer l'épaississement crustal des Andes Centrales du Nord.

2. PROPAGATION DES DEFORMATIONS

   L'ensemble des données thermochronologiques le long de notre coupe des Andes Centrales du Nord indiquent une exhumation simultanée du système à double vergence (cordillères Occidentale et Orientale) depuis environ 30 Ma, avec une accélération générale du soulèvement tectonique depuis 17-8 Ma.

3. TRANSITION OROGENES INCAIQUE-ANDIN

   La restauration de la coupe équilibrée montre que l'orogène incaïque s'est développé aussi avec une double vergence depuis l'actuel bassin de Trujillo (offshore) à l'Est, jusqu'au front de la chaîne plissée d'avant-pays du MFTB (onshore) à l'Ouest. Ce système à double vergence aurait migré de 150 km vers l'Est pour former l'orogène andin.

4. BLOC D'AVANT-ARC

   La coupe équilibrée, la géologie de surface, les données de gravité et la modélisation des structures crustales suggèrent le sous-charriage du bloc d'avant-arc de forte densité sous la Cordillère Occidentale.

5. STRUCTURES LITHOSPHERIQUES

   Les résultats suggèrent l'absence de coin asthénosphérique entre la subduction plate et la lithosphère continentale, indiquant ainsi un couplage inter-plaques très étendu pouvant expliquer l'activation à ~8 Ma des chevauchements de socles hérités d'une chaîne plissée permienne, suite à l'entrée en subduction de la Ride Nazca.

Chapitre IV

Modélisation numérique (tAo) de l'évolution tectono-climatique des Andes Centrales du Nord (5-9°S)

1. Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons proposé un modèle géométrique d'orogène à double vergence permettant d'expliquer l'épaississement crustal observé. Par ailleurs, grâce à la synthèse des données thermochronologiques, nous avons mis en évidence une propagation synchrone de la déformation dans les prismes orogéniques occidental et oriental depuis environ 30 Ma, ainsi qu'une accélération généralisée de la déformation vers 17-8 Ma. Proposer un tel modèle orogénique à échelle crustale induisait, de fait, de définir une géométrie des failles en profondeur, malgré le manque de données géophysiques dans cette région. Ainsi, pour valider ce modèle géométrique et cinématique, et montrer sa faisabilité, il a été nécessaire de tester numériquement le modèle proposé, ainsi que d'améliorer le modèle en modifiant les paramètres les plus incertains. Grâce à une modélisation numérique couplant les déformations tectoniques, la flexure lithosphérique, l'isostasie et les processus de surface (érosion-transport-sédimentation) à partir de la coupe crustale restaurée, nous allons pouvoir tester si notre modèle orogénique à double vergence permet d'expliquer la topographie actuelle des Andes, ainsi que la localisation et la géométrie des bassins sédimentaires observés. Si les résultats en sortie sont concluants et assez proches des observables, nous pourrons mettre en évidence les différents facteurs de contrôle de la formation des Andes péruviennes, de l'Escarpement Ouest Andin et du haut plateau occidental andin. Par ailleurs, cette modélisation permettra d'apporter des informations sur les processus entrant en jeu pour la formation et l'évolution de l'Altiplano. En effet, notre étude est localisée dans cette région charnière où l'Altiplano n'est pas présent et où il est remplacé par la très incisée vallée du Marañón. De plus, les conditions climatiques observées dans les Andes Centrales telles que les précipitations orographiques et le climat préandin aride, seront simulées pour comprendre leurs influences sur l'érosion, la morphologie du relief et l'épaisseur des bassins néogènes. Ainsi nous pourrons jauger l'importance des interactions tectono-climatiques sur le soulèvement des Andes Centrales du Nord.

Ce quatrième chapitre représente un état intermédiaire des travaux, toujours en cours de progression et d'amélioration.

2. Tectonic and climatic controls on the Neogene geodynamic evolution of the northern Central Andes: a numerical modeling (5-9°S)

2.1. Résumé en français et en anglais

La formation des Andes Centrales et de l'Altiplano endoréique, est le résultat d'intéractions complexes entre des processus profonds et de surface. Dans les Andes Centrales du Nord, l'Altiplano est remplacé par la rivière du Marañón, longue de 1700 km environ, qui traverse une vallée fortement incisée des hauts bassins endoréiques (~4000 m) jusqu'au bassin amazonien (~150 m). Le flanc oriental andin est actuellement soumis à de fortes précipitations orographiques, tandis que le flanc occidental andin se caractérise par une hyper-aridité due à sa position sous le vent des précipitations orographiques et à l'effet du Courant océanique de Humboldt.

Pour étudier les interactions entre la tectonique et les processus de surface agissant dans les Andes depuis 30 Ma et pour étudier la formation de l'Altiplano, nous avons réalisé une modélisation numérique incluant la réponse flexurale et isostatique de la lithosphère, les déformations tectoniques, les processus géomorphologiques et l'influence climatique (logiciel tAo). Nous avons concentré notre étude sur le Nord du Pérou (5-9°S), où l'Altiplano n'est pas très développé. Nous avons utilisé la coupe crustale de Prudhomme et al. (en préparation) et imposé un taux de raccourcissement croissant en 3 étapes (30-17Ma / 17-8Ma / 8-0Ma) contraint par la thermochronologie basse-température et les coupes équilibrées d'études précédentes.

Nos résultats, prenant en compte les précipitations orographiques (modèle M1), indiquent que le sous-charriage de l'avant-arc et d'un duplex crustal, ainsi que la déformation de couverture du bassin Huallaga, ont généré respectivement le soulèvement non simultané des cordillères occidentale et orientale. La Cordillère Orientale a été principalement soulevée entre 16 et 11 Ma à ses altitudes actuelles, engendrant l'aridification du côté sous le vent à 12-10 Ma, tandis que le haut plateau occidental andin a été progressivement soulevé à la même vitesse que le taux de raccourcissement imposé. Le système d'orogène à double vergence entraîne la création de reliefs indépendants dans lesquels des sous-bassins intramontagneux se sont développés, associés à des lacs endoréiques pérennes, empêchant une nouvelle aridification de

la face sous le vent en raison du taux d'évaporation élevé au-dessus des lacs. Le soulèvement de la partie orogénique centrale depuis le Miocène supérieur, et principalement depuis 5 Ma (~ 2,2 km), a provoqué une érosion des bassins intramontagneux qui ont rempli les dépressions topographiques et remplacé les lacs. Cette érosion principale a généré une deuxième phase d'aridification du côté sous le vent, qui a conduit à la formation d'un Altiplano à partir de ~3 Ma. Les résultats des modèles, les estimations des taux d'exhumation, la stratigraphie et les données de réflectance de la vitrinite sont en accord avec le développement de bassins intramontagneux et de la surface d'érosion à l'ouest, érodés et incisés par la rivière du Marañón dans la partie centrale de l'orogène, probablement au cours des 5 derniers Ma. Même si ces modélisations permettent de prédire l'évolution des précipitations orographiques, ils ne reproduisent pas le haut plateau occidental andin ni l'escarpement occidental andin. Pour cette raison, en nous concentrant sur la partie occidentale des Andes, nous avons produit une nouvelle modélisation (modèle M2) avec des conditions arides constantes le long de la coupe, représentant le climat initial de la marge occidentale de l'Amérique du Sud avant l'orogenèse andine (30-0 Ma). Contrairement au premier modèle M1, ce nouveau modèle montre qu'un climat initialement aride est nécessaire pour générer ces caractéristiques topographiques, la faible sédimentation de l'avant-arc et une épaisseur importante du Bassin de Huallaga. Cela suggère que le courant de Humboldt a une influence majeure sur l'accentuation du relief le long de la côte du Pacifique, ce qui est corrélé à l'ouverture du Passage de Drake et au début du refroidissement global.

Notre modélisation montre que l'épaississement crustal généré par le raccourcissement horizontal est le mécanisme majeur pour expliquer la géométrie crustale et la topographie des Andes Centrales du Nord. Il montre l'influence de la formation des Andes sur les principaux changements environnementaux et de drainage durant Miocène supérieur, du système lacustre Pebas au bassin transcontinental amazonien. L'activation des chevauchements de socle permiens à vergence ouest à ~8 Ma et l'accélération du soulèvement des Andes ont provoqué un afflux sédimentaire massif dans la partie occidentale du Bassin de Marañón, ce qui, combiné à une subsidence dynamique et à la formation de l'Arche Fitzcarrald, peut expliquer l'organisation actuelle du bassin d'avant-pays amazonien.

Ces résultats indiquent également que le soulèvement des chaînes de montagnes peut être découplé dans le temps des taux de raccourcissement en considérant uniquement la flexure lithosphérique et la géométrie des failles.

Mots-clés : Topographie des Andes – évolution tectono-climatique – Escarpement Ouest Andin – Aridité Miocène – précipitation orographique – Bassin Amazonien

The building of the Central Andes and its associated internally-drained Altiplano is the result of complex interactions between deep and surface processes. In the northern Central Andes, the Altiplano is substituted by the ~1700 km long Marañón River that flows through a deeply eroded valley from the high endorheic basins (~4000 m) to the Amazonian foreland Basin (~150 m). The eastern Andean flank is presently submitted to high orographic precipitations, whereas the western Andean side is characterized by hyper-aridity due to the rain shadow position and the effect of the cold oceanic Humboldt Current.

To study interactions between tectonics and surface processes that took place in the Andes since 30 Ma and to investigate the formation of the Altiplano, we did a numerical modeling including flexural and isostatic response of the lithosphere, tectonic deformations, geomorphological processes and climatic influence (tAo software). We focused our study in northern Peru (5-9°S), where the Altiplano is not well developed. We used the balanced crustal cross-section of Prudhomme et al. (in prep.) and considerate a 3-stepped increasing shortening rate (30-17Ma/17-8Ma/8-0Ma) constrained by low-temperature thermochronology and restored cross-sections of previous studies.

Our modeling results, considering orographic precipitation (model M1), indicate that the underthrusting of the forearc and a crustal duplex together with thin-skinned deformation of the Huallaga wedge-top basin, generated respectively the non-simultaneous uplifts of the Western and Eastern cordilleras. The Eastern Cordillera was mainly uplifted between 16 and 11 Ma to its present-day elevations, increasing aridification of the leeward side at 12-10 Ma, whereas the western Andean plateau was progressively elevated with the same velocity than the imposed shortening rate. The double verging thrust system created independent reliefs, where intra-cordilleran sub-basins developed associated with long-living endorheic lakes, preventing further aridification of the leeward side due to high evaporation rate above the lakes. The uplift of the central orogenic part (MFTB to Marañón Valley) since the late Miocene, and mainly since 5 Ma (~2.2 km), induced erosion of the intra-cordilleran basins that filled the topographic lows and replaced lakes. This main erosion generated a second phase of aridification in the leeward side, leading to the formation of an Altiplano since ~3 Ma. Models, estimated exhumation rates, stratigraphy, and vitrinite reflectance data are consistent with the development of intra-cordilleran basins and erosional surface to the west, later eroded and incised by the Marañón River in the central orogenic part, probably in the last 5 Ma. Even if this modeling results allow to predict the evolution of orographic precipitations,

it do not reproduce the high western Andean plateau and Western Andean Escarpment. For this reason, focusing on the western part of the Andes, we designe a second set (model M2) with constant arid conditions, representing the initial climate of the western South America margin before the Andean orogeny (30-0 Ma). Conversely to M1, this new model shows that an initially arid climate is necessary to generate those topographic features, the minor sedimentation of the forearc zone and important thickness of the Huallaga Basin. This suggests the main influence of the Humboldt Current in relief steepening along the Pacific coast, which is assumed by some authors to be correlated to the Drake Passage opening and onset of global cooling.

Our modeling firstly shows that crustal thickening due to horizontal shortening is the main mechanism to explain the present-day crustal geometry and topography in northern Central Andes. It also highlights the influence of the Andean building on the main environmental and drainage changes during the late Miocene from the megawetland Pebas system to the transcontinental Amazonian foreland Basin. Activation of the Permian west-verging basement thrusts at ~8 Ma and acceleration of Andean surface uplift produced massive sedimentary influx in the western part of the Marañón Basin, which together with dynamic subsidence and the Fitzcarrald Arch uplift, may accommodated the current organization of the Amazonian foreland Basin.

Those results also indicate that surface uplift in mountain ranges can be time-decoupled from shortening rates by considering only the lithospheric flexure and crustal geometry.

Keywords: Andean topography – tectono-climatic evolution – Western Andean Escarpment - Altiplano – Miocene aridity – orographic precipitation – Amazon Basin

2.2. Introduction

Orogenic relief results from the interplay between tectonic and surface processes mainly influenced by climate conditions. Indeed, the tectonically-induced orographic barrier disturbs atmospheric circulations, which in turn influence distribution of erosion, sedimentation and propagation of deformation (e.g., Beaumont et al., 1992; Isacks, 1992; Willett, 1999).

The Central Andes constitute a key region to study feedbacks between tectonic and surface processes. In fact, the asymmetrical structuration of the orogen (Horton, 1999) is amplified by a combination of two opposite oceanic-atmospheric systems. The eastern orogenic wedge receives high orographic precipitations due to the Amazonian Monsoon (windward side of the

Andean belt), whereas the western side of the orogeny (leeward side) presents arid conditions amplified by the cold oceanic Humboldt Current.

We focused our study in the northern Central Andes (central and northern Peru), where tectonic deformations result from two main orogenic periods. The oldest, the Peruvian-Incaic orogeny, occurred during the Late Cretaceous and early Paleogene, affecting mainly the current forearc zone and the Western Cordillera until ~41 Ma (Noble et al., 1990; Prudhomme et al., 2019), whereas the present-day topography was generated by the Andean orogeny since at least ~30 Ma (Eude et al., 2015; Prudhomme et al., 2019) with a total minimum shortening of 158 km (Prudhomme et al., in prep.).

The northern Central Andes has recently been considered as a double verging orogen, where the western and eastern cordilleras were synchronously exhumed thanks to the opposite verging thrusts system located at the forearc-Western Cordillera and Eastern Cordillera-Amazonian foreland basin system boundaries (Prudhomme et al., 2019; Prudhomme et al., in prep.). It can be divided in four main morpho-tectonic provinces, which hold basins of various scales and paleoenvironments (Figure IV-1A-B). Eastward, the Amazonian foreland basin system developed on the Amazonian craton, and includes the Huallaga wedge-top and the Marañón foredeep basin. In this part of the Amazonian Basin, a main paleoenvironmental change from the Pebas megawetland system to the transcontinental fluvial Amazonian Basin occurred during the late Miocene (e.g. Hermoza et al., 2005; Hoorn et al., 2010; Roddaz et al., 2010). In the Western Cordillera, the Neogene volcano-sedimentary Calipuy Plateau-Basin and small intra-cordilleran basins are preserved and show evidences of lacustrine to fluvial environmental changes during the late Miocene-Pliocene (Bellier et al., 1989). In the offshore forearc zone, the Neogene basins show a marine thin-grained siliciclastic sedimentary series grading upwards to coarse-grained deposits from the late Miocene (Timoteo et al., 2017).

Between the Western and Eastern cordilleras, the Marañón River deeply incises the Paleozoic basement (Marañón Complex), evacuating erosion products give way northward into the Marañón foredeep Basin (Figure IV-1A-B). To the south, this main valley disappears and give way to the Altiplano endorheic basin.

The Altiplano is located between the Eastern and the Western cordilleras at ~3650 m high and over 150-200 km wide, where deformed Paleogene-Neogene intra-cordilleran basins of 1-4 km thick are preserved but partially eroded (Horton et al., 2002). The Altiplano province enlarges toward the Bolivian Andes, where the chain is wider, the maximum amount of shortening stronger (~230-360 km) (Armijo et al., 2015; Baby et al., 1997; McQuarrie, 2002b; McQuarrie et al., 2008; Roeder, 1988), and the western Andean flank characterized by hyper-

arid conditions (Atacama Desert). In this region, two main pluses of aridification have been highlighted at 12-10 Ma and during the Pliocene-Pleistocene, and respectively attributed to the Andean uplift and global cooling (Rech et al., 2019).

To understand the processes that controlled the Andean Orogeny, the Altiplano development and western aridification, many studies attempted to constrain the timing and amount of Andean surface uplift through the entire orogeny (e.g. Garzione et al., 2006; Ghosh et al., 2006; Gregory-Wodzicki, 2000; Leier et al., 2013). Paleoelevations estimations show that the Western Cordillera was positioned at less than 50% of the present-day elevations at 25 Ma, whereas the Altiplano and Eastern Cordillera were at 25-30% at ~20 and 14 Ma respectively (Gregory-Wodzicki, 2000). The Altiplano would have reached its present-day topography from ~10.3 to 6.7 Ma during a main surface uplift of ~2.0-3.7 km (Garzione et al., 2006; Ghosh et al., 2006; Gregory-Wodzicki, 2000; Leier et al., 2013). Although surface uplift and crustal thickening can by explain by the amount of shortening (McQuarrie, 2002b, 2002a; Sheffels, 1990), it has been suggested that this late Miocene surface uplift of the Bolivian Andes seems to be decoupled from the timing of the upper crustal deformations (Garzione, 2008; Gregory-Wodzicki, 2000). Therefore, several geodynamic processes were suggested to explain the uplift of the Central Andes, as strike-perpendicular crustal flow from the over-thickened cordilleras (Hoke & Garzione, 2008; Husson & Sempere, 2003; Kay & Coira, 2009; Vietor & Oncken, 2005), strike-parallel channel flow into the deep crustal level (Gerbault et al., 2005), delamination of the lower crust and/or lithospheric mantle (Garzione et al., 2006, 2008; Ghosh et al., 2006; Hoke & Garzione, 2008; Kay & Kay, 1993; Kay et al., 1994; Lamb & Hoke, 1997; Leier et al., 2013), magmatic addition (Kay & Coira, 2009; Lamb & Hoke, 1997), and crustal shortening (Armijo et al., 2015; McQuarrie, 2002a: Prudhomme et al., in prep.) with underplating (Baby et al., 1997; Rochat et al., 1999).

In this study, we investigate if crustal shortening can explain the present-day topography, the observed positions of sedimentary basins and their paleoenvironmental changes. Indeed, we modeled the Neogene evolution of the erosion, transport and sedimentation processes during flexural isostasy of the Andean lithosphere, submitted to orographic precipitations and constrained by shortening rates through the entire orogen. This modeling was done using tAo software (Garcia-Castellanos, 2007; Garcia-Castellanos & Jiménez-Munt, 2015) on the crustal balanced cross-section through the northern Central Andes (7-9°S) published by Prudhomme et al. (in prep.). We focused our innovative study in this understudied region, where the Altiplano endorheic basin is missing in order to discuss processes controlling its development. The results will be compared with the available data, as elevations, Moho depths, basins

thicknesses, periods of main stratigraphic changes and hyper-aridity, precipitation rates, and estimated exhumation rates.

2.3. Geological and climatic settings

2.3.1. Morpho-tectonic setting and crustal shortenings estimations

The northern Central Andes can be divided in four main tectonic provinces (Figure IV-1A-B): the pro-foreland basin (forearc zone), the Western Cordillera composed of the Calipuy Plateau-Basin (western Andean plateau) and the Paleogene Marañón fold-and-thrust belt (MFTB), the Eastern Cordillera, and the Amazonian foreland basin formed by the Huallaga wedge-top Basin and Marañón foredeep Basin.

The pro-foreland basin system (forearc) is composed to the east by the narrow and distal Yaquina and Trujillo extensional basins, which developed between the middle-Eocene and the late Oligocene. The Trujillo Basin is weakly inverted since the middle Miocene as shown by its current large wavelength antiformal shape eroded and progressively sealed by the Neogene deposits of the proximal Salaverry Basin (Calvès et al., 2017; Prudhomme et al., 2019), which subsided since the early Miocene in response to the Western Cordillera growing (Dunbar et al., 1990, and references therein; Timoteo et al., 2017). The distal Trujillo Basin is separated from the proximal Salaverry Basin by a submerged Proterozoic structural high that corresponds to an Incaic relief erased by the post-orogenic middle Eocene surface (Prudhomme et al., 2019).

The onshore forearc zone is characterized by the large intrusion of the Cretaceous-Paleogene Coastal Batholith, which outcrops along the Western Andean Escarpment (WAE).
This main topographic feature corresponds to the western flank of the Western Cordillera, overlain to the east by the volcano-sedimentary Calipuy Plateau-Basin at ~3500 m high (Figure IV-2A). This basin corresponds to a piggyback basin related to the propagation of the Western Andean Escarpment Thrust (WAET), activated since at least ~30 Ma. The minimum WAET shortening calculated from the crustal-scale balanced cross-section is about 80 km (Prudhomme et al., in prep.). This Calipuy Plateau-Basin seals the western part of the

Paleogene (Incaic) Marañón fold-and-thrust-belt (MFTB), where it forms the western Andean plateau.

During the Miocene, the Cajamarca, Namora, San Marcos and Cajabamba intramontane basins developed in the MFTB, and have been interpreted by Bellier et al. (1989) as a consequence of extensive reactivation of MFTB compressive structures by gravitational collapse of the thickened crust. Several small current lakes or wetlands occurred on the western and eastern sides of the Calipuy Plateau-Basin and into this middle part of the MFTB. East of these intramontane basins, the eastern structures of the MFTB were reactivated since ~20-15 Ma (Scherrenberg et al., 2016), and accommodated a minimum shortening of 2 km along our section (Prudhomme et al., in prep.).

The Western Cordillera is delimited from the Eastern Cordillera by the deep-incised Marañón Valley (Figure IV-2B), coinciding with the east-verging MFTB front and a system of active faults. Indeed, recently, GPS measurements highlighted a present-day sinistral strike-slip motion along this faults system (Villegas-Lanza et al., 2016). The Marañon Valley floor, considered in our study as a main tectonic and geomorphological boundary, reaches an elevation of ~1100 m high along the cross-section and decreases northward at ~450 m high in the Bagua Basin (Figure IV-1A-B), where the Marañón River changes in orientation and flows towards the Marañón foreland basin.

The narrow Eastern Cordillera is made of Proterozoic and Paleozoic basement, covered by the syn-rift Triassic Mitu continental deposits, and the post-rift early Jurassic Pucara platform deposits (McLaughlin, 1924) (Figure IV-1B). It corresponds to the tectonic inversion of the Triassic rift (Rosas et al., 2007) and acted as the deformable backstop of the retro-foreland basins system on a single east-vergent crustal ramp since ~30-24 Ma. The Amazonian foreland basins system is formed by the Huallaga and Marañón basins (Figure IV-2C), corresponding respectively to the wedge-top and foredeep depozones. Deformation has propagated eastward by east-vergent thin-skinned thrusts accommodated along a main salt décollement (Calderon et al., 2017a; Eude et al., 2015), and basement- back thrusts inherited from a Permian fold-and-thrust-belt. In the Huallaga Basin front, the thin-skinned Chazuta thrust sheet (fault F) accommodated at least 48 km of shortening (Calderon et al., 2017a, 2017b; Eude et al., 2015; Hermoza et al., 2005). Total shortening of the Andean retro-wedge is about 76 km.

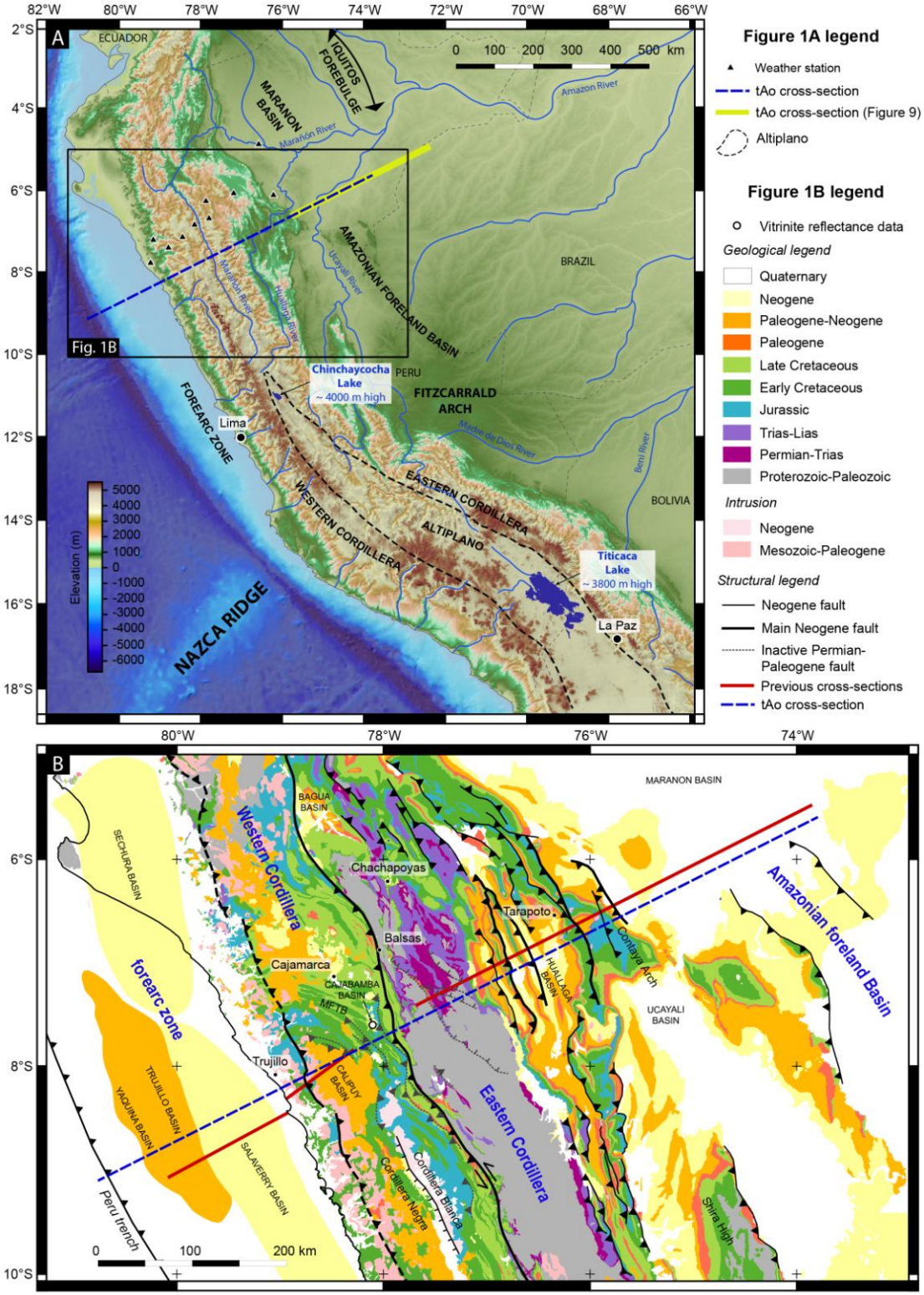


Figure IV-1: Topographic map of the Peruvian and northern Bolivian Andes showing the main rivers, lakes, and morpho-tectonic provinces. The Altiplano is delimited by a thick dashed black line; it disappears northward with deep-incised Marañón Valley. The blue and yellow lines indicate the model cross-section in this study and the specific extent shown in Figure 9, respectively. (B) Simplified geological map of northern Peru (from the 1:1.000.000 geological map of INGEMMET available at http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/). Thick red line locates previous regional balanced cross-sections (thick red line) and the thick blue dashed line indicates the modeled crustal-scale balanced cross-section. MFTB = Marañón fold-and-thrust-belt

2.3.2. Syn-orogenic sedimentary thicknesses and paleoenvironments in Neogene basins

The erosional products of the Andean relief are transported and deposed in the wide forearc and Amazonian foreland basin systems, as well as into the intra-cordilleran basins.

The Salaverry and Trujillo pro-foreland basins (forearc) accommodated a Neogene sedimentary thickness varying between ~1500 and 1000 m (Dunbar et al., 1990, and references therein; Timoteo et al., 2017). In the stratigraphic synthesis of Timoteo et al. (2017), a significant lithological change occurred at the end of the late Miocene, from the Zapallal Formation composed of claystones intercalated with fine sandstones and siltstones, to the Miramar Formation made of conglomeratic sandstones.

The Neogene volcano-sedimentary strata of the Calipuy Group, related to the WAET uplift and deposed above the western part of the MFTB, has an heterogeneous thickness of ~300-2000 m (up to ~800 m along the section) and is mostly composed of volcanic rocks (80%) dated between ~34 and 11 Ma (Cerpa et al., 2008; Cossío, 1964) and intercalated with minor lacustrine levels (20%) (Hollister & Sirvas, 1978; Rivera et al., 2005).

The intra-cordilleran Neogene basins developed above the MFTB can reach ~1000 m thick (Bellier et al., 1989). Our section crosses the Neogene Cajabamba Basin, where only ~300 m of sediment thickness are represented. But vitrinite reflectance data from the middle Miocene Cajabamba Formation (Table IV-1) suggest a burial of ~1.2 to 2 km deep that implies a strong erosion.

During the Miocene, the Cajamarca, Namora, San Marcos, and Cajabamba basins developed in a fluvio-lacustrine environment (Bellier et al., 1989). The middle part of sedimentary infills of those basins is composed of gypsum and rich-organic levels into lacustrine shales and dolomites (upper part of the Cajabamba Formation) showing an endorheic environment during the middle-late Miocene, and unconformably overlain by fluvial conglomerates (Bellier et al., 1989).

Sample Name	Lat	Long	Elevation	n	R_o	Tr (1°C Myr^{-1})	Z_{Burial} (25°C km^{-1})	Z_{Burial} (40°C km^{-1})	Formation	Age	Lithology
TRU15043B	-7.599	-78.104	2315	1	0.35	59	**2.0**	**1.2**	Cajabamba	middle Miocene	black lacustrine silt

Table IV-1: Vitrinite reflectance datum. n = number of points. Conversion from Ro to reached temperature (Tr) was calculated by using the Easy Ro algorithm of Sweeney and Burnham (1990).

The Huallaga wedge-top basin is dissected by three main thin-skinned thrust sheets, creating four Neogene sub-basins with sedimentary thicknesses varying from ~7500 to 1700 m. To the east, the Marañón foredeep basin has accommodated ~1400-3200 m of sedimentation during the Neogene, whereas a maximum sedimentary thickness of ~1000 m was deposed on the Iquitos forebulge (Roddaz et al., 2005a).

The Amazonian foreland basin system (Huallaga and Marañón) experienced major changes in drainage pattern and paleoenvironmental conditions during the Neogene. During the early-middle Miocene, the proto-Amazonian basin is occupied by the Pebas Mega-Wetland System (Hoorn et al., 201) with fluvio-lacustrine to shallow marine environments and rivers that drained towards the Caribbean Sea. From the late Miocene, it switched to the Amazonian fluvial transcontinental system that drained towards the Atlantic Ocean (Hermoza et al., 2005; Hoorn et al., 2010; Roddaz et al., 2005b, 2010). This main change from the Pebas system to the Amazonian system has been dated between 10.6 and 9.7 Ma by stratigraphic change in offshore sedimentary rocks of the Amazon fan (Figueiredo et al., 2010). In the stratigraphic records of our cross-section, the lower Chambira Formation developed in a tide-influenced fluvial system during the Oligocene (Hermoza et al., 2005; Roddaz et al., 2010), and is overlain by the early-middle Miocene Pebas Formation (Wesselingh et al., 2006). Dominant continental sedimentation occurred during the Pliocene-Pleistocene, and is characterized by fluvial to alluvial fan environment in the Huallaga Basin and fluvial flood-plain environment in the Marañón Basin (Hermoza et al., 2005; Roddaz et al., 2010).

Maximum Neogene sedimentary thicknesses of the Amazonian foreland basin system have been reconstructed by Calderon et al. (2017a) from vitrinite reflectance data.

2.3.3. Erosion rates

Thermal history modeling from low-temperature thermochronological data allow to estimate cooling rates through the central and northern Peruvian Andes. We estimated at the first order exhumation rates by converting these data using estimated geothermal gradient as follow: equal to 25-40°C/km for the Western Cordillera (range used for Cordilleran belts; e.g. Amórtegui et al., 2005) and 20°C/km for the Eastern Cordillera and Amazonian foreland basin system (Wine et al., 2001).

To the west, a roughly constant exhumation rate has been calculated in the Coastal Batholith of the WAET footwall over the last ~30 Ma (~60-160 m/Myr), whereas in the hanging-wall

an acceleration in exhumation rate is highlighted between ~12 and 8 Ma (~170-270 m/Myr), followed by a decrease for the last ~8 Ma (~110-180 m/Myr) (Prudhomme et al., 2019).

In the MFTB, very complex thermal histories are presented south of the studied region (9-11°S) by Scherrenberg et al. (2016). In the central part, rapid exhumation between ~11 and 7 Ma (~750-900 m/Myr) is estimated by thermal modeling from an Early Cretaceous-middle Miocene diorite, whereas two late Miocene dacites show heterogeneous likely burial and exhumation since ~6.5-5 Ma (~1070-1280 m/Myr and ~190-310 m/Myr). The eastern part of the MFTB shows Pre-Andean to middle-late Miocene exhumations recorded by Mesozoic-Proterozoic rocks (Scherrenberg et al., 2016). Those results were interpreted as the reactivation of east-verging thin-skinned thrusts of the MFTB during the Western Cordillera growing. Along the balanced cross-section used for the model (Prudhomme et al., in prep.), only small east-vergent thick-skinned reactivations have ben evidenced.

In the Marañón Valley, thermal modeling shows an initial cooling at 14-10 Ma, with a continuous exhumation until today (Michalak et al., 2016), inducing a mean exhumation rate of ~420 m/Myr. Vitrinite reflectance data of Eude et al. (2015) suggest a total erosion of ~6-6.2 km of sedimentary thickness, inducing a mean exhumation rate of ~200-207 m/Myr in 30 Ma. This is in accordance with the age-elevation profile of Eude et al. (2015) which indicates an exhumation of ~190 m/Ma between 20 and 8 Ma (Eude et al., 2015).

In the Huallaga wedge-top basin, the Biabo anticline shows a progressive exhumation rate since ~32 Ma (~200 m/Myr), whereas the eastern Chazuta thrust shows a rapid exhumation since ~12 Ma (~375 m/Myr) (Eude et al., 2015).

These exhumation rates obtained from thermochronological studies are used to calibrate erosion rates predicted by our modeling (see data on Figure IV-3B).

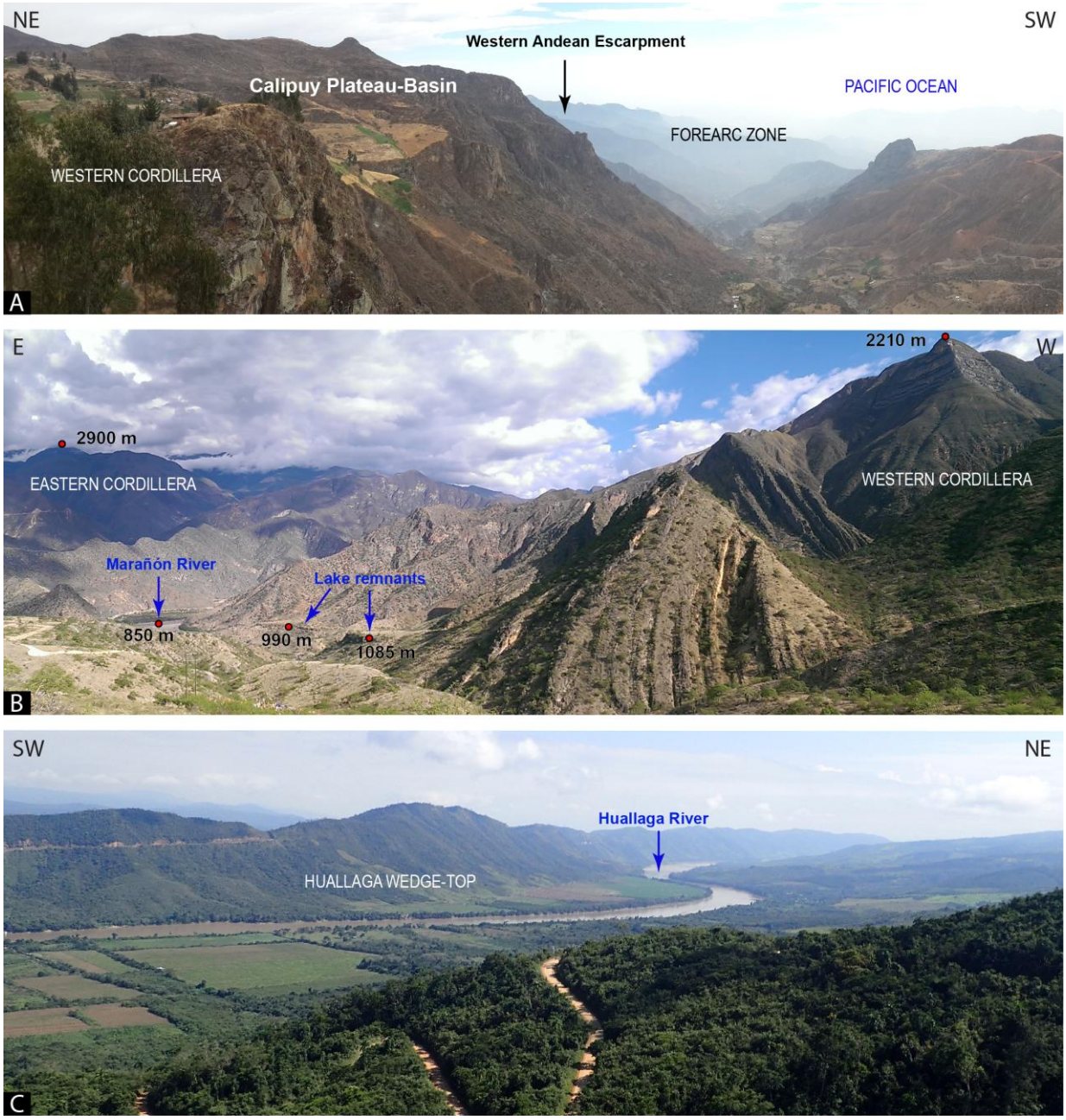


Figure IV-2 : Pictures showing the main morpho-tectonic provinces and their topographic features. (A) The Western Andean Escarpment delimits the Western Cordillera from the forearc zone. The high western Andean plateau of this region corresponds to the Calipuy Plateau-Basin made of eroded Neogene volcano-sedimentary deposits, intercalated with lacustrine deposits. (B) Eastern boundary of the highly deformed Western Cordillera (with inherited Peruvian-Incaic deformations) separated from the Eastern Cordillera by the steep-sided Marañón River. Lake remnants composed of travertines forms several levels of terraces at ~200 m above the river. (C) Eastern part of the Huallaga wedge-top Basin.

2.3.4. Climatic settings

The present-day climate displays asymmetric pattern along the Andean mountain range as shown in Figure IV-3A by 1) the total annual precipitation rates (extracted from the 30 arc-minute resolution map of Legates and Willmott, 1990) and 2) interannual mean precipitation rates measured from local weather stations (SENAMHI data (https://www.senamhi.gob.pe/), processed by Guyot, 2018; see stations location on Figure IV-1A). The rainfalls coming from the Amazonian Basin are discharged into the Marañón and Huallaga basins with mean precipitation rates of ~2500 to 1200 mm/yr, and progressively decrease westward (Legates & Willmott, 1990; Mettier et al., 2009). This seasonal precipitations pass through the orographic barrier until the western Andean plateaus (~500-1000 mm/yr), whereas the foot of the WAE (onshore forearc zone) receives near to zero rainfalls (~10-30 mm/yr) (Mettier et al., 2009).

The western side of the Andes (forearc zone) is therefore characterized by hyper-arid conditions mostly controlled by the orographic barrier. This aridification is also supported by the Humboldt Current, which decreases atmospheric temperatures and prevents precipitations along the coast (e.g. Garreaud et al., 2010; Hartley, 2003; Houston and Hartley, 2003). The opening of the Drake Passage since ~50 Ma (Livermore et al., 2005), together with the later Tasmanian Passage opening at ~32 Ma (Lawver & Gahagan, 2003), onset the Antarctic Circumpolar Current, which has disturbed and distributed subantarctic oceanic currents as the cold Humboldt Current northward along the South America margin (Eagles et al., 2006; Kennett et al., 1975). The several phases of narrowing and widening of the Drake Passage have partially controlled the circulation of the Humboldt Current, which has been considering as effectively open between ~37 and 34 Ma, and widen at ~15 Ma (Barker, 2001; Lagabrielle et al., 2009). Therefore, an arid climate occurred before the Andean Neogene orogeny (e.g. Jeffery et al., 2012).

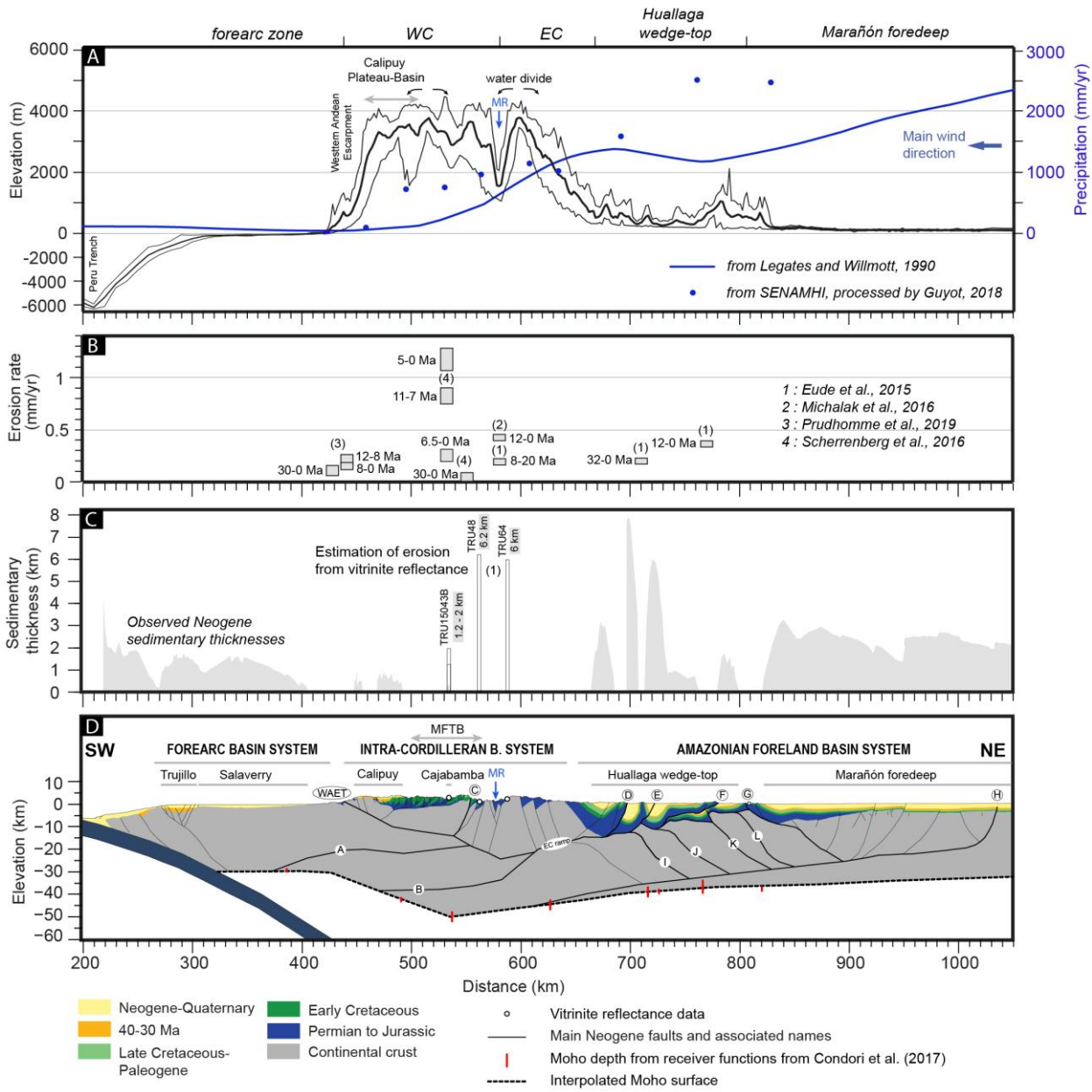


Figure IV-3: Present-day morpho-tectonic provinces along our 2D crustal cross-section. (A) Topographic swath profile extracted from the ASTER Global Digital Elevation Map and sampled every 2 km through 40 km wide. The precipitations rates extracted from the 30 arc-minute resolution map of Legates and Willmott (1990) are displayed by the thick blue curve. The interannual mean precipitation rates, processed by Guyot (2018) from SENAMHI data (https://www.senamhi.gob.pe/), are represented by blue dots. (B) Exhumation rates calculated in northern Peru have been reported along the section with their corresponding references and associated period (see description in section 2.3.3). (C) Sedimentary thicknesses of the Neogene basins are reported from the crustal balanced cross-section of Prudhomme et al. (in prep.). Depths of burial of a middle Miocene lacustrine shales (from the Cajabamba Basin) constrained by measured vitrinite reflectance, calculated for a geothermal gradient of 25-40°C/km (represented by two histogram bars), and shown in Table IV-1. (D) Crustal cross-section balanced from Prudhomme et al. (in prep.). WC=Western Cordillera; EC=Eastern Cordillera; MR= Marañón River position (blue arrow).

2.4. Methods and input parameters

In order to model the topographic, tectonic, climatic, and sedimentary evolution of the northern Central Andes at crustal scale, we used the two-dimensional numerical model *tAo* (Garcia-Castellanos, 2007; Garcia-Castellanos & Jiménez-Munt, 2015). This software allows to simulate the interplay at the orogen-basin between climate, surfaces processes, tectonics, and lithospheric flexure (isostasy) along a cross-section. The algorithm solves the 1D physical equations in time-iterative steps (explicit finite difference), to calculate the evolution of a 2D geological cross-section. The distribution of atmospheric and ground processes are calculated along 1251 discretization points spaced by 1 km. First, we impose a crustal geometry with shortening rates associated to each block along the activated faults. The tectonic deformation implies topographic changes that are used to compute the amount of orographic precipitation along the section and the extension of lakes in topographic minima. The orographic precipitation accounts for the inflow of humid air from the eastern side of the model and the water condensation due to the upwelling of the air when reaching the flank of the evolving topography (formulation in Garcia-Castellanos & Jimenez-Munt, 2015). The resulting rainfall pattern influences the water discharge at each node and extension of the lakes. In this code, erosion processes are modeled by a combination of fluvial incision and hill-slope diffusive rock-flow. The water discharge allows to calculate river incision, sediment transport and sedimentation using a version of the stream power law (for this formulation see Garcia-Castellanos & Jimenez-Munt, 2015). The erodability values listed in Table IV-1 are in agreement with the order of magnitude of values derived for bedrock and consolidated sediment (Garcia-Castellanos & O'Connor, 2018). Finally, the isostatic compensation through an elastic lithospheric flexural model is performed. The downslope-flowing waters form lakes in the topographic lows, where the evaporation returns water back to the atmospheric column.

One important limitation of this 2D modeling approach is that longitudinal rivers (perpendicular to the modelling plane) cannot be considered, preventing the simulation of the northward drainage of the Marañón River. A second limitation is that the tAo code does not account for the subducted slab, preventing the formation of the deep Peruvian trench.

We model the Andean orogeny starting from 30 Ma to present using and moving thrusting units on top of a purely elastic thin plate.

Because the subducting slab is flat since ~14-11 Ma (Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005), this segment is deprived of active volcanism and is characterized by low heat flow of ~20-80 mW/m^2 in the forearc zone (Herbozo et al., 2013; Pribnow et al., 2000; Yamano & Uyeda, 1990) and of ~40-60 mW/m^2 in the Andean belt and western part of the Amazonian Basin (Cardoso et al., 2010; Henry & Pollack, 1988; Uyeda & Watanabe, 1982). Although the crust is considered homogeneous and relatively cold, the wide range of effective elastic thicknesses (T_e) reported through the western margin of South America reveals lateral variations of the thermomechanical properties (Pérez-Gussinyé et al., 2007; Stewart & Watts, 1997; Tassara, 2005; Tassara et al., 2007; Tassara & Yáñez, 2003). Unfortunately a mistake was done in the code, and a constant elastic thickness of T_e=75 km has been used instead of to use varying elastic thicknesses from the central axis of the Andes (T_e=25 km) to the western (T_e=40 km) and eastern extremities (T_e=75 km) for the lithospheric flexure calculation, corresponding to the values obtained by the forward flexural modeling of Stewart and Watts (1997) that should better predict gravity data and geology according to Sacek & Ussami (2009).

The density of the crustal non-sedimentary rocks is considered to be constant and homogeneous with a constant density of 2850 kg/m^3. We consider three main sedimentary rocks types of various densities (see parameters in Table IV-3): (1) the Permian-Jurassic sediments (dark blue color: Mitu, Pucara and Chicama-Sarayaquillo formations), (2) the Early Cretaceous sediments (dark green color: Goyllarisquizga and Cushabatay formations), and (3) the Late Cretaceous-Paleogene formations (light green color: Crisnejas Group at the base of the Tablachaca Formation to the west, and Chonta at the base of Pozo Formation to the east). Erodibility values of those rocks and sediments have been selected according to the recent study of Garcia-Castellanos & O'Connor (2018). The parameters relevant to tectonic, flexural isostasy, climate and erosion processes are presented in Table IV-3.

The initial geometry of active faults (Figure IV-4) and amount of shortening (Table IV-2) are derived from the balanced crustal cross-section of the northern Central Andes (7-9°S), published by Prudhomme et al. (in prep.). This cross-section was balanced at the middle Eocene time (40 Ma) by using the base of the Terebratula (pro-foreland basin), Tablachaca (Western Cordillera), and Pozo formations (Amazonian foreland basin), which deposed during the ~40-30 Ma period of tectonic quiescence near to sea level elevations (Woodcock et al., 2009; Calderon et al., 2017a).

The kinematic has been simplified in three different phases according to the structural and thermochronological analyses of Calderon et al. (2017b) and Eude et al. (2015) for the

Huallaga wedge-top basin, of Eude et al. (2015) and Michalak et al. (2016) along the Marañón River, of Scherrenberg et al. (2016) for the MFTB, and of Prudhomme et al. (2019) for the western Andean flank. In this modeling, deformation is assumed to originate from the west, with a pine line in the Amazonian Basin. Considering that the WAE exhumation (pro-wedge) begin at least at ~30 Ma (Prudhomme et al., 2019) as the eastern Andean retro-wedge (~30-24 Ma; Eude et al., 2015), the deep western structures have been activated since 30 Ma with the same intensity than in the Amazonian foreland basin system. The period between 30 and 17 Ma represents the onset of Andean deformation, with very minor shortening in the both Andean flanks (9%). From 17 to 8 Ma, deformation highly accelerates (43%) with activation of the three main thin-skinned thrust sheets in the Huallaga wedge-top basin and of the east-verging structure in the MFTB. From 8 Ma to present, the shortening rate continues to rise (48%), with a main remobilization of the west-verging basement thrusts of the Huallaga wedge-top basin. To model the Biabo anticline (thrust E, Figure IV-3D), which is a main fault propagation fold, we used a total shortening of 10 km. Activated faults in the model cut only the pre-30 Ma sediments, and deformed the overlying syn-orogenic deposits.

		Horizontal shortening (km)			
	Main thrusts	30-17 Ma	17-8 Ma	8-0 Ma	Total
Pro-wedge	A	3.1	15.2	16.7	35
	B	3.1	15.2	16.7	35
	C	-	2	-	2
Retro-wedge	D	8.9	6.1	5.5	20.5
	E	-	5.3	4.7	10
	F	-	25.5	22.5	48
	G	-	-	3	3
	H	-	-	0.4	0.4
	I	-	-	5	5
	J	-	-	2.5	2.5
	K	-	2.7	2.3	5
	L	-	2.1	1.9	4
Total		15.1	74.1	81.2	170.4
(WAET)		6.2	35.2	45.1	86.5

		Horizontal velocity (mm/yr)		
	Block names	30-17 Ma	17-8 Ma	8-0 Ma
Retro-wedge	1	-	-	-
	2	-	-	0.05
	3	-	-	0.43
	4	-	0.23	0.66

	5	-	0.53	0.95
	6	-	0.53	1.26
	7	-	0.53	1.89
	8	-	-	0.43
	9	-	2.83	3.24
	10	-	3.42	3.83
	11	0.68	4.10	4.51
Pro-wedge	12	0.68	4.32	4.51
	13	0.92	6.54	3.98
	14	1.16	8.23	10.15

Table IV-2: Amount of horizontal shortenings along the main thrusts and associated shortening rates of blocks represented in the restored crustal cross-section of Figure IV-4.

This modeling does not aim to observe spontaneous propagation of deformation, but to test a geometric and cinematic model submitted to specific climate configuration. This forward modeling is expected to reach the present-day crustal depths, topography, surface geology, sedimentary volume and paleoenvironmental evolution of the Amazonian and forearc foreland basin systems and intra-cordilleran basins. In this study, we focused on the climatic control on the Andean building, reason why we set erosional and tectonic parameters as constants, and only tested variations of the climatic conditions.

We first model the effect of orographic precipitations (Model M1) on the Andean topography, in order to understand if this specific climatic parameter is sufficient to explain the observed topography and sedimentary basins. For this model, we used the equation of orographic precipitation of Garcia-Castellanos (2007). We define precipitation related to turbulence value of 3000 mm/yr and evaporation at lake value of 800 mm/yr as input parameters in M1, and orographic precipitations are recalculated as a function of the topography and presence of lakes. The mean wind velocity has been fixed at 1 m/s coming from the east that corresponds to the present-day observed velocities in the eastern flank of the northern Central Andes (https://www.windfinder.com). The temperature at sea level has been taken from the present-day average annual temperatures of the eastern orogenic wedge (~20°C; https://www.weatherbase.com). These parameters were defined to ensure that the present-day predicted precipitations rates (t=0 Ma) are similar to those observed through the windward side of the Eastern Cordillera (orographic barrier).

Our second end-member model tested arid constant conditions in order to model the effect of the initially arid climate that occurred before the Andean orogeny. We fixed an evaporation at lake value of 1300 mm/yr higher than precipitation related to turbulence that was set to 800

mm/yr. Those values have been previously used by Garcia-Castellanos (2007) in tAo to numerically calculate the effect of an arid climate on high plateau formation in the Andes.

	Parameters	model M1	model M2
Geometry-Tectonics	Initial elevation	0 km	
	Initial crustal depths	27-39 km	
	Shortening period	From 30 Ma	
	Total horizontal shortening	170 ± 10 km	
Density	Water	1020 kg/m^3	
	Post 30 Ma sediments	2200 kg/m^3	
	Late Cretaceous sedimentary rocks	2500 kg/m^3	
	Early Cretaceous sedimentary rocks	2600 kg/m^3	
	Triassic-Jurassic sedimentary rocks	2700 kg/m^3	
	Continental crust	2850 kg/m^3	
	Asthenosphere	3200 kg/m^3	
Flexural isostasy	Elastic thickness	75 km	
	Young modulus	7.10^{10} N/m^2	
	Poisson coefficient	0.25	
Climate	Mean wind velocity	1 m/s	
	Incoming air humidity	100%	
	Precipitation of incoming wind if steady	3000 mm/yr	Constant P=800 mm/yr
	Evaporation at lakes with no wind	800 mm/yr	Constant E=1300 mm/yr
	Width of the drainage basins	50 km	
	Temperature at sea level	20 °C	
	Thermal gradient in the atmosphere	0.0065 °K/m	
Surface processes	Erodability : - Sediments	4e^{-6} m/yr/Pa$^{1.5}$	
	- Bedrock	3e^{-8} m/yr/Pa$^{1.5}$	
	Diffusive transport coefficient	0.1 m^2/yr	
	River transport capacity	60 kg/m^3	
	Length of lake-sea sedimentation	50 km	
Computation	Total length	1250 km	
	Grid resolution	1 km	
	Time step for climate and surface processes	1,000 yr	
	Time step for tectonics and isostasy	500,000 yr	

Table IV-3 : List of the parameters of the models M1 and M2.

The model calculates every 0.5 Ma the distribution of topography, Moho depths, sedimentary thicknesses, erosion rates, and precipitation-evaporation rates (only for model M1). Those results will be compared with the observables and discuss.

2.5. Results

2.5.1. Shortening inferred from tAo model under orographic precipitations (M1)

The M1 model under orographic precipitations allows to model the progressive Andean building and the flexural-tectonic subsidence of the forearc and Amazonian foreland basins systems, and intra-cordilleran basins (Figure IV-4). This model show that main exhumation zones and sedimentary basins highlighted by our balanced cross-section can be modeled, which validates at the first order our modeling.

The eastward crustal underthrusting of the forearc block and crustal duplex (blocks 14 and 13), that respectively reactivated an inherited east-verging Incaic structure (fault A) and activated the main EC ramp, progressively exhumed the overlying Western and Eastern cordilleras (blocks 11 and 12) (Figure IV-4). In order to obtain a good fit between modeled and present-day topography, the shortening along the fault D has been increased of 10 km compared to the minimum amount of shortening estimated for this fault (10.5 km) in the balanced cross-section of Prudhomme et al. (in prep.). Therefore, a total shortening of 82 km is applied to the Amazonian foreland basins system, along the five main faults (D-E-F-G-H).

One of the main result of this modeling is that, to the west, 86.5 ± 10 km of shortening along the WAET structure is required to uplift the Andean mountain range. With the small reactivation of the eastern part of the MFTB (2 km), a total and minimum shortening of 170.5 ± 10 km is necessary for this entire crustal cross-section.

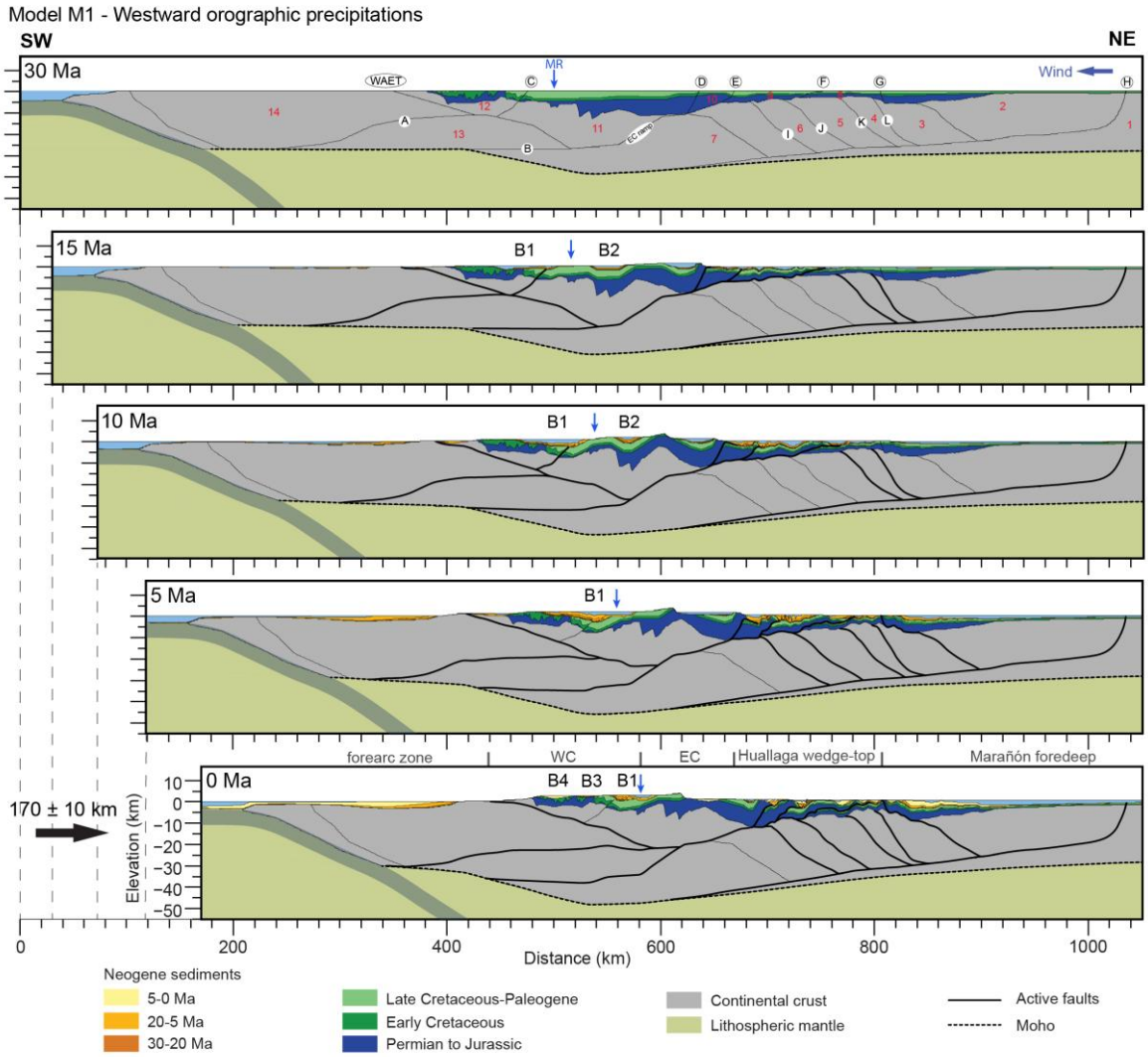


Figure IV-4 : Structural evolution obtained for model M1 from 30 Ma to present (0 Ma). Note the isostatic deepening of the base of the crust as a result of isostatic compensation of the thrust loading and the surface mass redistribution. Names of blocks and faults are respectively shown by numbers and letters as described in Table IV-2. Bold lines indicate active faults. WC=Western Cordillera; EC=Eastern Cordillera; MR= Marañón River position (blue arrow); B1-2-3-4=Basins.

2.5.2. Comparison between predicted and observed features of M1

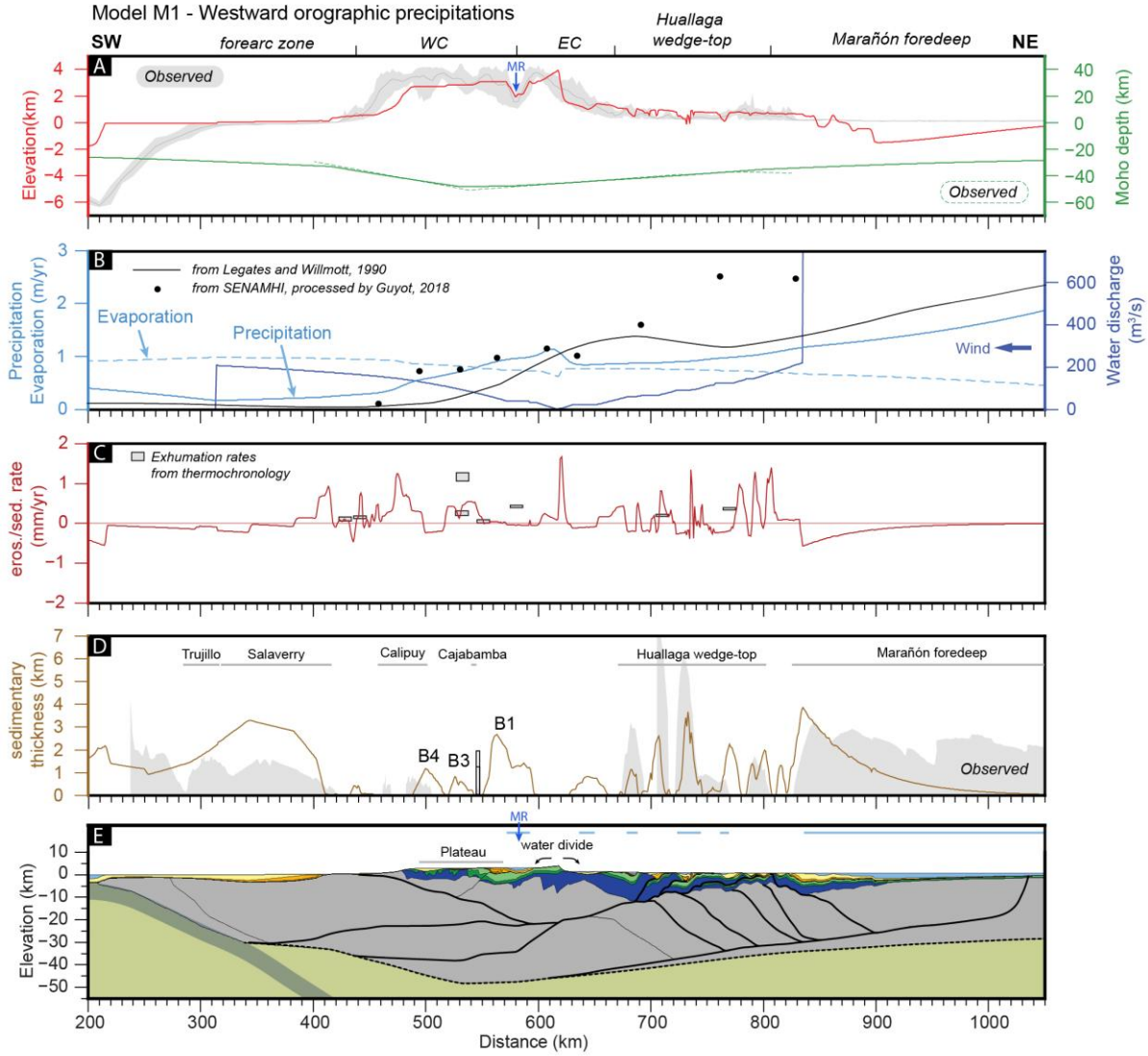


Figure IV-5: Final stage of M1 model. WC=Western Cordillera; EC=Eastern Cordillera; MR= Marañón River position (blue arrow); B1-3-4=Basins.

The final stage and the characteristics of the M1 model are developed and compared with observables in Figure IV-5.

The predicted crustal depths (green line; Figure IV-5A) fit with those of the balanced cross-section beneath the Western and Eastern cordilleras (dashed green line), and beneath the Huallaga wedge-top basin. Furthermore, the maximum modeled Moho depth reaches 48 km beneath the MFTB, which is in agreement with the 50 ± 2 km Moho depth estimated using teleseismic receiver function method (Condori et al., 2017). In the forearc zone, the Moho depths vary from 30 to 33 km, which is a bit deeper than the 30 km depth estimated by wide-

angle seismic studies (Hussong et al., 1976). In the Amazonian foreland basins system, the crustal depths progressively decrease from 39 to 29 km, corresponding to lower values than measured probably due to the absence of ~2 km of sediments in the predicted Marañon foredeep.

The modeled topographic profile (red line; Figure IV-5A) shows a low-relief surface of middle-high elevations (~2700-3100 m high) comparable with those observed in the Western Cordillera (~2900-3700 m high). Moreover, its western escarpment shows a knickpoint retreat of ~20-25 km compared to the observed WAE emplacement, indicating a greater erosion of the western Andean flank in the model. This main erosion calculated to the west induced only one major water divide located at the highest elevations in the Eastern Cordillera. Therefore this model shows the formation of a topographic plateau of middle-high elevation, with an endorheic basin, but does not generate an internally-drained plateau as the Altiplano observed in the Bolivian Andes, with two main water divides.
In the model, a lake occurred over 20 km wide between the Western and Eastern cordilleras. In the observable, it corresponds to the northward drainage of the Marañón River.
The Eastern Cordillera is modeled by a narrow and high relief (~3100-3900 m high), in agreement with the observed elevations (light grey zone). A significant steep slope is calculated in the eastern flank, marking the limit of the westward regressive erosion in response to the Eastern Cordillera uplift, localized the highest precipitation rate (1130 mm/yr) and erosion rate (~1.7 mm/yr). In the Huallaga wedge-top depozone, relatively high topographies are calculated in agreement with observed elevations. Eastward, the Marañón foredeep Basin is affected by flexural subsidence due to orogenic loading and shows negative elevations caused by sediments underfilling.

To the west, the predicted erosional products shows a maximum sedimentary thickness up to ~3000 m in the forearc zone, which is more than two times higher than shown by seismic and well data in the Trujillo and Salaverry basins (Prudhomme et al., 2019; Timoteo et al., 2017). The absence of the subducting Nazca Plate in the model prevents the formation of the deep Peruvian trench of ~6200m deep and results in a westward shift of the forebulge location. Although the main characteristics of the forearc zone are not perfectly reproduced, the evolution of sedimentary infill in the Salaverry Basin can be discussed in comparison with the regional study of Prudhomme et al. (2019). At ~15 Ma, 14% of the Neogene sediments were deposited in this basin, whereas this proportion corresponds at 7 % in M1 model. A perfect

agreement is observed at ~10 Ma between observed and modeled results, corresponding to 26% of the deposited Neogene sediments. Then, the stratigraphic records show that the post-5 Ma deposition represents 49% of the total Neogene sedimentary rocks, whereas model M1 yields 43%. This excellent correlation between the evolutions of sedimentary infill of the model and the stratigraphic records, suggests that timing of erosion is well reproduced in our modeling.

From the WAE to the Eastern Cordillera, the large intra-cordilleran basin system observed between 10 and 5 Ma (B1 in Figure IV-5), is later eroded, preserving three distinct sub-basins (B1, B3, B4 in Figure IV-5) that occurred over ~110 km wide. The western sub-basin (B4) shows a sedimentary thickness up to ~1200 m of post-5 Ma sediments. It corresponds to the eastern Calipuy Plateau-Basin of ~800 m thick, which represents the main subsiding preserved part of this observed Neogene basin. In the middle part of the MFTB, the second sub-basin (B3) is characterized by a sedimentary thickness of 250-850 m of late Oligocene to middle Miocene sedimentary rocks. It developed close to the observed Miocene intra-cordilleran Cajabamba Basin of 300 m thick in our cross-section, which laterally have up to ~1000 m thick (Bellier et al., 1989). The easternmost sub-basin (B1) reaches ~1200-2800 m of sedimentary thickness of post-30 Ma detrital sediments, and shows the presence of a wide lake at the location of the current Marañon Valley.

In the Huallaga wedge-top depozone, topographic lows are not entirely filled by sediments, generating lakes above thrusting structures (thick blue lines above section in Figure IV-5E). The modeled basins are generated in the satisfying position, but with approximately half of the expected thicknesses, except in the eastern most one near the Contaya Arch where a good correlation is obtained. Because the cross-section pass through the deeper part of the NNW-SSE elongated Huallaga Basin (see map in Figure IV-1B), which represents the topographic low and the outlet of a large drainage basin of ~50.10^6 km^2, it is likely that a main part of sediments is eroded from the strike-parallel Eastern Cordillera and Huallaga wedge-top and deposed along the section. To the east, the Marañón foredeep Basin reaches a maximum thickness of ~3800 m instead of the ~3200 m observed in the western most part, whereas the eastern part is underfilled.

In Figure IV-5C, the erosion (positive) and sedimentation rates (negative) shows the distribution of the exhumed and subsiding portions along the cross-section at 0 Ma. The WAE is highly eroded, increasing toward the high elevations (up to 1.25 mm/yr), whereas sedimentation occurred in the hanging-wall piggy-back basin (~0.20 mm/yr) at the Calipuy

Basin location. When comparing with exhumation rates calculated along the WAE (Prudhomme et al., 2019), an approximately good correlation can be identified. However, the continental crust (along the WAE) and the Early Cretaceous formations (MFTB) are highly eroded compared to the observed surface geology, suggesting a too extreme erosional history in the model.

In the central part of the plateau, we observed a current erosion (~0.55 mm/yr) of the MFTB and its overlying Neogene deformed sub-basins, whereas erosion begins to affect the larger sub-basin along the present-day Marañón River. Two estimated exhumation rates from thermal histories (Michalak et al., 2016; Scherrenberg et al., 2016) are similar with the predicted erosion rates in the MFTB (except for one sample), whereas an erosion rate of at least ~0.40 mm/yr is missing in the Marañón Valley. The lack of erosion in the central part induces a preservation of ~4000 m thick of pre-Neogene sedimentary strata, preventing the exhumation of the underlying basement in the Marañón Valley and in the Eastern Cordillera. Those preserved Cretaceous formations are present ~80 km to the north of our studied section near the Chachapoyas city. Further north (~200 km from our cross-section), where the Marañon river shifts eastwards, the Paleogene-Neogene Bagua intramontane basin is preserved in a topographic low (see Figure IV-1A-B) and could correspond to the sub-basin B1 in our model.

In the Huallaga wedge-top depozone, the predicted erosion rates are heterogeneous linked to the signal interference between the east-verging thin-skinned thrusts and the west-verging basement thrusts. Ranges of values are roughly similar to the ones estimated from Eude et al. (2015).

Despite the fact that the precipitation rates (Figure IV-5B) of the windward side (~850-1200 mm/y) are similar to those observed (~1000-1400 mm/yr), the leeward side of the orogeny receives ~300 mm/yr instead of near to zero values (~10-100 mm/yr). Because the orographic barrier of the Eastern Cordillera is well-reproduced by the model M1, it seems that an exterior factor counterbalances the relatively high precipitations rates in the western flank. Indeed, it is well-admitted that the Humboldt Current has largely participated to the aridification of the western Andean flank since at least ~37-34 Ma, and mostly since its widening at ~15 Ma (Barker, 2001; Lagabrielle et al., 2009). This absent and significant aridification of the western Andean flank could be the main factor triggering misfit between the predicted and the observed topography and surface geology along the WAE and Western Cordillera. In order to

model the impact of the induced aridification on the western part of our section, we run a new model using arid climatic conditions (M2 model).

2.5.3. Evidence of an initial arid climate for the western Andean flank development (M2)

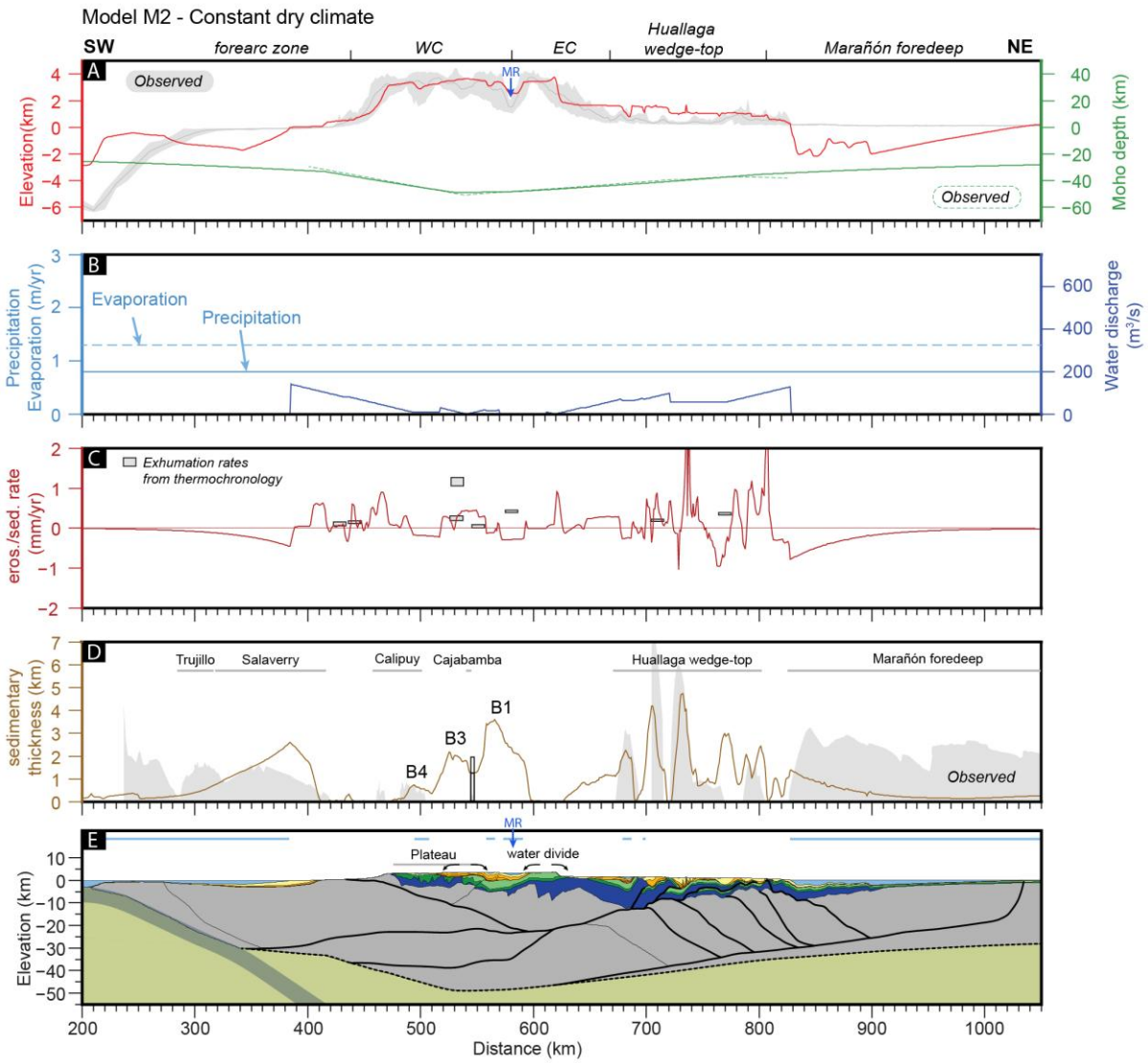


Figure IV-6 : Final stage of M2 model. WC=Western Cordillera; EC=Eastern Cordillera; SAZ=sub-Andean zone; MR= Marañón River position (blue arrow); B1-3-4=Basins. Horizontal blue lines in E indicate the location of water bodies (lakes and sea).

We design a second setup named M2, in which we impose a higher evaporation rate above lakes than precipitations to produce arid conditions. The final stage of model M2 is presented in Figure IV-6.

The erosion of the Western Cordillera is lower than calculated in model M1 in its western part, leading to a better correlation with the observed crustal thicknesses (Figure IV-6A). Indeed, the final maximal Moho depths (~49 km) and elevations (~2900-3600 m) are much closer to the observed ones (50 ± 2 km depth; ~2900-3700 m high). The minor erosion of the western part allow to generate an internally-drained high plateau, by allowing the formation of a second water divide (Figure IV-6E).

In Figure IV-6D, we can observe that the external orogenic Salaverry and Marañón basins contain lower amounts of sediments than into the model M1 (Figure IV-5D), conversely to the internal orogenic basins that are characterized by higher sedimentary thicknesses (intra-cordilleran and Huallaga). Because the imposed dry climate of model M2 induces lesser amounts of rainfall and water discharge, and therefore lower erosion of the positive relief, the evacuation of sediment is reduced; they stay trapped into internally-drained basins between the two cordilleras and into the Huallaga wedge-top depozone.

In the pro-foreland basin (forearc), a lower amount of sediment is calculated in M2, representing 111% of the observed Neogene sedimentary rocks of the Trujillo-Salaverry basins. Despite the fact that the flexural subsidence is comparable to model M1, the evacuated sediments from the WAE are lesser and accumulated close to the mouth of the river (~2600 m thick), and progressively become thinner westward toward the positive flexure (~150 m thick). The sedimentary infill of the pro-foreland basin shows also a similar evolution with the observed Salaverry Basin, even closer than M1, with 46% of post-5 Ma deposits against 49% observed.

In the Western Cordillera, the eastern intra-cordilleran shows a good correlation with the location and sedimentary thickness (≤750 m) of the eastern and larger part of the Calipuy Plateau-Basin (≤800 m). The three connected intra-cordilleran sub-basins occurred into a large internally-drained basin of ~120 km wide and 1300-3600 m thick, compared to the smaller three separated basins of model M1. In the observed Cajabamba Basin, the estimated erosion of ~1.2-2 km from the middle Miocene Cajabamba Formation is in the range of the calculated thicknesses of model M2.

Therefore, the arid climate of model M2 reproduced well the observed topography and sedimentary thicknesses of the forearc, intra-cordilleran and Huallaga basins.

2.5.4. Topographic and rainfall evolution of the northern Central Andes

Thanks to the flexural tAo modeling, we can calculate the topographic evolution from a presumably flat elevation (at 30 Ma) until the present-day Andean relief. The models M1 and M2 show that the climatic conditions have a main influence on the present-day topography and surface geology, however, it does not matter the imposed climate, the models provide the same proportionate topographic evolution (Figure IV-7). In M1-M2, the most exhumed Eastern Cordillera culminates the Andes during the Neogene by reaching 50% of its present-day elevation at ~15 Ma, before to yield its current topography since ~11 Ma. To the west, the western Andean plateaus reach 50% of their present-day elevations at ~10 Ma, and progressively rise until today. In the central part of the orogen, the intra-cordilleran basins developed under sea level before ~10 Ma between the two cordilleras, and were slowly uplifted from ~10 to 5 Ma by reaching only 30% of their current elevations. Finally, this region experienced a main surface uplift of ~2.2 km during the last 5 Ma, by generating an internally-drained Altiplano in the initially and constant arid conditions of model M2.

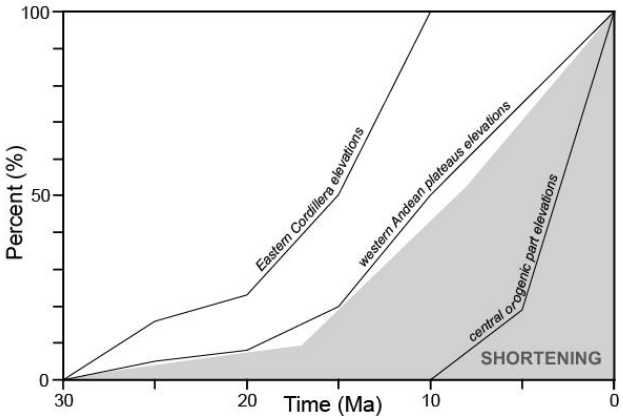


Figure IV-7 : Predicted percentage relative to present observed elevations from models M1-M2 (curves) and cumulative shortening rate (shaded region) since 30 Ma.

In Figure IV-7, we can observed a good correlation between the acceleration of the total shortening rate and the elevations of the western Andean plateaus since 30 Ma, whereas the Eastern Cordillera topography was generated faster than the Western Cordillera. As the shortening rate is similar along the WAET and EC ramp, this contrasting surface uplift is not controlled by deformation rate but partially by the geometry of the main opposite verging thrusts system, that drive the double verging Andean orogeny in the northern Central Andes. Indeed, the low-angle versus high-angle geometries of the WAET and EC ramp appear to

respectively control the topography of the wide, roughly flat, and poorly eroded Western Cordillera and the narrow, steep, and highly exhumed Eastern Cordillera, located in frontal position of the orographic precipitations.

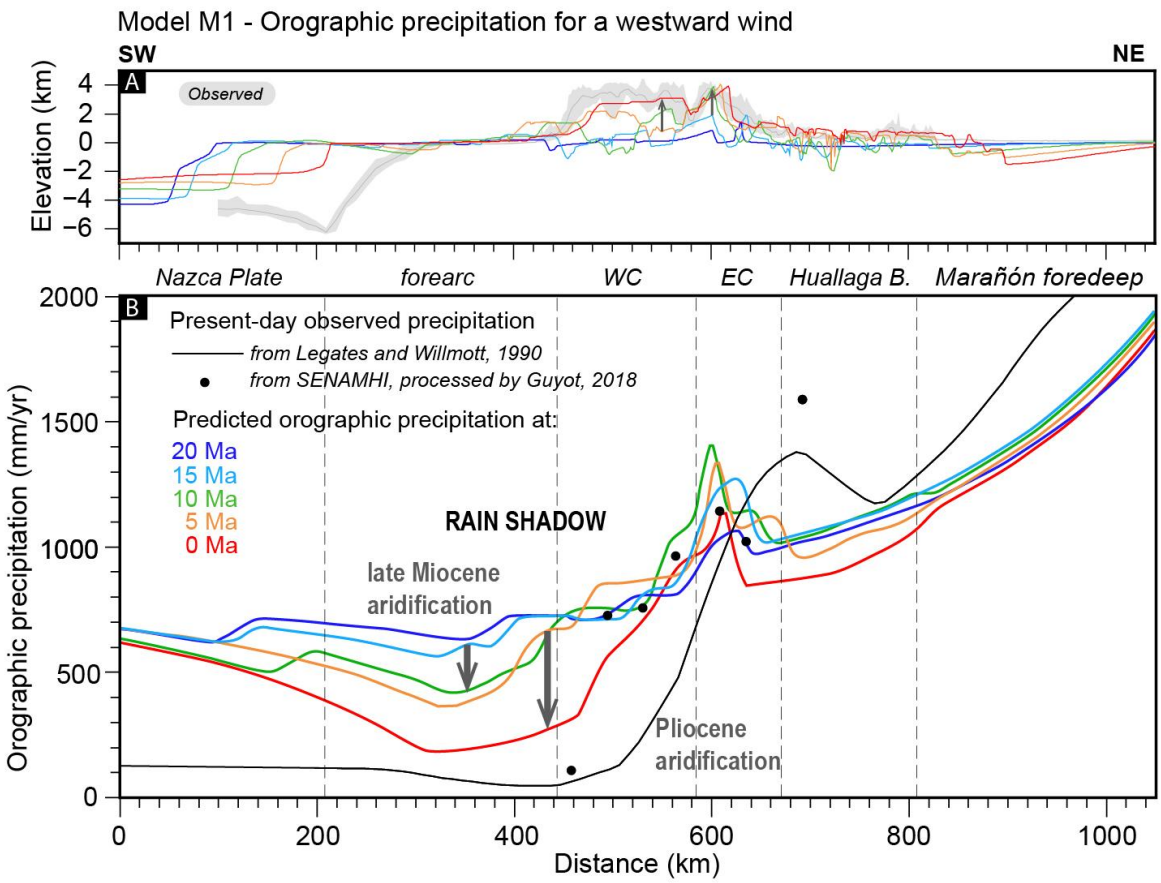


Figure IV-8 : Evolution obtained for Model 1. Topography (A) and orographic precipitation (B) since 20 Ma. WC=Western Cordillera; EC=Eastern Cordillera.

The evolution of orographic precipitation through the last 20 Ma sampled every 5 Ma, in response to the Andean orogenic building, is illustrated by Figure IV-8. During the late Miocene, a first significant decrease of precipitation rate occurred in the western Andean flank in response to the ~1000 m of surface uplift of the orographic barrier (Eastern Cordillera). During the Pliocene, rainfall rates sharply decrease due to the surface uplift of the central orogenic part, triggering erosion and filling the lakes, which decreases evaporation and precipitation rates in the leeward side.

2.6. Discussion

2.6.1. Tectono-climatic evolution and development of an Altiplano

The resulting models of contrasting climate show the development of pro and retro-foreland basin systems, and the formation of a high plateau (Altiplano) that preserved intra-cordilleran sub-basins. Their shape, elevation, and sedimentary thickness are related to the tectono-climatic evolution of the mountain range, which is constrained by a geometric and cinematic model. Therefore, the comparison between the predicted basin evolution and the observables allow to (1) validate the feasibility of this proposed geometric-cinematic model for the northern Central Andes building, (2) identify the paleo-climatic conditions submitted to the orogeny and positive feedbacks and mechanisms for Altiplano formation, and (3) understand why the Altiplano is not observed in northern Peru.

(1) The tectono-climatic tAo modeling shows that this double-verging model set-up can explain the current topography and crustal thicknesses of the northern Central Andes, with a total shortening of 170.5 ± 10 km. The post-5 Ma accelerated uplift increased significantly detrital sedimentation in the forearc (46% of post-5 Ma sediments), which is in good agreement with thicknesses observed in the Trujillo-Salaverry Basin (49% of post-5 Ma sediments) (sedimentary characteristics of the Amazonian foreland basins are discussed in section II.6.2). We may hypothesize that this important discharge of sediments could be expressed in the natural environment by thick coarse-grained deposits, interrupting the previous calm and thin-grained sedimentation. This is what we observe in the Salaverry Basin with the deposition of the Pliocene conglomeratic Miramar Formation (Timoteo et al., 2017), or into the intra-cordilleran Cajabamba Basin with the late Miocene-Pliocene conglomeratic Condebamba Formation (Bellier et al., 1989), or again in the Huallaga wedge-top basin with the late Miocene-Pliocene Juanjui Formation (Roddaz et al., 2010). In the Cajabamba Basin, the presence of an endorheic environment during the middle Miocene has been evidenced by Bellier et al. (1989), with a rapid transition to an alluvial syn-orogenic sedimentation during the late Miocene-Pliocene. They interpreted this change as a consequence of a negative inversion of MFTB structures, due to an increase of crustal thickening and consequent gravitational collapse. In our model, this period corresponds with the accelerated uplift of the central orogenic part due to crustal thickening since ~10 Ma, and the development of a large

intramontane basin at ~5 Ma. The vitrinite reflectance data obtained in those lacustrine shales (Cajabamba Formation) show a burial of 1.2-2 km depth, which is in good agreement with the range of calculated sedimentary thicknesses in the intramontane basin of the models. The estimated exhumation rates inferred from thermochronological data are well-correlated with those calculated at 0 Ma, excepted with one data in the central part of the MFTB. However, the distribution of very young and old cooling ages in the MFTB (Prudhomme et al., in prep.) show that the intra-cordilleran region was heterogeneously exhumed during the Neogene, and that several sub-basins occurred between the two cordilleras.

(2) Numerical modeling shows that a preexisting arid climate favor high plateau formation, later developed by the hyperaridity conditions in the central part and western flank of the double-vergent orogeny (Garcia-Castellanos, 2007). According to these modeling results, arid climate promotes the development of an internally-drained (endorheic) plateau within the orogen. This disconnects the orogen interior from the oceanic geomorphological base level, and hinders the net erosion of the central orogenic areas, eventually leading to further propagation of the tectonic deformation towards the outer parts and enlarging the size of the plateau.

In the north-western part of South-America, the late Eocene-early Neogene period was characterized by a relatively homogeneous arid climate (e.g. Armijo et al., 2015; Jeffery et al., 2012), whereas aridification increased later with two main pulses in the western flank of the Andes during orogenic building. Along the Pacific coast, a strong climatic transition from semiaridity to hyperaridity conditions was inferred from paleosols of the Atacama Desert between 19 and 13 Ma (Cooper et al., 2016; Rech et al., 2006), and more recently point out by oxygen isotope study and massive gypsum soils at 12-10 Ma by Rech et al. (2019), with a second phase of aridification during the Pliocene-Pleistocene.

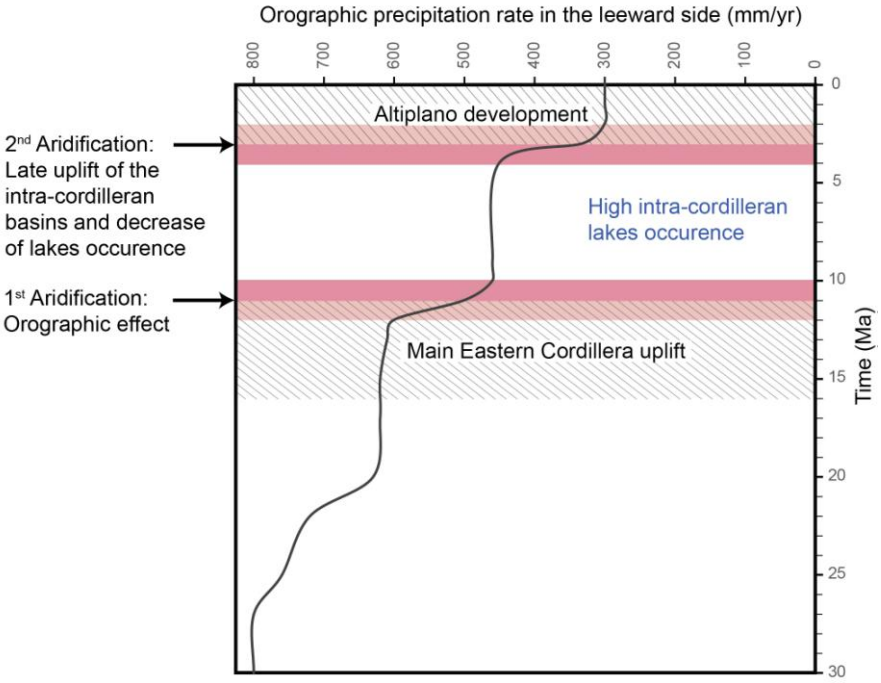


Figure IV-9 : Evolution of the orographic precipitations in the present-day leeward side since 30 Ma, as obtained from Model M1.

It has been suggested that the first main aridification (12-10 Ma) occurred in response to the Andean building by blocking the incoming mass air from the Amazonian foreland Basin. The second aridification has been attributed to a strong decrease of sea surface temperatures in the south-east Pacific Ocean (Rech et al., 2019), and have been dated between 3.6 and 2.4 Ma from deep sea sediment cores of the western coast of South America (Tiedemann & Mix, 2007). Because this decrease of temperatures has been also observed in the South Atlantic Ocean when the Andes are considered to have reach its present-day elevations, the drop of sea surface temperature have been attributed to a global cooling, and not as a consequence of Andean tectonics (Sepulchre et al., 2009).

Our results for M1 (including orographic precipitation) are consistent with observables and provide an explanation for both aridification stages (Figure IV-9). The first one results from the topographic rise of the Eastern Cordillera, impling orographic rain shadow. We obtain a decrease in precipitation rates from ~600 to ~450 mm/yr due to this uplift between 16 and 11 Ma, which is in agreement with hypothesis of Rech et al. (2019). A second phase of aridification at 4-2 Ma, characterized by a drop in precipitation rates of the western Andean side (Figure IV-9), is generated by the late uplift of the central orogenic part, which provoke partial erosion of the sub-basins, sedimentation in the topographic lows that decreases evaporation rate above lakes and precipitations of the leeward side. Sepulchre et al. (2009)

have numerically calculated a decrease of 3°C of the subantarctic water of the Humboldt Current in response to the Andean uplift, attesting the influence of the Andean orographic barrier on the western temperatures and precipitations.

On the other hand, in the model M2 (constant and homogeneous arid condition), the excellent correlations with the predicted and observed thicknesses of the pro and retro-foreland basins (Salaverry and Huallaga basins) and topography of the Western Andean Escarpment, suggest that a preexisting arid climate must have exist before the orographic effect.

In this model, a larger Altiplano developed, surrounded by two main topographic highs (the Western and Eastern cordilleras), with partially preserved Neogene intramontane basins and recent endorheic basin at the location of the Marañón River. This configuration is comparable to the southern Altiplano province, which is also characterized by a wide internally-drained Altiplano surrounded by two main topographic highs. This similarity with model M2 can be partially explained by the lower precipitation rates measured in the western and eastern flanks of the Bolivian Andes. Therefore, as previously shown by Garcia-Castellanos (2007), it is evident that an initially and constant arid climate favor the development of an Altiplano.

Because the Altiplano was not uplifted at the same time that the acceleration of the deformation (Figure IV-7), this study is a good example to show that tectonic and surface uplift in mountain ranges can be time-decoupled by considering only the lithospheric flexure and crustal geometry. When regarding paleoelevations estimations in the Bolivian Andes, studies show that the central part of the orogen (Altiplano) was located between -800 and 1700 m high at ~12-10 Ma, and was uplifted of ~2.0-3.7 km from 10.3 to 6.7 Ma to reach its current elevations (Garzione et al., 2006; Ghosh et al., 2006; Gregory-Wodzicki, 2000; Leier et al., 2013). According to these authors, removal of mantle lithosphere was the only geodynamic process that could explain such rapid surface uplift. However, in this study, we shown that the central orogenic part was first constituted of several intra-cordilleran sub-basins, which were heterogeneously uplifted and eroded, before generating an Altiplano. At 10 Ma, parts of the intra-cordilleran region are located close to sea level, whereas others portions are already uplifted at ~1400 m high, in the range of the paleoelevation estimations of Garzione et al. (2006). At 6.5 Ma, still heterogeneous altitudes are observed, ranging from close to sea level until ~2000 m high, whereas the entire region was mainly uplift during the last 5 Myr of ~2.2 km. Therefore, our geometric, cinematic, erosional and flexural model displays that such vertical uplift is possible without involving mantellic processes, mid to lower crustal flow or magmatic addition. Moreover, because results show that the central orogenic part is composed of several endorheic intra-cordilleran sub-basins, which are eroded

and flatten in an endorheic system to create an Altiplano in a very late stage, it seems that the uplift history of the central orogen and the Altiplano as a single entity should be reconsidered.

(3) Our results suggest that, at the latitude of our cross-section, the former Altiplano endorheic basins at ~4000 m elevation, equivalent to those present today in central Peru (11°S; Chinchaycocha Lake) and the Peruvian-Bolivian Andes (16°S; Titicaca-Uyuni Lake system) have been captured and replaced by the strike-parallel Marañón River that occurs in northern Peru from 5 to 10°S (Figure IV-1A).

The estimation of exhumation rate in the central orogenic region of ~0.42 mm/yr between 14-10 and 0 Ma (Michalak et al., 2016) indicates a total erosion of ~5000 m. Therefore, giving the good agreement between measured exhumation and preserved thicknesses in the models, it seems that erosion of the intra-cordilleran region onset since the late Miocene, and subsequently localized into the Marañón River. In the model, before ~10 Ma (see evolutionary model of Figure IV-4), the Marañón Valley position is submitted to erosion, and then forms a piggyback basin on the Eastern Cordillera. Drainage of the intra-cordilleran basins may have rapidly took place in response to the late uplift of this central orogenic part since ~10-5 Ma. The Marañón River may have play a major role in the exorheic drainage of the Neogene intra-cordilleran basins, as well as to erode the thick Mesozoic layer of the central orogenic part. This is supported by the similarity of our resulting cross-section with the adjacent northern region (Chachapoyas and Bagua), where Mesozoic strata and the intra-cordilleran Neogene Bagua Basin are preserved.

This main latitudinal change in drainage system may be controlled by the active transpressional Marañon Fault System evidenced by Villegas-Lanza et al. (2016) between the two cordilleras in northern Peru.

2.6.2. Transcontinental drainage in the Amazonian foreland basin

Because the initial topography of our models is at sea level, the thrusting units are eroded above 0 m high, whereas subsidence occurs under sea level until efficient deformation in the underlying crust or flexural uplift producing basin emersion. Therefore, this modeling allows to predict the paleoenvironmental evolution of the syn-orogenic basins, the time of transition from marine to continental deposition, and the formation of lakes over time. Moreover, the resulting models allow to recognize the flexural subsidence component of the Amazonian foreland basins system, presumably generated by lithospheric flexure under Andean tectonic

loading and dynamic topography (not calculated in this modeling), as well described by the review of geodynamic processes in retro-foreland basins of Catuneanu (2018). For this discussion, the model cross-section has been extent north-eastward until the Iquitos forebulge (Figure IV-10; see location in Figure IV-1A).

The evolutionary model (Figures IV-4 and 8A) shows that the Amazonian foreland basins accommodated sedimentation under sea-level from 30 to ~8 Ma over 400 km wide. This period may corresponds to the late Oligocene Chambira and early to middle Miocene Pebas deposits of shallow-marine to tidal-influenced fluvial system. Since ~8 Ma, the Huallaga Basin is uplifted above sea level by activation of the west-verging thick-skinned tectonics (faults G-H-I-J-K-L), increasing the Marañón foredeep flexure and producing the eastward propagation of the Iquitos forebulge. This propagation has been observed in the tectono-stratigraphic synthesis of Roddaz et al. (2005b). Moreover, the Huallaga wedge-top emersion is accompanied with an increasing sedimentary supply that overfilled progressively the Huallaga and western part of the Marañón basins. Therefore, the post-8 Ma tectonic pulse could be the origin of the main change of drainage pattern and marine to continental sedimentation of the northwestern South America at ~10.6-9.7 Ma (Figueiredo et al., 2010).

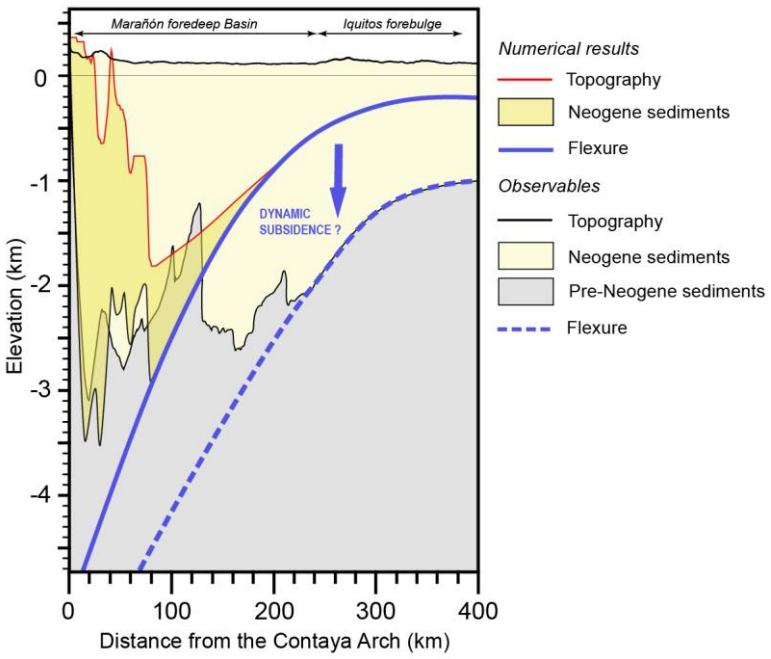


Figure IV-10 : Predicted lithospheric flexure and sedimentation in the Amazonian basin system.

Sacek (2014) calculated a planform (pseudo-3D) numerical model of the flexural and surface processes evolution in the northern South America by using the same elastic thickness values (Stewart & Watts, 1997) than in this study, and by imposing a constant and homogeneous uplift rate from 40 to 0 Ma in the northern Central Andes and northern Andes. He suggested that the change in surface processes from the Pebas to the Amazonian foreland basin system can be entirely explain by the Andean uplift in central and northern Peru. However, their numerical experiments do not reproduced the Pebas system, that should be generated from at least ~23 Ma to 10.6 Ma, with a progressive growth to the east (Wesselingh et al., 2006). In our 2D modeling, we cannot reproduce the geographic changes thought the northern South America, however the detailed style, timing and distribution of deformation allow to show a main change at ~8 Ma from an Oligocene submerged basin of west-dipping slopes (toward the orogenic internal part) to an emerged basin of east-dipping slopes (toward the external part) of the Huallaga Basin.

Nevertheless, in our modeling, we showed that the sedimentary supply of the Amazonian foreland basins was too low to reproduce the sedimentary thickness of the Marañón foredeep Basin. This is well illustrated in Figure IV-10, which displays the final numerical results of lithospheric flexure, topography, and Neogene deposits from model M1 (extended to the east, Figure IV-1A). In the Marañón Basin, we observe a good fit in the western most part of the basin in terms of sedimentary thicknesses, whereas the eastern part is underfilled. Three reasons could explain this misfit. First, because this modeling can only calculate detrital sedimentation derived from erosion, the biogenic and chemical marine sedimentation cannot be considered in those results. Therefore, the main sedimentary component of the Pebas Formation (~400-1000 m; Roddaz et al. (2010)) is not calculated in the Marañón Basin. Second, according to Roddaz et al. (2005b), the Neogene sediments of the Amazonian foreland basins are derived from the eastern Andean mountain range and from the western Brazilian Shield. Therefore this last cratonic component is missing in this model. Third, the 2D model does not considerate the massive sedimentary volume coming from the Ucayali drainage Basin, where the Ucayali River deliver currently 36% of sediment load to the Amazon River (Santini et al., 2015). Therefore, because the numerical experiments are focused on the Andean orogeny along a 2D cross-section and calculate only detrital sedimentation, the Marañón foredeep Basin is not entirely generated and filled.

In Figure IV-10, we can observe that the calculated and observed flexures become progressively divergent toward the Iquitos forebulge. This topographic feature represents the present-day forebulge of the northern Peruvian Andes, which started to grow from the late Miocene in a shallow marine environment, and where a thickness of ~1000 m of Neogene pre-forebulge deposits are preserved (Roddaz et al., 2005b). Those sediments belong to the middle Miocene Pebas tidal system deposited probably in a foreland basin dominated by dynamic subsidence, which cannot be modelled by tAo. Sacek and Ussami (2009) had already point out that retro-foreland subsidence is fully explain by lithospheric flexure in the Bolivian Andes, whereas in northern Peru (Marañón Basin) and central Argentina (Bermejo Basin) the flexural subsidence is insufficient to explain the significant thickness of the foredeep depocenter. This lack of predicted subsidence in their flexural modeling, which is the most remarkable in the Marañón Basin, was interpreted as the result of dynamic topography trigger by the flat-slab subduction in those regions (Sacek & Ussami, 2009). Our studied section passes through the south-easternmost extremity of the Marañón Basin, where the observed sedimentary thickness reaches only a mean thickness of ~2500 m instead of ~5000 m in the central part of the basin (Calderon et al., 2017a). However, even on the southern border of the Marañón Basin, a significant lack of sedimentation is obtained. Moucha et al. (2007) calculated a negative dynamic topography effect of ~1500 m in the retro-foreland basin of the Peruvian and Ecuadorian Andes. The absence of ~800-1500 m of sediments in the eastern part of the Marañón Basin and beneath the Iquitos Arch is very similar to the ~1500 m of dynamic subsidence, suggesting that it could be the additional process for retro-foreland subsidence in northern Peru.

Therefore, the models confirm that the flexure of the lithosphere and tectonic deformation play a major role in the evolution of drainage pattern. The main change from Pebas to the Amazonian system could be entirely explain by the increase of shortening rate and consequent activation of the thick-skinned thrust structures in the Huallaga wedge-top since the late Miocene, associated with dynamic subsidence in the eastern part of the Marañón Basin and Iquitos Arch.

3. Conclusions du chapitre

1. RACCOURCISSEMENT et MODELE D'OROGENE

   La modélisation tectono-climatique tAo nous montre que le raccourcissement horizontal de l'orogène à double vergence des Andes Centrales du Nord, peut expliquer l'épaississement crustal, la topographie et la localisation des bassins le long de la coupe.

2. EVOLUTION TOPOGRAPHIQUE DES CORDILLERES

   Malgré une évolution du taux de raccourcissement équivalente dans les prismes orogéniques oriental et occidental, les cordillères ne sont pas soulevées simultanément. La Cordillère Orientale est soulevée à ses altitudes actuelles entre 16 et 11 Ma, alors que la Cordillère Occidentale est progressivement soulevée de façon proportionnelle aux taux de raccourcissement, pour atteindre ses altitudes actuelles à 0 Ma.

3. PHASES D'ARIDIFICATION DU FLANC OUEST ANDIN et FORMATION DE L'ALTIPLANO

   La modélisation des précipitations orographiques montre deux phases d'aridification dans le flanc Ouest des Andes. Une première phase est calculée à 12-10 Ma, en réponse au soulèvement principal de la barrière orographique (Cordillère Orientale). Une phase intermédiaire maintien le taux de précipitation du flanc ouest, expliqué par la forte subsidence de la région intramontagneuse et l'occurrence de grands lacs endoréiques, qui par évaporation réapprovisionnent les pluies orographiques. La seconde phase d'aridification à 4-2 Ma est générée par le soulèvement tardif et homogène de la région intramontagneuse, du au sous-charriage du duplex crustal et de l'avant-arc, générant une érosion des bassins, le remplissage des lacs endoréiques et donc un Altiplano.

4. CLIMAT ANDIN INITIALEMENT ARIDE

   Un climat initialement aride est nécessaire aux développements de l'Escarpement Ouest Andin et du haut plateau occidental. Il explique aussi l'importante épaisseur du bassin Huallaga (sédiments stockés dans la zone déformée), et au contraire la faible sédimentation du bassin Salaverry.

5. ABSENCE D'ALTIPLANO DANS LES ANDES CENTRALES DU NORD

   La disparition de l'Altiplano dans les Andes Centrales du Nord est expliquée par l'incision du Marañón, qui aurait permis la vidange des bassins intramontagneux. Son incision est probablement corrélée au soulèvement tardif de la partie centrale de l'orogène d'environ 2.2 km depuis ~5-3 Ma, dont le système de drainage a pu être contrôlé par la faille active transpressive du Marañón (Villegas-Lanza et al., 2016).

6. EVOLUTION DU BASSIN AMAZONIEN

   Le changement du système de drainage marin-lacustre Pebas vers le bassin transcontinental amazonien est en grande partie expliqué par l'activation des failles de socles permiennes sous le bassin d'avant-pays et à la forte augmentation de l'apport sédimentaire.

Chapitre V

Conclusions générales de la thèse

1. Déformations néogènes de la croûte supérieure le long la marge occidentale des Andes Centrales du Nord

Cette thèse propose une nouvelle synthèse tectono-stratigraphique à travers l'avant-arc offshore et la Cordillère Occidentale (8-9°S), permettant de révéler la présence d'un chevauchement majeur à vergence Ouest (WAET) au pied de l'Escarpement Ouest Andin et des hauts plateaux occidentaux de la Cordillère Occidentale (ici le Plateau-Bassin Calipuy).
Au mur du WAET, la déformation s'est propagée sur le niveau de décollement des lutites de la Formation Jurassique Chicama. Au toit du WAET, des chevauchements secondaires de socle associés à une forte altération recoupent le Batholite Côtier, permettant la mise en place de minéralisations. Le bassin volcano-sédimentaire Calipuy est un bassin piggyback associé au WAET qui scelle la chaîne plissée d'avant-pays de l'orogène incaïque (MFTB). Les datations U-Pb sur zircons des roches volcaniques de la Formation Calipuy ont permis de montrer le diachronisme de ses dépôts. Le bassin devait se prolonger plus à l'Ouest, mais a été érodé lors de la propagation et du soulèvement du WAET. De part et d'autre du chevauchement, on retrouve la surface d'érosion post-Incaïque de l'Eocène moyen décalée par un rejet vertical de 1500 à 2000 m, qui permet d'estimer par la construction d'une coupe équilibrée un raccourcissement minimum de 3.5 km. Ce raccourcissement sera revu à la hausse grâce à la construction d'une coupe équilibrée d'échelle crustale traversant l'ensemble de l'orogène.
Grâce à l'analyse de coupes sismiques offshore, la surface d'érosion post-incaïque a été observée et prolongée dans l'avant-arc marin, aujourd'hui située à ~2500-1500 m de profondeur au niveau des bassins Trujillo et Salaverry. Le bassin Salaverry commence à se développer dès le Miocène inférieur en réponse au soulèvement andin et subside essentiellement depuis le Miocène supérieur-Pliocène, en recouvrant vers l'ouest le bassin distal Trujillo partiellement inversé et soulevé.

2. Formation-propagation du relief andin et évolution paléo-environnementale

L'élaboration d'une coupe à échelle crustale des Andes Centrales du Nord (5-9°S), construite grâce à l'étude du prisme orogénique occidental et des travaux précédemment publiés à l'Est,

a permis de mettre en évidence une architecture crustale à double vergence de la chaîne avec un raccourcissement minimum total de 158 km, réparti équitablement dans les prismes occidental et oriental (80 et 76 km) . Cette coupe est équilibrée grâce au marqueur régional de la surface d'érosion post-incaïque Eocène moyen, qui était située proche du niveau marin à ~39 Ma à travers toute la chaîne. En accord avec la géologie régionale et les données de géophysique profonde, cette coupe équilibrée montre que le raccourcissement suffit à expliquer l'épaississement crustal de la chaîne. L'importante épaisseur sous la Cordillère Occidentale est expliquée par le sous-charriage vers l'Est d'une partie de la zone de forearc et d'un duplex crustal sous les cordillères, accommodé en surface par un raccourcissement minimum de 80 km le long du WAET. Ces résultats expliquent le contraste géologique entre l'avant-arc et le reste des Andes. La modélisation directe géophysique (LitMod) montre une forte densité de ce bloc comparée à la Cordillère Occidentale, confirmant une composition d'origine très différente. Pour bien définir les structures crustales de la Cordillère Occidentale et pour expliquer les anomalies à l'air libre positives mises en évidence dans le Chapitre III, partie 2, il serait intéressant d'élaborer une carte des anomalies isostatiques résiduelles permettant de discerner les variations de densité intra-crustales.

La synthèse des âges de refroidissement AHe et AFT et la modélisation des histoires thermiques (provenant de cette étude et d'autres publications) indiquent une exhumation simultanée des prismes orogéniques occidental et oriental il y a environ 30 Ma. Une accélération généralisée et croissante de l'exhumation depuis ~17 et 8 Ma est observée, notamment avec l'accélération de l'exhumation du toit du WAET à 12-8 Ma, et de l'activation de la tectonique thick-skinned du bassin de Huallaga il y a ~8 Ma (Eude et al., 2015). Un différentiel d'exhumation a été calculé de parts et d'autres du WAET, avec une érosion totale de ~1980-3260 m et de ~3260-5240 m respectivement au mur et au toit du chevauchement.

Malgré une diminution de la convergence des plaques depuis 15-10 Ma (e.g. Maloney et al., 2013), cette accélération de la déformation est attribuée à l'entrée en subduction de la Ride Nazca il y a ~14-11 Ma (Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005). Ceci est corroboré par la modélisation LitMod, indiquant une absence de coin asthénosphérique, et donc une grande surface inter-plaques permettant le transfert et la propagation des déformations dans les prismes orogéniques sus-jacents.

Pour aller plus loin, il serait intéressant de faire une modélisation thermique permettant de simuler les âges thermochronologiques, les historiques d'exhumation et les données de vitrinite le long de notre coupe restaurée de type FetKin (Almendral et al., 2015).

Malgré le fait que l'équilibre isostatique soit atteint dans la modélisation des structures lithosphériques LitMod, l'Escarpement Ouest Andin, le haut plateau occidental andin (Calipuy) et les altitudes du Bassin de Huallaga ne sont pas reproduits, indiquant ainsi que d'autres processus façonnent le relief andin. La modélisation numérique tAo, prenant en compte les déformations tectoniques, la flexure lithosphérique, l'isostasie, les processus de surface (érosion-transport-sédimentation) contraints par des conditions climatiques particulières, a permis de tester et de confirmer que ce modèle d'épaississement crustal par raccourcissement d'un orogène à double vergence fonctionne. Les résultats montrent une très bonne concordance avec les épaisseurs crustales mesurées et la topographie, variant selon le climat. Cette modélisation montre qu'avec une accélération synchrone de la propagation des déformations dans les prismes orogéniques occidental et oriental (en trois étapes ; 30-17/17-8/8-0 Ma), le soulèvement des cordillères n'est quant à lui pas simultané. La Cordillère Orientale est soulevée très rapidement à ses altitudes actuelles entre 16 et 11 Ma, alors que le haut plateau occidental et l'Escarpement Ouest Andin sont soulevés à la même vitesse que le taux de raccourcissement, pour finalement atteindre les altitudes observées à 0 Ma.

Le soulèvement tardif des Andes Centrales observé grâce à la modélisation tAo montre de fortes variations topographiques, d'érosion, de sédimentation, et donc une influence sur les paléoenvironnements. Les modèles tAo ont montré une augmentation accrue de la sédimentation à partir du Miocène supérieur-Pliocène dans l'avant-arc, la région intramontagneuse et le bassin de Huallaga. Cet apport sédimentaire est corrélé aux dépôts tardifs de sédiments détritiques grossiers observés à la même époque dans ces bassins, interrompant les environnements de dépôt calmes marin (avant-arc), lacustre (région intramontagneuse) et marin-lacustre du système Pebas dans le bassin d'avant-pays amazonien. En effet, la modélisation montre un environnement de dépôt situé sous le niveau marin sur près de 400 km entre 30 et ~8 Ma, qui semble correspondre au système Pebas. Le changement de drainage au Miocène supérieur du bassin transcontinental amazonien, serait en parti dû à l'activation des chevauchements de socle du Bassin de Huallaga à ~8 Ma, et de l'apport significatif de matériel détritique dans la partie occidentale du Bassin de Marañón, ce qui, combiné à une subsidence dynamique et à l'apport conséquent de sédiments provenant du

Bassin Ucayali (non calculé dans le modèle), pourrait expliquer l'organisation actuelle du bassin d'avant-pays amazonien.

Ces résultats montrent qu'il faudra repenser le modèle géodynamique des Andes occidentales, souvent considérée comme un domaine figé, transporté passivement vers l'Est par le prisme orogénique oriental.

3. Héritage de l'orogène incaïque et érosion post-orogénique

L'analyse des coupes sismiques offshores, l'analyse des provenances sédimentaires (méthode U-Pb sur zircon) et la restauration des déformations de l'orogenèse andine ont permis de reconstruire des paléo-reliefs et domaines tectoniques incaïques préservés.

La coupe crustale a été restaurée grâce à la surface d'érosion majeure post-incaïque de l'Eocene moyen, préservée dans le bassin d'avant-pays amazonien, sous le bassin Calipuy et dans l'avant-arc, où elle a érodé et aplani les reliefs incaïques jusqu'au niveau de la mer. L'état restauré de la coupe montre le foredeep incaïque au niveau de de la Cordillère Occidentale actuelle, et le développement plus à l'Est d'un forebulge-backbulge au niveau du bassin d'avant-pays amazonien. Plus à l'Ouest, on retrouve le MFTB en position de wedge-top, avec un raccourcissement minimum de ~68-78 km (Eude, 2014; Mourier, 1988), qui a accommodé le déplacement d'une rampe crustale à vergence Est. C'est au toit de ce chevauchement majeur que le Batholite Côtier enregistre la plus grande exhumation, comme montré par son histoire thermique. Son exhumation est bien plus rapide avant la phase andine, ce qui montre qu'il a probablement subi une érosion durant la phase incaïque et post-orogénique.

Dans l'avant-arc, la surface d'érosion Eocène moyen scelle des déformations dans des sédiments situés sous le bassin Trujillo. Les déformations incaïques étaient donc étendues sur une très large portion de la marge. L'analyse des provenances de zircons d'une brèche du bassin Calipuy indique que le socle Protérozoïque, aujourd'hui couvert par le bassin Salaverry en offshore, était probablement la source principale du bassin Calipuy durant l'Eocène supérieur. Les bassins de Trujillo et Yaquina se sont formés pendant une période d'extension post-orogéne incaïque. Au niveau du bassin Calipuy, on retrouve ces structures extensives dans un environnement lacustre et volcanique. Finalement, cette phase de relaxation post-orogénique et d'extension de ~41 à 30 Ma semble très bien corrélée à la phase de diminution

des vitesses de convergence entre les plaques Nazca et Sud-Américaine (Maloney et al., 2013). Cette phase pourrait être générée par le retrait et rollback du slab, comme précédemment décrit dans les Andes Centrales du Sud (Horton, 2018b), pour expliquer le soulèvement rapide non-isostatique de la marge occidentale des Andes, une forte érosion des reliefs, accompagné par une augmentation du volcanisme et de l'extension.

L'accélération de la convergence à ~32 Ma (Maloney et al., 2013) semble avoir engendré le début de l'orogenèse andine, dont le début de l'exhumation est enregistré autour de 30 Ma.

Au début de l'Oligocène supérieur, le WAET est activé et la partie inférieure de la rampe crustale incaïque à vergence Est est reprise dans le sous-charriage du bloc d'avant-arc et du duplex crustal sous les cordillères.

4. Interactions tectono-climatiques et influences sur la morphologie des Andes et de l'Altiplano

La modélisation tAo montre que la formation de l'Escarpement Ouest Andin nécessite un climat initialement aride avant la mise en place effective de la barrière orographique. Cette condition climatique expliquerait aussi la préservation des sédiments dans le bassin Huallaga, la faible quantité de sédiments dans le bassin Salaverry et les épaisseurs sédimentaires érodées d'environ 1.2-2 km dans la région intramontagneuse. Cette modélisation calcule l'évolution des précipitations orographiques, montrant deux phases d'aridification du flanc Ouest des Andes. La première phase de diminution des précipitations se produit à 12-10 Ma, expliquée par le soulèvement rapide de la Cordillère Occidentale entre 16 et 11 Ma. Entre ~10 et 4 Ma, le soulèvement des deux cordillères engendre la subsidence des bassins intramontagneux et l'occurrence de grands lacs endoréiques, qui par évaporation vont maintenir les précipitations du flanc Ouest andin. Ce n'est qu'à partir du soulèvement tardif et homogène de la région intramontagneuse que l'érosion des sous-bassins et le comblement des lacs endoréiques génèrent l'aplanissement du relief et la formation de l'Altiplano, comme on le connait actuellement dans les Andes boliviennes.

Le modèle montre un soulèvement très hétérogène de ces bassins intramontagneux, avec un soulèvement majeur de ~2.2 km des parties de faibles altitudes à partir de 5-4 Ma. Etant donné que le soulèvement de l'Altiplano est considéré comme très tardif comparé au raccourcissement qui débuterait depuis au moins 30 Ma, la délamination lithosphérique est souvent proposée pour expliquer un soulèvement aussi rapide de ~2-3.7 km entre 10.3 et 6.7

Ma dans les Andes boliviennes (e.g. Garzione et al., 2006). En considérant uniquement la flexure lithosphérique et la géométrie des failles, la modélisation montre que le soulèvement du relief n'est pas forcement proportionnel à l'accélération des taux de raccourcissement, et que des processus profonds ne semblent pas nécessaires à la formation des Andes Centrales.

Les bassins intramontagneux des Andes Centrales du Nord ont été incisés par la rivière du Marañón et sont aujourd'hui vidangés, probablement depuis le soulèvement tardif de la partie centrale de l'orogène, il y a ~5-3 Ma.

Pour la suite, une modélisation TISC en trois dimensions (équivalent de tAo en 3D) serait très intéressante pour comprendre si l'incision de la Vallée du Marañón est générée par une diminution vers le nord de la quantité de raccourcissement, ou simplement guidé par le système en transpression de la faille de la vallée du Marañon.

Table des figures

Figure I-1 : Carte topographique de l'Amerique du Sud (ETOPO1 Global Relief Model) et segmentation latitudinale des Andes. Les variations de vitesse de la Plaque Nazca (cm/an) par rapport a la Plaque Sud-Americaine proviennent des etudes de Villegas-Lanza et al. (2016) pour le Perou, de Chlieh et al. (2011) pour le Sud du Perou et Nord du Chili, et de Schellart and Rawlinson (2013) pour les Andes du Sud. Les vitesses du rollback (cm/an) ont ete calculees par Schellart et al. (2008) par rapport au referentiel Indo-Atlantique. AP = Altiplano; PP = Puna Plateau; FA = Fitzcarrald Arch; JFR = Juan Fernandez Ridge; NR = Nazca Ridge. 17

Figure I-2 : Synthese des quantites de raccourcissement calculees pour les periodes orogeniques incaïque et andine. 20

Figure I-3 : Carte representant les deux zones de subduction plates en Amerique du Sud, l'emplacement des rides et plateaux oceaniques et du volcanisme actuel. Quatre coupes representent la geometrie du plan de subduction en Equateur (A), au centre du Perou (B), de la Bolivie (C) et du Chili (D) (Martinod et al., 2010). 22

Figure I-4 : Reconstitution du partitionnement de la tectonique regionale le long de la marge occidentale de la Plaque Sud-Americaine, en reponse a l'encrage du slab plongeant sous le bassin Amazonien, pendant la migration de la Plaque Nazca vers le Sud-Est. Les fleches representent le mouvement de la Plaque Nazca par rapport a une plaque Amerique du Sud fixe (Chen et al., 2019). 23

Figure I-5 : (a) Variation de la longueur de la Plaque Nazca subduite sous l'Amerique du Sud sur 6 localites differentes de long des Andes. (b) Coupe parallele a la fosse oceanique de la tomographie MITP08, montrant l'enfoncement progressif de la Plaque Nazca dans le manteau inferieur, du Nord vers le Sud (Chen et al., 2019). 24

Figure I-6 : Reconstruction de la subduction et migration de la Ride de Nazca et du plateau incaïque depuis le Miocene moyen (modifie a partir de Rosenbaum et al. (2005)) et localisation des points 1-2-3 de la Figure I-7. 25

Figure I-7 : Vitesses de convergence orthogonales et paralleles entre les plaques Nazca et Sud-Americaine aux points 1-2-3 localises sur la Figure I-6 (modifie a partir de Maloney et al. (2013)). Les barres violette et rouge representent respectivement la periode de subduction de la Plaque Farallon et de la Plaque Nazca..... 26

Figure I-8 : Cartes paleogeographiques du Perou au Cretace Inferieur-Superieur, associee a une coupe interpretative du bassin d'arriere-arc au Nord du Perou (Navarro-Ramirez et al., 2015). Ce bassin est aussi appele « Plateforme Peruvienne Occidentale ». 27

Figure I-9 : Cartes paleogeographiques et paleo-environnementales du Bassin Amazonien au Cenozoïque (Hoorn et al., 2010). 30

Figure I-10 : Carte geologique du Perou au millionieme (a gauche) issue de l'INGEMMET, et carte topographique correspondante montrant les unites morpho-tectoniques des Andes Centrales du Nord. Carte telechargeable sur le site 32

Figure I-11 : Profils topographiques des Andes Centrales du Nord aux Sud (5°S a 19°S). MR= Marañon River ; HR=Huallaga River ; UR=Ucayali River. 34

FIGURE I-12 : DISCONTINUITES MAJEURES DE DENSITE AU SEIN DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE : (A) ISOBATHES DE LA PROFONDEUR DU SLAB OCEANIQUE ESPACEES TOUS LES 25 KM ; (B) ISOBATHES DE LA LIMITE ASTHENOSPHERE-LITHOSPHERE ESPACEES TOUS LES 20 KM ; (C) ISOBATHES DU MOHO ESPACEES TOUS LES 10 KM (D'APRES TASSARA ET AL., 2006)..... 35
FIGURE I-13 : PRECIPITATIONS MOYENNES ANNUELLES (MONTGOMERY ET AL., 2001) 36
FIGURE I-14 : CARTE REPRESENTANT L'INFLUENCE DE L'OUVERTURE DU PASSAGE DE DRAKE SUR LA CIRCULATION DU COURANT DE HUMBOLDT LE LONG DE LA COTE. CES TEMPERATURES MONTRENT LE REFROIDISSEMENT DES EAUX DE SURFACE LORS DU DERNIER EVENEMENT GLACIAIRE (18 000 ANS), MESUREES A PARTIR DE FORAGES (LAMY ET AL., 2015). 37
FIGURE II-1 : GEODYNAMIC SETTINGS. (A) TECTONIC MAP OF THE NORTHERN CENTRAL ANDES OF PERU AND LOCATION OF THE ONSHORE STUDIED AREA (BLACK SQUARE, FIGURE 4). THE BASE MAP WAS PRODUCED USING THE ELEVATION DATA FROM 30 M ASTER GDEM V2 PUBLISHED BY NASA AND METI, WITH THE WGS84 / WORLD MERCATOR PROJECTION. SLAB CONTOURS OF THE NAZCA PLATE ARE FROM THE SLAB1.0 GLOBAL SUBDUCTION ZONE GEOMETRIES MODEL AND REPRESENTED BY THIN SOLID BLACK CURVES (HAYES ET AL., 2012). (B) SCHEMATIC LOCATION OF THE MAIN EXHUMED BASEMENTS AND THEIR OFFSHORE PROLONGATION PUBLISHED BY ROMERO ET AL. (2013). THE FAMATINIAN ARC HAS BEEN REPORTED FROM THE STUDIES OF BAHLBURG ET AL. (2011) AND REIMANN ET AL. (2010). THE PRESENT LOCATION OF THE SUBDUCTED NAZCA RIDGE AND THE RECONSTRUCTED EMPLACEMENT AT 14-12 MA ARE FROM ROSENBAUM ET AL. (2005). (C) SATELLITE IMAGE OF THE CALIPUY PLATEAU HIGHLIGHTING THE MAIN WESTERN ANDEAN ESCARPMENT (WAE), THE TRANSVERSE MOCHE AND TABLACHACA RIVERS, AND THE LOCATION OF PICTURES IN FIGURE 5 (REPRESENTED BY LETTERS A-B-C-D-E-F-G IN WHITE POINTS). MARAÑÓN FTB = MARAÑÓN FOLD-AND-THRUST-BELT; B = BALLENA; D = DELFIN; L = LOBOS; M = MORSA. 50
FIGURE II-2 : OFFSHORE SEISMIC INTERPRETATIONS OF THE 93-45 PROFILE CROSSING THE TRUJILLO AND SALAVERRY BASINS. SEE LOCATION ON FIGURE 1A. 56
FIGURE II-3 : OFFSHORE SEISMIC INTERPRETATIONS OF THE 20-07 AND 44-20 PROFILES, RESPECTIVELY TRANSVERSAL AND PARALLEL TO THE MAIN STRUCTURES, AND CROSSING THE CENTRAL PART OF THE TRUJILLO BASIN. SEE LOCATION ON FIGURE 1A. 57
FIGURE II-4 : GEOLOGICAL MAP AND STRUCTURAL CROSS-SECTION A-A' THROUGH THE CONTINENTAL FOREARC AND WESTERN CORDILLERA. GEOLOGICAL CONTACTS AND FAULTS HAVE BEEN COMPILED AND PARTLY MODIFIED FROM THE 1:100.000 INGEMMET GEOLOGICAL MAPS ACCORDING TO OUR FIELD OBSERVATIONS AND SATELLITE IMAGES ANALYSIS. LOCATIONS OF THE ANALYZED SAMPLES ARE PROJECTED ON THE GEOLOGICAL MAP AND STRUCTURAL CROSS-SECTION A-A'. MARAÑÓN FTB = MARAÑÓN FOLD-AND-THRUST-BELT; WAET = WESTERN ANDEAN ESCARPMENT THRUST. 59
FIGURE II-5 : PHOTOS OF FIELD OBSERVATIONS AND GEOLOGICAL CROSS-SECTION B-B' HIGHLIGHTING THE MAIN MIDDLE EOCENE PALEOSURFACE AND OBSERVED DEFORMATIONS IN THE WESTERN CORDILLERA. SEE LOCATIONS ON FIGURES 1C AND 4. (A) THE WESTERN ANDEAN ESCARPMENT AND THE CALIPUY PLATEAU-BASIN STRUCTURES. THE CALIPUY GROUP UNCONFORMABLY OVERLIES THE COASTAL BATHOLITH. (B) WEST-VERGING THRUST OF THE COASTAL BATHOLITH OVER THE CHICAMA FORMATION. A GOLD MINE IS LOCATED ALONG THE FAULT. (C) TABLACHACA SEDIMENTARY INFILL ON THE POST-INCAIC EROSIONAL SURFACE ERASING THE MFTB. (D) MIDDLE EOCENE UNCONFORMITY REMNANT IN THE WAET FOOTWALL AT ~1000 M HIGH, ILLUSTRATED BY THE CONTACT BETWEEN THE MIDDLE EOCENE TABLACHACA FORMATION AND THE CRETACEOUS CASMA FORMATION. (E) LARGE AMPLITUDE FOLDING OF THE CALIPUY GROUP AT THE SOUTH-WESTERN EDGE OF THE CALIPUY BASIN AND THE DEFORMED UNDERLYING COASTAL BATHOLITH. (F) TOP-TO-THE-WEST DRAG-FOLD AFFECTING THE CHICAMA FORMATION IN THE WAE FOOTWALL. (G) NORMAL FAULT ASSOCIATED WITH SLUMPS IN THE LOWER PART OF THE TABLACHACA FORMATION. 61

FIGURE II-6 : EAST-WEST TECTONOSTRATIGRAPHIC CORRELATIONS BETWEEN THE OFFSHORE TRUJILLO AND SALAVERRY BASINS OF THE FOREARC ZONE AND THE ONSHORE CALIPUY AND CAJABAMBA BASINS OF THE WESTERN CORDILLERA. THIS NEW SYNTHESIS IS BASED ON OUR OFFSHORE SEISMIC INTERPRETATIONS AND ONSHORE FIELD OBSERVATIONS, AND ACCORDING TO PREVIOUS STRATIGRAPHIC STUDIES (BELLIER ET AL., 1989; CERPA ET AL., 2008; MÉGARD, 1978, 1984; NAVARRO ET AL., 2010). NEW AND PREVIOUS KEY STRATIGRAPHIC AGES ARE REPORTED FROM EUDE (2014), NAVARRO (2013), NAVARRO ET AL. (2010), NOBLE AND MCKEE, (1999), AND WOODCOCK ET AL. (2009). OSH = OUTER SHELF HIGH; MFTB = MARAÑÓN FOLD-AND-THRUST-BELT. 63

FIGURE II-7 : ZIRCON AND APATITE U-PB DIAGRAMS OF FOUR SAMPLES PRESENTED IN TABLE 1. DIAGRAMS WERE PLOTTED BY USING ISOPLOT 3.75 OF LUDWIG (2012). (A) TERA-WASSERBURG CONCORDIA DIAGRAMS INCLUDING TOTAL ANALYZED SPOTS IN THE SAMPLE 16017. THE THIN BLACK LINE REPRESENTS THE UNFORCED DISCORDIA AND THE THICK BLACK LINE CHARACTERIZES THE FORCED DISCORDIA AT A COMMON PB VALUE OF 0.917, CALCULATED WITH THE STACEY AND KRAMERS (1975) COMMON PB MODEL. (B) WETHERILL CONCORDIA PLOT AND WEIGHTED AVERAGE DIAGRAM FOR THE SAMPLE 16040. (C-D) WETHERILL CONCORDIA DIAGRAMS AND PROBABILITY DENSITY PLOTS WITH AGE HISTOGRAMS FOR RESPECTIVELY THE SAMPLE 15020 AND 15037. N IS THE NUMBER OF GRAINS ILLUSTRATED PER SAMPLE. 65

FIGURE II-8 : REGIONAL BALANCED CROSS-SECTION FROM THE TRENCH TO THE MFTB (SEE FIGURE 1A FOR LOCATION). RESTAURATION HAS BEEN MADE AT THE BASE OF THE MIDDLE EOCENE. THE GREY CROSSES CHARACTERIZE SEISMIC EVENTS (M ≥ 5 BETWEEN 1976-2018) FROM THE GLOBAL CMT CATALOG SEARCH IN THE LITHOSPHERIC MANTLE AND THE NAZCA PLATE, AND FROM THE IRIS IEB AND WAGNER (1972) FOR THE CRUSTAL SEISMIC EVENTS, PROJECTED WITHIN A DISTANCE OF 100 KM. THE THICK DASHED GREY LINE REPRESENTS THE MOHO SECTION OF THE EXTRAPOLATED MOHO SURFACE (DELAUNAY TRIANGULATION ALGORITHM) FROM THE RECEIVER FUNCTIONS DATA OF CONDORI ET AL. (2017). THE SLAB CONFIGURATION IS FROM THE SLAB1.0 GLOBAL SUBDUCTION ZONE GEOMETRIES MODEL (HAYES ET AL., 2012). THE CENOZOIC PLUTONISM DOES NOT HAVE BEEN REPRESENTED TO GUARANTEE GREATER CLARITY. OSH = OUTER SHELF HIGH; MFTB = MARAÑÓN FOLD-AND-THRUST-BELT; WAET = WESTERN ANDEAN ESCARPMENT THRUST. 70

FIGURE II-9 : AGE-ELEVATION PROFILE AND INVERSE MODELING OF THE COASTAL BATHOLITH SAMPLES THROUGH THE WAE. (A) STRUCTURAL CROSS-SECTION A-A' THROUGH THE WAE AND CALIPUY PLATEAU-BASIN, AND SAMPLES LOCATIONS FOR THERMOCHRONOLOGY ANALYSIS. (B) AGE-ELEVATION PROFILE INCLUDING THE NEW AND PREVIOUS AFT AND AHE AGES OF (EUDE, 2014) AND (MICHALAK, 2013). (C) THERMAL HISTORIES INFERRED FROM INVERSE MODELING OF AFT DATA AND TRACK LENGTH MEASUREMENT FROM THIS STUDY (SAMPLES 16019 AND 16020), AND PREVIOUS AHE DATA (SAMPLES TRU137 AND TRU5) FROM EUDE (2014). SIMULATIONS WERE PERFORMED WITH THE QTQT CODE FROM (GALLAGHER, 2012) BY USING THE ANNEALING AND RADIATION DAMAGE MODELS OF (FLOWERS ET AL., 2009) AND (KETCHAM ET AL., 2007). THE REPRESENTED TEMPERATURE-TIME PATHS ARE THE EXPECTED MODELS (95% CREDIBLE INTERVALS) WITHOUT GEOLOGICAL CONSTRAINTS. THE MEASURED TRACK LENGTH DISTRIBUTIONS (GREY HISTOGRAMS) ARE REPRESENTED WITH PREDICTED ONES (CURVES). WAET = WESTERN ANDEAN ESCARPMENT THRUST. 72

FIGURE II-10 : SCHEMATIC THERMAL HISTORIES OF THE COASTAL BATHOLITH AND GRANITE SAMPLE 16017, CONSTRAINED BY U-PB AGE ON APATITE, AFT AND AHE COOLING AGES FROM THIS STUDY AND PREVIOUS WORKS OF EUDE (2014) AND MICHALAK (2013). THE COASTAL BATHOLITH EMPLACEMENT HAS BEEN REPORTED FROM ~102 TO 59 MA (MYERS, 1975; PITCHER AND BUSSELL, 1985). THE U-PB ZIRCON AGE OF THE SAMPLE 16017 HAS BEEN APPROXIMATED BY USING A MEAN COOLING RATE OF MAGMA EMPLACEMENT OF 33 °C/MYR, CALCULATED BY DAVIS (2010) FOR THE SIERRA NEVADA BATHOLITH. THE BLACK

curve represents the trench normal convergence velocity between the Farallon (Nazca) and the South America plates from Maloney et al. (2013). 75
Figure II-11 : Schematic sequential restoration from early Eocene to present, illustrating the erosion of the Incaic Orogen and subsequent building of the double verging Andean orogeny by the WAET propagation (Western Cordillera uplift), and opposite east-verging ramp (Eastern Cordillera uplift) since the late Oligocene. OSH = Outer Shelf High; MFTB = Marañón fold-and-thrust-belt; WAET = Western Andean Escarpment Thrust..... 77
Figure III-1: Structural map of northern Peru. The geological cross-section (a) from Prudhomme et al. (2019) and (b) from Eude et al. (2015) and Calderon et al. (2017a) are presented by thick blue line. The Moho depth calculated from teleseismic receiver functions (Condori et al., 2017) and from wide-angle seismic method (Hussong et al., 1976) are reported (see legend). The 1:1.000.000 background geological map was modified from the INGEMMET Geological Map of Peru available at http://geocatmin.ingemmet.gob.pe. MVF: Marañón Valley Fault; WAET: Western Andean Escarpment Thrust..... 92
Figure III-2 : Synthetic lithostratigraphic diagram along the balanced cross-section, modified from Calderon et al. (2017a) and Prudhomme et al. (2019), showing the main sampling formations for the thermochronological data presented in Figure 3. The forearc zone-WC transition is partly occulted by the large overthrust of the WAET. MFTB: Marañón Fold-and-Thrust Belt; WAET: Western Andean Escarpment Thrust. 95
Figure III-3 : Balanced cross-section of the northern Peruvian Andes (5-9°S), and projected previous low-temperature thermochronology studies of Michalak (2013), Eude (2014), Eude et al. (2015), Michalak et al., (2016), and Scherrenberg et al. (2016), Calderon et al. (2017b), Baby et al. (2018), and Prudhomme et al. (2019). Main lower and middle crust blocks are differentiated: 1: forearc block; 2: underthrusting horse block; 3: WC block; 4: EC block; 5: AFBS basement block. MFTB: Marañón Fold-and-Thrust Belt; WAET: Western Andean Escarpment Thrust; WC: Western Cordillera; EC: Eastern Cordillera. 97
Figure III-4 : Carte des profondeurs du Moho, calculees par interpolation des analyses de fonction recepteur (Condori et al., 2017) et de la sismique refraction (Hussong et al., 1976). 103
Figure III-5 : Donnees topographiques et anomalies gravimetriques le long la coupe transversale des Andes. (A) Carte topographique provenant du modele ETOPO1, ou sont reportees les donnees de flux de chaleur, les epicentres des seismes, ainsi que les isobathes du modele de geometrie de la subduction Slab1.0 (Hayes et al., 2012). (B) Carte des anomalies a l'air-libre produite a partir de toutes les mesures (Perupetro S.A. et BGI) localisees par les points noirs, en forme de ligne droite en offshore, et le long des routes et rivieres en onshore. (C) Carte des anomalies de Bouguer complete calculee a partir des anomalies a l'air libre avec le code GTeC (Cella, 2015). 105
Figure III-6 : Cartes des anomalies a l'air libre (haut) et de Bouguer complete (bas), ou sont localisees les failles principales, le batholite de la Cordillere Blanche, le complexe du Marañon et les contours des depots volcano-sedimentaires Neogene et Paleogene. 107
Figure III-7 : Carte du geoïde filtre a l'ordre et degre 9 provenant du modele gravitationnel terrestre EGM2008 (Pavlis et al., 2012). 108

FIGURE III-8 : RESULTATS DU MODELE M(A) D'UNE GEOMETRIE LITHOSPHERIQUE SIMPLIFIEE. LES DONNEES MESUREES SONT REPRESENTEES PAR LES COURBES BLEUES, ET DES DONNEES CALCULEES SONT PRESENTES PAR LES COURBES ROUGES. LES DONNEES PONCTUELLES MESUREES DU FLUX DE CHALEUR SONT REPRESENTEES PAR DES POINTS NOIRS. 110

FIGURE III-9: RESULTATS DU MODELE M(B) INCLUANT L'ARCHITECTURE CRUSTALE SIMPLIFIEE DE LA COUPE EQUILIBREE DE LA PARTIE PRECEDENTE. LES DONNEES MESUREES SONT REPRESENTEES PAR LES COURBES BLEUES, ET DES DONNEES CALCULEES SONT PRESENTES PAR LES COURBES ROUGES. LES DONNEES PONCTUELLES MESUREES DU FLUX DE CHALEUR SONT REPRESENTEES PAR DES POINTS NOIRS. 112

FIGURE IV-1: TOPOGRAPHIC MAP OF THE PERUVIAN AND NORTHERN BOLIVIAN ANDES SHOWING THE MAIN RIVERS, LAKES, AND MORPHO-TECTONIC PROVINCES. THE ALTIPLANO IS DELIMITED BY A THICK DASHED BLACK LINE; IT DISAPPEARS NORTHWARD WITH DEEP-INCISED MARAÑÓN VALLEY. THE BLUE AND YELLOW LINES INDICATE THE MODEL CROSS-SECTION IN THIS STUDY AND THE SPECIFIC EXTENT SHOWN IN FIGURE 9, RESPECTIVELY. (B) SIMPLIFIED GEOLOGICAL MAP OF NORTHERN PERU (FROM THE 1:1.000.000 GEOLOGICAL MAP OF INGEMMET AVAILABLE AT HTTP://GEOCATMIN.INGEMMET.GOB.PE/GEOCATMIN/). THICK RED LINE LOCATES PREVIOUS REGIONAL BALANCED CROSS-SECTIONS (THICK RED LINE) AND THE THICK BLUE DASHED LINE INDICATES THE MODELED CRUSTAL-SCALE BALANCED CROSS-SECTION. MFTB = MARAÑÓN FOLD-AND-THRUST-BELT 128

FIGURE IV-2 : PICTURES SHOWING THE MAIN MORPHO-TECTONIC PROVINCES AND THEIR TOPOGRAPHIC FEATURES. (A) THE WESTERN ANDEAN ESCARPMENT DELIMITS THE WESTERN CORDILLERA FROM THE FOREARC ZONE. THE HIGH WESTERN ANDEAN PLATEAU OF THIS REGION CORRESPONDS TO THE CALIPUY PLATEAU-BASIN MADE OF ERODED NEOGENE VOLCANO-SEDIMENTARY DEPOSITS, INTERCALATED WITH LACUSTRINE DEPOSITS. (B) EASTERN BOUNDARY OF THE HIGHLY DEFORMED WESTERN CORDILLERA (WITH INHERITED PERUVIAN-INCAIC DEFORMATIONS) SEPARATED FROM THE EASTERN CORDILLERA BY THE STEEP-SIDED MARAÑÓN RIVER. LAKE REMNANTS COMPOSED OF TRAVERTINES FORMS SEVERAL LEVELS OF TERRACES AT ~200 M ABOVE THE RIVER. (C) EASTERN PART OF THE HUALLAGA WEDGE-TOP BASIN. 132

FIGURE IV-3: PRESENT-DAY MORPHO-TECTONIC PROVINCES ALONG OUR 2D CRUSTAL CROSS-SECTION. (A) TOPOGRAPHIC SWATH PROFILE EXTRACTED FROM THE ASTER GLOBAL DIGITAL ELEVATION MAP AND SAMPLED EVERY 2 KM THROUGH 40 KM WIDE. THE PRECIPITATIONS RATES EXTRACTED FROM THE 30 ARC-MINUTE RESOLUTION MAP OF LEGATES AND WILLMOTT (1990) ARE DISPLAYED BY THE THICK BLUE CURVE. THE INTERANNUAL MEAN PRECIPITATION RATES, PROCESSED BY GUYOT (2018) FROM SENAMHI DATA (HTTPS://WWW.SENAMHI.GOB.PE/), ARE REPRESENTED BY BLUE DOTS. (B) EXHUMATION RATES CALCULATED IN NORTHERN PERU HAVE BEEN REPORTED ALONG THE SECTION WITH THEIR CORRESPONDING REFERENCES AND ASSOCIATED PERIOD (SEE DESCRIPTION IN SECTION 2.3.3). (C) SEDIMENTARY THICKNESSES OF THE NEOGENE BASINS ARE REPORTED FROM THE CRUSTAL BALANCED CROSS-SECTION OF PRUDHOMME ET AL. (IN PREP.). DEPTHS OF BURIAL OF A MIDDLE MIOCENE LACUSTRINE SHALES (FROM THE CAJABAMBA BASIN) CONSTRAINED BY MEASURED VITRINITE REFLECTANCE, CALCULATED FOR A GEOTHERMAL GRADIENT OF 25-40°C/KM (REPRESENTED BY TWO HISTOGRAM BARS), AND SHOWN IN TABLE IV-1. (D) CRUSTAL CROSS-SECTION BALANCED FROM PRUDHOMME ET AL. (IN PREP.). WC=WESTERN CORDILLERA; EC=EASTERN CORDILLERA; MR= MARAÑÓN RIVER POSITION (BLUE ARROW). 134

FIGURE IV-4 : STRUCTURAL EVOLUTION OBTAINED FOR MODEL M1 FROM 30 MA TO PRESENT (0 MA). NOTE THE ISOSTATIC DEEPENING OF THE BASE OF THE CRUST AS A RESULT OF ISOSTATIC COMPENSATION OF THE THRUST LOADING AND THE SURFACE MASS REDISTRIBUTION. NAMES OF BLOCKS AND FAULTS ARE RESPECTIVELY SHOWN BY NUMBERS AND LETTERS AS DESCRIBED IN TABLE IV-2. BOLD LINES INDICATE ACTIVE FAULTS. WC=WESTERN CORDILLERA; EC=EASTERN CORDILLERA; MR= MARAÑÓN RIVER POSITION (BLUE ARROW); B1-2-3-4=BASINS. 141

Figure IV-5: Final stage of M1 model. WC=Western Cordillera; EC=Eastern Cordillera; MR= Marañón River position (blue arrow); B1-3-4=Basins. 142
Figure IV-6 : Final stage of M2 model. WC=Western Cordillera; EC=Eastern Cordillera; SAZ=sub-Andean zone; MR= Marañón River position (blue arrow); B1-3-4=Basins. Horizontal blue lines in E indicate the location of water bodies (lakes and sea). 146
Figure IV-7 : Predicted percentage relative to present observed elevations from models M1-M2 (curves) and cumulative shortening rate (shaded region) since 30 Ma. 148
Figure IV-8 : Evolution obtained for Model 1. Topography (A) and orographic precipitation (B) since 20 Ma. WC=Western Cordillera; EC=Eastern Cordillera. 149
Figure IV-9 : Evolution of the orographic precipitations in the present-day leeward side since 30 Ma, as obtained from Model M1. 152
Figure IV-10 : Predicted lithospheric flexure and sedimentation in the Amazonian basin system. 155

Références

Abbühl, L. M., Norton, K. P., Jansen, J. D., Schlunegger, F., Aldahan, A., & Possnert, G. (2011). Erosion rates and mechanisms of knickzone retreat inferred from ^{10}Be measured across strong climate gradients on the northern and central Andes Western Escarpment. *Earth Surface Processes and Landforms, 36*(11), 1464–1473. https://doi.org/10.1002/esp.2164

Afonso, J. C., Fernàndez, M., Ranalli, G., Griffin, W. L., & Connolly, J. A. D. (2008). Integrated geophysical-petrological modeling of the lithosphere and sublithospheric upper mantle: Methodology and applications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *9*(5). https://doi.org/10.1029/2007GC001834

Afonso, J. C., Ranalli, G., Fernandez, M., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., & Faul, U. (2010). On the Vp/Vs - Mg# correlation in mantle peridotites: implications for the identification of thermal and compositional anomalies in the upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *289*, 606–618.

Albert, J. S., Lovejoy, N. R., & Crampton, W. G. R. (2006). Miocene tectonism and the separation of cis- and trans-Andean river basins: Evidence from Neotropical fishes. *Journal of South American Earth Sciences*, *21*(1–2), 14–27. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.07.010

Amórtegui, A., Lapierre, H., Jaillard, E., Martelat, J. E., Bosch, D., Bussy, F., Demant, A., & Brunet, P., (2005). Accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador. In *Sixth international symposium on Andean geodynamics, ISAG*, 42–45.

Anderson, R. B., Long, S. P., Horton, B. K., Thomson, S. N., Calle, A. Z., & Stockli, D. F. (2018). Orogenic Wedge Evolution of the Central Andes, Bolivia (21°S): Implications for Cordilleran Cyclicity. *Tectonics*, *37*(10), 3577–3609. https://doi.org/10.1029/2018TC005132

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kausel, E. (2010). The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics, 29*(2), 1–34. https://doi.org/10.1029/2008TC002427

Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., & Carrizo, D. (2015). Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, *143*, 1–35. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.005

Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., & Julià, J. (2013). Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. *Tectonophysics*, *609*, 82–96. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014

Atherton, M. P., & Webb, S. (1989). Volcanic facies, structure, and geochemistry of themarginal basin rocks of central Peru. *J. South Amer. Earth Sci. 2, 2*, 241–261.

Atherton, M. P. (1990). The Coastal Batholith of Peru: the product of rapid recycling of 'new'crust formed within rifted continental margin. *Geological Journal*, *25*(3–4), 337–349.

Atherton, M. P., & Petford, N. (1996). Plutonism and the growth of Andean Crust at 9°S from 100 to 3 Ma. *Journal of South American Earth Sciences*, *9*, 1–9.

Atherton, M. P., Pitcher, W. S., & Warden, V. (1983). The Mesozoic marginal basin of central Peru. *Nature, 305*(22), 303–306. https://doi.org/doi:10.1038/305303a0

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*(10), 883. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0883:NSCTCT>2.3.CO;2

Bahlburg, H., Vervoort, J. D., Andrew DuFrane, S., Carlotto, V., Reimann, C., & Cárdenas, J. (2011). The U–Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons of the Ordovician Ollantaytambo Formation, southern Peru, and the Ordovician provenance and paleogeography of southern Peru and northern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences, 32*(3), 196–209. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.07.002

Barazangi, M, & Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, (4), 686–692. https://doi.org/doi10.1130/0091-7613(1976)42.0.CO;2

Barazangi, M., & Isacks, B. L. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 57*(3), 537–555.

Barke, R., & Lamb, S. (2006). Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters, 249*(3–4), 350–367. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.012

Barker, P. F. (2001). Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews*, *55*(1), 1–39.

Beaumont, C., Fullsack, P., & Hamilton, J. (1992). Erosion control of active compressional orogens. *In: K.R. McClay (Ed.), Thrust Tectonics, Chapman and Hall, London*, 1–18.

Beck, S. L., & Zandt, G. (2002). The nature of orogenic crust in the central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B10), ESE 7-1-ESE 7-16. https://doi.org/10.1029/2000JB000124

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*(5), 407–410.

Bellier, O., Sébrier, M., Gasse, F., Fourtanier, E., & Robles, I. (1989). Evolution géodynamique mio-pliocène et quaternaire des bassins de la cordillère occidentale du Nord-Pérou. *Géodynamique*, *4*, 93–118.

Benavides-Caceres, V. (1999). Orogenic Evolution of the Peruvian Andes: The Andean Cycle. *Geology and Ore Deposits of the Central Andes, Brian J. Skinner,*. https://doi.org/10.5382/SP.07.03

Benavides-Cáceres, V. E. (1956). Cretaceous systems in northern Peru. *American Museum of Natural History Bulletin*, *108*, 353–494.

Bonnot, D. (1984). *Néotectonique et tectonique active de la Cordillère Blanche et du Callejon de Huaylas (Andes nord-péruviennes)*. Ph.D. thesis, Université de Paris-Sud.

Bühn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., & Dantas, E. L. (2009). High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais Da Academia Brasileira de Ciências, 81*(1), 99–114. https://doi.org/10.1590/S0001-37652009000100011

Cahill, T., & Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97*(B12), 17503–17529.

Calderon, Y., Vela, Y., Hurtado, C., Bolaños, R., Baby, P., Eude, A., et al. (2017b). Petroleum Systems Restoration of the Huallaga—Marañon Andean Retroforeland Basin, Peru. *In: AbuAli, M.A., Moretti, I., Nordgård Bolås, H.M., (Eds.), Petroleum Systems Analysis—Case Studies: AAPG Memoir 114,* 95–116. https://doi.org/10.1306/13602026M1143702

Calderon, Y., Baby, P., Hurtado, C., & Brusset, S. (2017a). Thrust tectonics in the Andean retro-foreland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications. *Marine and Petroleum Geology*, *82*, 238–250. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.009

Calvès, G., Auguy, C., de Lavaissière, L., Brusset, S., Calderon, Y., & Baby, P. (2017). Fore-arc seafloor unconformities and geology: Insight from 3-D seismic geomorphology

analysis, Peru. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18*(8), 3062–3077. https://doi.org/10.1002/2017GC007036

Cardona, A., Cordani, U. G., Ruiz, J., Valencia, V. A., Armstrong, R., Chew, D., et al. (2009). U-Pb zircon geochronology and Nd isotopic signatures of the pre-Mesozoic metamorphic basement of the eastern Peruvian Andes: growth and provenance of a late Neoproterozoic to Carboniferous accretionary orogen on the northwest margin of Gondwana. *The Journal of Geology, 117*(3), 285–305. https://doi.org/10.1086/597472

Cardoso, R. R., Hamza, V. M., & Alfaro, C. (2010). Geothermal resource base for South America: A continental perspective. *Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia*.

Carlotto, V. (2013). Paleogeographic and tectonic controls on the evolution of Cenozoic basins in the Altiplano and Western Cordillera of southern Peru. *Tectonophysics, 589*, 195–219. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.002

Carlson, R. L., & Jay Miller, D. (2004). Influence of pressure and mineralogy on seismic velocities in oceanic gabbros: Implications for the composition and state of the lower oceanic crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *109*(B9). https://doi.org/10.1029/2003JB002699

Casquet, C., Fanning, C. M., Galindo, C., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., & Torres, P. (2010). The Arequipa Massif of Peru: New SHRIMP and isotope constraints on a Paleoproterozoic inlier in the Grenvillian orogen. *Journal of South American Earth Sciences, 29*, 128–142. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.08.009

Catuneanu, O. (2018). First-order foreland cycles: Interplay of flexural tectonics, dynamic loading, and sedimentation. *Journal of Geodynamics*. https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.03.001

Cella, F. (2015). GTeC—A versatile MATLAB® tool for a detailed computation of the terrain correction and Bouguer gravity anomalies. *Computers & Geosciences*, *84*, 72–85. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.07.015

Cerpa, L., Carlotto, V., Navarro, P., Quispe, J., & Romero, D. (2008). Sedimentación y Tectónica en el área de Pallasca: La Formación Tablachaca. Presented at the XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, Edit. Soc. Geol.

Chaigneau, A., Dominguez, N., Eldin, G., Vasquez, L., Flores, R., Grados, C., & Echevin, V. (2013). Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from

shipboard ADCP data. *Journal of Geophysical Research: Oceans, 118*(10), 5251–5266. https://doi.org/10.1002/jgrc.20328

Chamberlain, K., & Bowring, S. (2010). Apatite-feldspar U-Pb thermochronometer: a reliable, mid-range (~450°C), diffusion-controlled system. *Chemical Geology, 172*, 173–200. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00242-4

Chávez, L., Navarro, P., & Mamani, M. (2013). Características geoquímicas del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) en el cuadrángulo Santiago de Chuco, norte del Perú. *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú, 107*, 36–40.

Chen, Y.-W., Wu, J., & Suppe, J. (2019). Southward propagation of Nazca subduction along the Andes. *Nature*, *565*(7740), 441–447. https://doi.org/10.1038/s41586-018-0860-1

Cherniak, D. J., & Watson, E. B. (2001). Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, *172*(1–2), 5–24. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00233-3

Cherniak, D. J., Lanford, W. A., & Ryerson, F. J. (1991). Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford backscattering techniques. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 55*(6), 1663–1673. https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90137-T

Chew, D. M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M. J., Gutjahr, M., Spikings, R. A., & Miškovic, A. (2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, *119*(5–6), 697–711.

Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., et al. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, *116*(B12). https://doi.org/10.1029/2010JB008166

Christophoul, F., Baby, P., & Celso, D. (2002). Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics, 345*, 281–298. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00217-7

Chulick, G. S., Detweiler, S., & Mooney, W. D. (2013). Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, *42*, 260–276. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.002

Clift, P. D., Pecher, I., Kukowski, N., & Hampel, A. (2003). Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision: Tectonic erosion of the Peruvian forearc. *Tectonics, 22*(3), 1023. https://doi.org/10.1029/2002TC001386

Cobbing, E. J. (1999). The Coastal Batholith and other aspects of Andean magmatism in Peru. *Geological Society, London, Special Publications*, *168*(1), 111–122.

Cobbing, Edwin John, & Pitcher, W. S. (1972). The Coastal Batholith of central Peru. *Journal of the Geological Society*, *128*, 421–460.

Coira, B, & Kay, S. M. (1993). Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna Plateau, Central Andes, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *113*, 40–58. https://doi.org/10.1007/BF00320830

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, *18*(3–4), 303–332.

Condori, C., França, G. S., Tavera, H. J., Albuquerque, D. F., Bishop, B. T., & Beck, S. L. (2017). Crustal structure of north Peru from analysis of teleseismic receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences*, *76*, 11–24. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.02.006

Connolly, J. (2005). Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and an application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters, 236*, 524–541.

Cooper, F. J., Adams, B. A., Blundy, J. D., Farley, K. A., McKeon, R. E., & Ruggiero, A. (2016). Aridity-induced Miocene canyon incision in the Central Andes. *Geology*, *44*(8), 675–678.

Cossío, A. (1964). Geología de los cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa (Hojas 17-g y 18-g). *Boletín Del INGEMMET. Serie A, Carta Geológica Nacional, 8*.

Couch, R., Whitsett, R., Huehn, B., & Briceno-Guarupe, L. (1981). Structure of the continental margin of Peru and Chile. *Geological Society of America Memoirs 154,*.

Dalmayrac, B., & Molnar, P. (1981). Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth and Planetary Science Letters*, *55*, 473–481. https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90174-6.

Davis, J. (2010). *Thermochronology and cooling histories of plutons: implications for incremental pluton assembly*. Ph.D. thesis, University of North Carolina.

Donelick, R. A., O'Sullivan, P. B., & Ketcham, R. A. (2005). Apatite fission-track analysis. *In: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Eds.), Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications: Rev. Mineral. Geochem., 58*, 49–94.

Dougherty, S. L. (2014). *Seismic structure along transitions from flat to normal subduction: central Mexico, southern Peru, and southwest Japan*. Ph.D. thesis, California Institute of Technology.

Dunbar, R. B., Marty, R. C., & Baker, P. A. (1990). Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco basins, Peru. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 77*(3–4), 235–261. https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90179-B

Eagles, G., Livermore, R., & Morris, P. (2006). Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway. *Earth and Planetary Science Letters*, *242*(3–4), 343–353. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.060

Eakin, C. M., Lithgow-Bertelloni, C., & Dávila, F. M. (2014). Influence of Peruvian flat-subduction dynamics on the evolution of western Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*, *404*, 250–260. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.027

Eakin, C. M., Long, M. D., Wagner, L. S., Beck, S. L., & Tavera, H. (2015). Upper mantle anisotropy beneath Peru from SKS splitting: Constraints on flat slab dynamics and interaction with the Nazca Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, *412*, 152–162. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.015

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., et al. (2007). How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology, 35*(6), 515–518. https://doi.org/10.1130/G23237A.1

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 modeling. *Tectonics, 27*(3). https://doi.org/10.1029/2007TC002175

Eude, A. (2014). *La croissance des Andes centrales du nord du Pérou (5-9S): Propagation d'un prisme orogénique dans un contexte d'héritage tectonique et de subduction plane*. Ph.D. thesis, Université Toulouse III Paul Sabatier, Toulouse.

Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., & Soula, J.-C. (2015). Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. *Tectonics*, *34*(4), 715–730. https://doi.org/10.1002/2014TC003641

Fan, G., Wallace, T. C., Beck, S. L., & Chase, C. G. (1996). Gravity anomaly and flexural model: constraints on the structure beneath the Peruvian Andes. *Tectonophysics, 255*, 99–109.

Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., & Hérail, G. (2005). Late Cenozoic deformation and uplift of the 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*(4), 1–27. https://doi.org/10.1029/2004TC001667

Farley, K. A. (2000). Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research, 105*(B2), 2903–2914. https://doi.org/10.1029/1999JB900348

Figueiredo, J., Hoorn, C., van der Ven, P., & Soares, E. (2010). Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin: Reply. *Geology, 38*(213).

Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Shuster, D. L., & Farley, K. A. (2009). Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 73*(8), 2347–2365. https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.015

Gallagher, K. (1995). Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters, 136*, 421–435. https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00197-K

Gallagher, K. (2012). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117*(B2). https://doi.org/10.1029/2011JB008825

Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *J Geol Soc London*, *129*, 93–131.

Garcia-Castellanos, D. (2007). The role of climate during high plateau formation. Insights from numerical experiments. *Earth and Planetary Science Letters, 257*(3–4), 372–390. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.039

Garcia-Castellanos, D., & Jiménez-Munt, I. (2015). Topographic Evolution and Climate Aridification during Continental Collision: Insights from Computer Simulations. *PLoS ONE, 10*(8), e0132252. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0132252

Garcia-Castellanos, D., & O'Connor, J. E. (2018). Outburst floods provide erodability estimates consistent with long-term landscape evolution. *Scientific Reports, 8*(1). https://doi.org/10.1038/s41598-018-28981-y

Garreaud, R. D., Molina, A., & Farias, M. (2010). Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. *Earth and Planetary Science Letters, 292*(1–2), 39–50. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.017

Garzione, C. N. (2008). Surface uplift of Tibet and Cenozoic global cooling. *Geology*, *36*(12), 1003. https://doi.org/10.1130/focus122008.1

Garzione, C. N., Molnar, P., Libarkin, J. C., & MacFadden, B. J. (2006). Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, *241*(3–4), 543–556. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.026

Garzione, C. N., Hoke, G. D., Libarkin, J. C., Withers, S., MacFadden, B., Eiler, J., et al. (2008). Rise of the Andes. *Science*, *320*(5881), 1304–1307.

George, S. W. M., Horton, B. K., Jackson, L. J., Moreno, F., Garzione, C. N., Carlotto, V. (2019). Sediment provenance variations during contrasting Mesozoic-early Cenozoic tectonic regimes of the northern Peruvian Andes and Santiago-Marañón foreland basin. *In: Horton, B.K., Folguera, A., Elsevier Ed., Andean Tectonics*.

Gerbault, M., Martinod, J., & Hérail, G. (2005). Possible orogeny-parallel lower crustal flow and thickening in the Central Andes. *Tectonophysics, 399*(1–4), 59–72. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.015

Ghosh, P., Garzione, C. N., & Eiler, J. M. (2006). Rapid uplift of the Altiplano revealed through ^{13}C-^{18}O bonds in paleosol carbonates. *Science*, *311*, 511–515.

Giovanni, M. K. (2007). *Tectonic and thermal evolution of the Cordillera Blanca detachment system, Peruvian Andes: Implication for normal faulting in a contractionnal orogen [unpublished Ph.D. thesis]*. Ph.D. thesis, University of California–Los Angeles.

Götze, H.-J., & Krause, S. (2002). The Central Andean gravity high, a relic of an old subduction complex? *Journal of South American Earth Sciences*, *14*(8), 799–811.

Gregory-Wodzicki, K. M. (2000). Uplift history of the Central and Northern Andes: a review. *Geological Society of America Bulletin*, *112*(7), 1091–1105.

Grevemeyer, I., Kaul, N., & Kopf, A. (2009). Heat flow anomalies in the Gulf of Cadiz and off Cape San Vicente, Portugal. *Marine and Petroleum Geology, 26*, 795–804.

Guillaume, B., Moroni, M., Funiciello, F., Martinod, J., & Faccenna, C. (2010). Mantle flow and dynamic topography associated with slab window opening: Insights from laboratory models. *Tectonophysics, 496*(1–4), 83–98. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.10.014

Gunnell, Y., Thouret, J.-C., Brichau, S., Carter, A., & Gallagher, K. (2010). Low-temperature thermochronology in the Peruvian Central Andes: implications for long-term continental denudation, timing of plateau uplift, canyon incision and lithosphere dynamics. *Journal of the Geological Society, 167*(4), 803–815. https://doi.org/10.1144/0016-76492009-166

Gutscher, M.-A., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P., & Maury, R. (1999). The "lost Inca Plateau": Cause of flat subduction beneath Peru? *Earth and Planetary Science Letters*, *171*(3), 335–341.

Gutscher, Marc-André, Spakman, W., Bijwaard, H., & Engdahl, E. R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, *19*(5), 814–833. https://doi.org/10.1029/1999TC001152

Gvirtzman, Z., & Nur, A. (1999). Plate detachment, asthenosphere upwelling, and topography across subduction zones. *Geology, 27*(6), 563–566. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0563:PDAUAT>2.3.CO;2

Haederle, M., & Atherton, M. P. (2002). Shape and intrusion style of the Coastal Batholith, Peru. *Tectonophysics*, *345*, 17–28.

Hampel, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, *203*(2), 665–679.

Hartley, A. (2003). Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society*, *160*(1), 7–10.

Hayes, G. P., Wald, D. J., & Johnson, R. L. (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117*(B1). https://doi.org/10.1029/2011JB008524

Heit, B., Sodoudi, F., Yuan, X., Bianchi, M., & Kind, R. (2007). An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America. *Geophysical Research Letters*, *34*(14). https://doi.org/10.1029/2007GL030317

Henry, S. G. (1981). *Terrestrial heat flow overlying the Andean subduction zone*. Ph.D. thesis, University of Michigan, Ann Arbor.

Henry, S. G., & Pollack, H. N. (1988). Terrestrial heat flow above the Andean subduction zone in Bolivia and Peru. *Journal of Geophysical Research*, *93*(B12), 15153–15162.

Herbozo, G., Hübscher, C., Kaul, N., Wagner, M., Pecher, I., & Kukowski, N. (2013). Influence of recent depositional and tectonic controls on marine gas hydrates in Trujillo Basin, Peru Margin. *Marine Geology*, *340*, 30–48. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.04.010

Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., & Bolaños, R. (2005). The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *Journal of South American Earth Sciences, 19*(1), 21–34. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.005

von Herzen, R. P., & Uyeda, S. (1963). Heat flow through the eastern Pacific ocean floor. *Journal of Geophysical Research*, *68*(14), 4219–4250. https://doi.org/10.1594/PANGAEA.807811

Hoke, G. D., & Garzione, C. N. (2008). Paleosurfaces, paleoelevation, and the mechanisms for the late Miocene topographic development of the Altiplano plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, *271*(1–4), 192–201. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.008

Hoke, G. D., Isacks, B. L., Jordan, T. E., Blanco, N., Tomlinson, A. J., & Ramezani, J. (2007). Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30'-22°S. *Tectonics*, *26*(5). https://doi.org/10.1029/2006TC002082

Hoke, L., & Lamb, S. (2007). Cenozoic behind-arc volcanism in the Bolivian Andes, South America: Implications for mantle melt generation and lithospheric structure. *Journal of the Geological Society of London, 164*, 795–814. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-092

Holland, T., & Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.*, *16*, 309–343.

Hollister, V. F., & Sirvas B., E. (1978). The Calipuy Formation of northern Peru, and its relation to volcanism in the northern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *4*, 89–98.

Hoorn, C., Wesselingh, F. P., Steege, M. A., Bermudez, M. A., Mora, A., Sevink, J., et al. (2010). Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science*, *330*, 927–931. https://doi.org/10.1126/science.1194585

Hoorn, C. (1993). Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic stud. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *105*, 667–309.

Horton, B. K. (1999). Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the Central Andes. *Tectonics, 18*, 1292–1304. https://doi.org/10.1029/1999TC900051

Horton, B. K., Hampton, B. A., & Waanders, G. L. (2001). Paleogene synorogenic sedimentation in the Altiplano plateau and implications for initial mountain building in the central Andes. *Geological Society of America Bulletin, 113*(11), 1387–1400. https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1387:PSSITA>2.0.CO;2

Horton, B. K., Hampton, B. A., Lareau, B. N., & Baldellon, E. (2002). Tertiary Provenance History of the Northern and Central Altiplano (Central Andes, Bolivia): A Detrital

Record of Plateau-Margin Tectonics. *Journal of Sedimentary Research, 72*(5), 711–726. https://doi.org/10.1306/020702720711

Horton, B. K. (2018a). Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews, 178*, 279–309. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.025

Horton, B. K. (2018b). Tectonic regimes of the Central and Southern Andes: responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics, 37*(2), 402–429. https://doi.org/10.1002/2017TC004624

Horton, B. K., & Fuentes, F. (2016). Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. *Geology, 44*(8), 647–650. https://doi.org/10.1130/G37918.1

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*(12), 1453–1464. https://doi.org/10.1002/joc.938

von Huene, R., & Lallemand, S. (1990). Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin, 102*(6), 704–720. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0704:TEATJA>2.3.CO;2

Hurtado, C., Roddaz, M., Santos, R. V., Baby, P., Antoine, P.-O., & Dantas, E. L. (2018). Cretaceous-early Paleocene drainage shift of Amazonian rivers driven by Equatorial Atlantic Ocean opening and Andean uplift as deduced from the provenance of northern Peruvian sedimentary rocks (Huallaga basin). *Gondwana Research*, *63*, 152–168. https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.05.012

Husson, L., & Sempere, T. (2003). Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow. *Geophysical Research Letters, 30*(5). https://doi.org/10.1029/2002GL016877

Hussong, D. M., Edwards, P. B., Johnson, S. H., Campbell, J. F., & Sutton, G. H. (1976). Crustal structure of the Peru–Chile trench: 8°–12°S latitude. *The Geophysics of the Pacific Ocean 608 Basin and Its Margins., in: AGU Geophysical Monograph 19*, 71–81.

Ibaraki, M. (1990). Eocene through Pleistocene planktonic foraminifers off Peru, Leg 112; Biostratigraphy and Paleoceanography (pp. 239–262). Presented at the Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results, 112,.

Isacks, B. L. (1988). Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research, 93*(B4), 3211–3231. https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211

Isacks, B. L. (1992). Long-term land surface processes; erosion, tectonics and climate history in mountain belts. *In: TERRA-1: Understanding the Terrectrial Environment, Ed. PM Mather*, 21–36.

Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., & Dumont, J. F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. *Tectonic Evolution of South America, 31*, 481–559.

Jaillard, E. (1987). Sedimentary evolution of an active margin during middle and Upper Cretaceous times: the north Peruvian margin from late Aptian up to Senonian. *Geologische Rundschau, 76*, 677–697.

Jaillard, E. (1994). Kimmeridgian to Paleocene Tectonic and Geodynamic Evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) Margin. *In: Salfity, J.A. (Ed.), Cretaceous Tectonics in the Andes. Vieweg,* 101–167.

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*(1–3), 41–53. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00107-7

Jaimes, F. (2013). Evidencias de una franja ferrífera en el límite entre la Cordillera Occidental y la faja costanera, noroeste del Perú. *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú, 107*, 94–98.

Jeffery, M. L., Poulsen, C. J., & Ehlers, T. (2012). Impacts of Cenozoic global cooling, surface uplift, and an island seaway on South American paleoclimate and precipitation δ18O. *GSA Bulletin*, *124*(3/4), 335–351. https://doi.org/10.1130/B30480.1

Jones, P. R. (1981). Crustal structures of the Peru continental margin and adjacent Nazca plate, 9°S latitude. *Geological Society of America*, *154*, 423–444. https://doi.org/10.1130/MEM154-p423

Kay, R. W., & Kay, S. M. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics, 219*(1–3), 177–189.

Kay, S. M., & Coira, B. L. (2009). Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America Memoirs, 204*(0), 229–259. https://doi.org/10.1130/2009.1204(11)

Kay, S. M., Coira, B. L., & Viramonte, J. (1994). Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research, 99*(B012), 24323–24339.

Kennan, L., Lamb, S. H., & Hoke, L. (1997). High-altitude palaeosurfaces in the Bolivian Andes: evidence for late Cenozoic surface uplift. *Geological Society, London, Special Publications, 120*(1), 307–323. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.120.01.20

Kennett, J. P., Houtz, R. E., Andrews, P. B., Edwards, A. R., Gostin, V. A., Hajós, M., et al. (1975). Cenozoic paleoceanography in the southwest Pacific Ocean, Antarctic glaciation, and the development of the Circum-Antarctic Current. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, *29*, 1155–1169.

Ketcham, R. A., Carter, A., Donelick, R. A., Barbarand, J., & Hurford, A. J. (2007). Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist, 92*(5–6), 799–810. https://doi.org/10.2138/am.2007.2281

Kim, Y., Miller, M. S., Pearce, F., & Clayton, R. W. (2012). Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in central Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *13*(7). https://doi.org/10.1029/2012GC004033

Krabbenhöft, A., Bialas, J., Kopp, H., Kukowski, N., & Hübscher, C. (2004). Crustal structure of the Peruvian continental margin from wide-angle seismic studies. *Geophysical Journal International*, *159*(2), 749–764. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02425.x

Krogstad, E. J., & Walker, R. J. (1994). High closure temperatures of the U-Pb system in large apatites from the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 58*(18), 3845–3853.

Kulm, L. D., Prince, R. A., French, W., Johnson, S., & Masias, A. (1981). Crustal structure and tectonics of the central Peru continental margin and trench. *Geological Society of America, 154*, 445–468. https://doi.org/10.1029/97TC00495

Kulm, L. D., Resig, J. M., Thornburg, T. M., & Schrader, H.-J. (1982). Cenozoic structures, stratigraphy and tectonics of the central Peru forearc. *Geological Society, London, Special Publications, 10*, 151–169.

Lagabrielle, Y., Goddéris, Y., Donnadieu, Y., Malavieille, J., & Suarez, M. (2009). The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. *Earth and Planetary Science Letters*, *279*(3–4), 197–211. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.037

Lamb, S., & Davis, P. (2003). Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature, 425*(6960), 792.

Lamb, S., & Hoke, L. (1997). Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics, 16*(4), 623–649. https://doi.org/10.1029/97TC00495

Lamy, F., Arz, H. W., Kilian, R., Lange, C. B., Lembke-Jene, L., Wengler, M., et al. (2015). Glacial reduction and millennial-scale variations in Drake Passage throughflow. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *112*(44), 13496–13501. https://doi.org/10.1073/pnas.1509203112

Lawver, L. A., & Gahagan, L. M. (2003). Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 198*(1–2), 11–37. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00392-4

Legates, D. R., & Willmott, C. J. (1990). Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *International Journal of Climatology, 10*, 111–127.

Leier, A., McQuarrie, N., Garzione, C., & Eiler, J. (2013). Stable isotope evidence for multiple pulses of rapid surface uplift in the Central Andes, Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, *371–372*, 49–58. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.025

Livermore, R., Nankivell, A., Eagles, G., & Morris, P. (2005). Paleogene opening of Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters*, *236*(1–2), 459–470. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.027

Loewy, S. L., Connelly, J. N., & Dalziel, I. W. (2004). An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin, 116*(1–2), 171–187.

Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics, 404*, 237–264.

Louterbach, M., Roddaz, M., Antoine, P.-O., Marivaux, L., Adnet, S., Bailleul, J., et al. (2018). Provenance record of late Maastrichtian-late Palaeocene Andean Mountain building in the Amazonian retroarc foreland basin (Madre de Dios basin, Peru). *Terra Nova, 30*(1), 17–23. https://doi.org/10.1111/ter.12303

Lyon-Caen, H., Molnar, P., & Suarez, G. (1985). Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters, 75*, 81–92. https://doi.org/10.1016/0012-821x(85)90053-6.

Ma, Y., & Clayton, R. W. (2014). The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, *395*, 61–70. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.013

Ma, Y., & Clayton, R. W. (2015). Flat slab deformation caused by interplate suction force. *Geophysical Research Letters*, *42*(17), 7064–7072. https://doi.org/10.1002/2015GL065195

Maloney, K. T., Clarke, G. L., Klepeis, K. A., & Quevedo, L. (2013). The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics, 32*(5), 1049–1065. https://doi.org/10.1002/tect.20067

Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin, 122*(1–2), 162–182. https://doi.org/10.1130/B26538.1

Manea, V. C., Manea, M., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Valenzuela, R. W., Husker, A., & Kostoglodov, V. (2017). A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. *Tectonophysics*, *695*, 27–52. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.037

Margirier, A., Robert, X., Audin, L., Gautheron, C., Bernet, M., Hall, S., & Simon-Labric, T. (2015). Slab flattening, magmatism, and surface uplift in the Cordillera Occidental (northern Peru). *Geology*, *43*(11), 1031–1034.

Marot, M., Monfret, T., Gerbault, M., Nolet, G., Ranalli, G., & Pardo, M. (2014). Flat versus normal subduction zones: a comparison based on 3-D regional traveltime tomography and petrological modelling of central Chile and western Argentina (29 -35 S). *Geophysical Journal International*, *199*(3), 1633–1654. https://doi.org/10.1093/gji/ggu355

Martínez, F., Bonini, M., Montanari, D., & Corti, G. (2016). Tectonic inversion and magmatism in the Lautaro Basin, northern Chile, Central Andes: A comparative approach from field data and analog models. *Journal of Geodynamics*, *94–95*, 68–83. https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.02.003

Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters, 299*(3–4), 299–309. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.010

Martinod, J., Funiciello, F., Faccenna, C., Labanieh, S., & Regard, V. (2005). Dynamical effects of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models. *Geophysical Journal International*, *163*(3), 1137–1150.

McDonough, W. F., & Sun, S. -s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology, 120*, 223–253.

McGlashan, N., Brown, L., & Kay, S. (2008). Crustal thickness in the central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geophysical Journal International*, *175*(3), 1013–1022. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03897.x

McKee, E. H., & Noble, D. C. (1990). Cenozoic tectonic events, magmatic pulses, and base- and precious-metal mineralization in the central Andes.

McLaughlin, D. H. (1924). Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. *GSA Bulletin, 35*(3), 591–632. https://doi.org/10.1130/GSAB-35-591

McNulty, B., & Farber, D. (2002). Active detachment faulting above the Peruvian flat slab. *Geology*, *30*(6), 567–570.

McNulty, B. A., Farber, D. L., Wallace, G. S., Lopez, R., & Palacios, O. (1998). Role of plate kinematics and plate-slip-vector partitioning in continental magmatic arcs: Evidence from the Cordillera Blanca, Peru. *Geology*, *26*, 827–830. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0827:ROPKAP>2.3.CO;2

McQuarrie, N. (2002a). Initial plate geometry, shortening variations, and evolution of the Bolivian orocline. *Geology*, *30*(10), 867–870.

McQuarrie, N. (2002b). The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau. *Geological Society of America Bulletin*, *114*(8), 950–963.

McQuarrie, N., Barnes, J. B., & Ehlers, T. A. (2008). Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15-17°S). *Tectonics*, *27*(3). https://doi.org/10.1029/2006TC002054

Mégard, F. (1973). *Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central*. Ph.D. thesis, Université de Montpellier.

Mégard, F. (1978). Etude géologique des Andes du Pérou Central. *Mémoire de l'Office de La Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer*, (86), 310 p.

Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, *141*(5), 893–900. https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0893

Mégard, F. (1987). Structure and evolution of the Peruvian Andes. *In: Schaer, J.P., Rodgers, J. (Eds.), The Anatomy of Mountain Ranges. Princeton University Press,* 179–210.

van der Meijde, M., Julià, J., & Assumpção, M. (2013). Gravity derived Moho for South America. *Tectonophysics*, *609*, 456–467. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.023

Mettier, R., Schlunegger, F., Schneider, H., Rieke-Zapp, D., & Schwab, M. (2009). Relationships between landscape morphology, climate and surface erosion in northern Peru at 5°S latitude. *International Journal of Earth Sciences*, *98*(8), 2009–2022. https://doi.org/10.1007/s00531-008-0355-7

Michalak, M. J. (2013). Exhumation Of The Peruvian Andes; Insights From Mineral Chronometers. Ph.D. thesis, University of California Santa Cruz.

Michalak, M. J., Hall, S. R., Farber, D. L., Audin, L., & Hourigan, J. K. (2016). (U-Th)/He thermochronology records late Miocene accelerated cooling in the north-central Peruvian Andes. *Lithosphere*, *8*(2), 103–115. https://doi.org/10.1130/L485.1

Mišković, A., Spikings, R. A., Chew, D. M., Košler, J., Ulianov, A., & Schaltegger, U. (2009). Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geological Society of America Bulletin, 121*(9–10), 1298–1324.

Monsch, K. A. (1998). Miocene fish faunas from the northwestern Amazonia basin (Colombia, Peru, Brazil) with evidence of marine incursions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 143*(1–3), 31–50.

Montgomery, D. R., Balco, G., & Willett, S. D. (2001). Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, *29*(7), 579–582.

Moucha, R., Forte, A. M., Mitrovica, J. X., & Daradich, A. (2007). Lateral variations in mantle rheology: implications for convection related surface observables and inferred viscosity models. *Geophysical Journal International, 169*(1), 113–135. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03225.x

Mourier, T. (1988). *La transition entre Andes marginales et Andes cordilleraines à ophiolites: évolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba (3° à 8° Lat. S; Nord Pérou-Sud Equateur).* Ph.D. thesis, Université de Paris-Sud XI.

Mukasa, S. B. (1984). *Comparative Pb isotope systematics and zircon U-Pb geochronology for the Coastal, San Nicolas and Cordillera Blanca batholiths, Peru [unpublished Ph.D. thesis]*. Ph.D. thesis, University of California– Santa Barbara, Santa Barbara.

Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *9*(4). https://doi.org/10.1029/2007GC001743

Muñoz, M. (2005). No flat Wadati–Benioff Zone in the central and southern central Andes. *Tectonophysics*, *395*(1–2), 41–65. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.002

Muñoz, N., & Charrier, R. (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences, 9*(3/4), 171–181. https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00004-1

Myers, J. S. (1975). Cauldron subsidence and fluidization: Mechanisms of intrusion if the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ajecta. *Geological Society of America Bulletin*, *86*, 1209–1220.

Navarro, P. (2013). Nuevas dataciones en el segmento sur de Cajamarca. *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú, 107*, 31–35.

Navarro, P., Rivera, M., & Monge, R. (2010). Geología y metalogenia del Grupo Calipuy (volcanismo cenozoico), segmento Santiago de Chuco, Norte del Perú. *Boletín Del INGEMMET. Serie D, 28*.

Navarro-Ramirez, J. P., Bodin, S., Heimhofer, U., & Immenhauser, A. (2015). Record of Albian to early Cenomanian environmental perturbation in the eastern sub-equatorial Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 423*, 122–137. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.01.025

Niemeyer, H. (1979). Nodulos maficos y ultramafico en basaltos alcalinos de la Meseta Buenos Aires, Lago General Carrera, Provincia De Aysen, Chile. *Assoc Geol Argentina Rev 33*, 63–75.

Niu, Y., & Hékinian, R. (1997). Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast-spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters, 146*, 243–258.

Noble, D. C., & McKee, E. . H. (1999). The Miocene metallogenic belt of central and northern Peru. *In: Skinner, B.J., (Ed.) Geology and Ore Deposits of the Central Andes. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7,* 155–193. https://doi.org/10.5382/SP.07.05

Noble, D. C., & Wise, J. M. (2016). Timing of Incaic deformation and subsequent erosion, middle Eocene volcanism, and plutonism in central Southern Peru with implications for mineralization. In *XVIII Congreso Nacional de Geológia, Resumes Extendidos*.

Noble, D. C., McKee, E. H., & Mégard, F. (1979). Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin*, *90*(10), 903–907.

Noble, D.C., McKee, E. H., Farrar, E., & Petersen, U. (1974). Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, *21*(2), 213–220.

Noble, D.C., McKee, E. H., & Mégard, F. (1978). Eocene uplift and unroofing of the Coastal Batholith near Lima, central Peru. *Journal of Geology, 86*, 403–405. https://doi.org/10.1086/649700

Noble, D. C., McKee, E. H., Mourier, T., & Mégard, F. (1990). Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, *102*(8), 1105–1113.

Ocola, L. C., & Meyer, R. P. (1972). Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano. *Geophysical Journal International*, *30*(2), 199–208.

Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., & Schemmann, K. (2006). Deformation of the Central Andean Upper Plate System — Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models. In O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V. A. Ramos, et al. (Eds.), *The Andes* (pp. 3–27). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_1

Ordoñez, E., Chávez, L., Navarro, P., Pajuelo, D., & Mamani, M. (2013). Relación entre la geoquímica y las anomalías de Bouguer para el volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) y el batolito de la Cordillera Blanca. *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú, 107*, 41–45.

Pajuelo, D., Navarro, P., Chávez, L., Ordoñez, E., & Rodríguez, F. (2013a). Evolución volcánica del centro eruptivo Paltacayan, Grupo Calipuy, Cordillera Negra, Ancash. *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú, 107*, 46–50.

Pajuelo, D., Mamani, M., Navarro, P., Chávez, L., & Ordoñez, E. (2013b). Relieves de erosión de los volcanes en los segmentos del grupo Calipuy. *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú, 107*, 51–55.

Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Galindo, C., Alasino, P., Fanning, M., Saavedra, J., & Baldo, E. G. (2008). New SHRIMP U-Pb data from the Famatina Complex: constraining Early–mid Ordovician famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geologica Acta, 6*(4), 319–333. https://doi.org/10.1344/105.000000260

Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, *117*(B4).

Pelletier, J. D., DeCelles, P. G., & Zandt, G. (2010). Relationships among climate, erosion, topography, and delamination in the Andes: A numerical modeling investigation. *Geological Society of America*, *38*(3), 259–262. https://doi.org/10.1130/G30755.1

Perez, N. D., Horton, B. K., & Carlotto, V. (2016). Structural inheritance and selective reactivation in the central Andes: Cenozoic deformation guided by pre-Andean structures in southern Peru. *Tectonophysics*, *671*, 264–280. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.031

Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A. R., & Watts, A. B. (2007). Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *8*(5). https://doi.org/10.1029/2006GC001511

Petford, N., & Atherton, M. P. (1992). Granitoid emplacement and deformation along a major crustal lineament: The Cordillera Blanca, Peru. *Tectonophysics*, *205*, 171–185. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90425-6

Pfiffner, O., & Gonzalez, L. (2013). Mesozoic–Cenozoic Evolution of the Western Margin of South America: Case Study of the Peruvian Andes. *Geosciences*, *3*(2), 262–310. https://doi.org/10.3390/geosciences3020262

Phillips, K., Clayton, R. W., Davis, P., Tavera, H., Guy, R., Skinner, S., et al. (2012). Structure of the subduction system in southern Peru from seismic array data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B11). https://doi.org/10.1029/2012JB009540

Pilger, R. H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society, 141*(5), 793–802.

Pitcher, W. S., & Bussell, M. A. (1985). *In: Pitcher, W.S., Athertin, M.D., Cobbing, E.J. and Beckinsale, R.D. (Eds.), Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes. Blackie, Glasgow,* 102–107.

Prezzi, C., Iglesia Llanos, M. P., Götze, H.-J., & Schmidt, S. (2014). Thermal and geodynamic contributions to the elevation of the Altiplano–Puna plateau. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *237*, 51–64. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.10.002

Pribnow, D., Kinoshita, M., & Stein, C. (2000). Thermal data collection and heat flow recalculations for Ocean Drilling Program Legs 101–180. *Institute for Joint Geoscientific Research (GGA)*, *120432*.

Prudhomme, A., Baby, P., Robert, A., Brichau, S., Cuipa, E., Eude, A., et al. (2019). Western thrusting and uplift in northern Central Andes (western Peruvian margin). In *Andean Tectonics*, 299–331. Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00013-7

Rak, A. J., McQuarrie, N., & Ehlers, T. A. (2017). Kinematics, Exhumation, and Sedimentation of the North Central Andes (Bolivia): An Integrated Thermochronometer and Thermokinematic Modeling Approach: Thermokinematic Modeling North Central Andes. *Tectonics*, *36*(11), 2524–2554. https://doi.org/10.1002/2016TC004440

Ramos, V. A. (2010). The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, *45*(1), 2–25. https://doi.org/10.1002/gj.1193

Ramos, V. A., & Aleman, A. (2000). Tectonic evolution of the Andes. In *Tectonic Evolution of South America, Cordani UJ, Milani EJ, Thomaz Filho A, Campos DA (eds).* (pp. 635–685). Rio de Janeiro.

Ramos, V. A., & Folguera, A. (2009). Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, *327*(1), 31–54. https://doi.org/10.1144/SP327.3

Raymo, M. E., & Ruddiman, W. F. (1992). Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, *359*, 117–122.

Rech, J. A., Currie, B. S., Michalski, G., & Cowan, A. M. (2006). Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology*, *34*(9), 761–764.

Rech, J. A., Currie, B. S., Jordan, T. E., Riquelme, R., Lehmann, S. B., Kirk-Lawlor, N. E., et al. (2019). Massive middle Miocene gypsic paleosols in the Atacama Desert and the formation of the Central Andean rain-shadow. *Earth and Planetary Science Letters*, *506*, 184–194. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.040

Reimann, C. R., Bahlburg, H., Kooijman, E., Berndt, J., Gerdes, A., Carlotto, V., & López, S. (2010). Geodynamic evolution of the early Paleozoic Western Gondwana margin 14°–17°S reflected by the detritus of the Devonian and Ordovician basins of southern Peru and northern Bolivia. *Gondwana Research, 18*(2–3), 370–384. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.02.002

Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Armijo, R., Rauld, R., & Vargas, G. (2017). Kinematics of the active West Andean fold-and-thrust belt (Central Chile): structure

and long-term shortening rate. *Tectonics, 36*, 287–303. https://doi.org/10.1002/2016TC004269

Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Carrizo, D., & Armijo, R. (2018). Revisiting the Crustal Structure and Kinematics of the Central Andes at 33.5°S: Implications for the Mechanics of Andean Mountain Building. *Tectonics*, *37*(5), 1347–1375. https://doi.org/10.1002/2017TC004513

Rivera, M., Monge, R., & Navarro, P. (2005). Characterisation of the Cenozoic volcanism in northern Peru (7°45'-9°00's; 78°00'-78°45'w). Presented at the International Symposium on Andean Geodynamics, 6, Barcelona.

Rochat, P., Hérail, G., Baby, P., & Mascle, G. (1999). Bilan crustal et controle de la dynamique erosive et sedimentaire sur les mecanismes de formation de I'Altiplano. *Comptes rendus-Académie des Sciences Paris Série 2 Sciences de la Terre et des planètes Fascicule A*, *328*, 189–196.

Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W., & Maria Darrozes, J. (2005a). Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*, *399*(1–4), 87–108. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.017

Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., & Hérail, G. (2005b). Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters*, *239*(1–2), 57–78. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.007

Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., et al. (2010). Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system. *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past. Blackwell-Wiley, Hoboken*, 61–88.

Roeder, D. (1988). Andean-age structure of eastern Cordillera (province of La Paz, Bolivia). *Tectonics, 7*(1), 23–39.

Romero, D. (2010). Informe del procesamiento digital de imágenes y cartografía digital de área del litoral peruano entre las ciudades de Chiclayo y Paracas. Savia Perú S.A., Unpublished report, 38 p., Lima. *Savia Perú S.A., Unpublished Report, 38 p., Lima.*

Romero, Darwin, Valencia, K., Alarcón, P., Peña, D., & Ramos, V. A. (2013). The offshore basement of Perú: Evidence for different igneous and metamorphic domains in the forearc. *Journal of South American Earth Sciences, 42*, 47–60. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.11.003

Rosas, S., Fontboté, L., & Tankard, A. (2007). Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru. *Journal of South American Earth Sciences, 24*(1), 1–24. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.03.002

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*(1–2), 18–32. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.003

Rutledge, S., & Mahatsente, R. (2017). Fore-arc structure, plate coupling and isostasy in the Central Andes: Insight from gravity data modelling. *Journal of Geodynamics*, *104*, 27–35. https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.12.003

Ryan, J., Beck, S., Zandt, G., Wagner, L., Minaya, E., & Tavera, H. (2016). Central Andean crustal structure from receiver function analysis. *Tectonophysics*, *682*, 120–133. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.048

Sacek, V., & Ussami, N. (2009). Reappraisal of the effective elastic thickness for the sub-Andes using 3-D finite element flexural modelling, gravity and geological constraints. *Geophysical Journal International, 179*(2), 778–786. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04334.x

Sacek, Victor. (2014). Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth and Planetary Science Letters, 401*, 301–312. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.022

Santini, W., Martinez, J.-M., Espinoza-Villar, R., Cochonneau, G., Vauchel, P., Moquet, J.-S., et al. (2015). Sediment budget in the Ucayali River basin, an Andean tributary of the Amazon River. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, *367*, 320–325. https://doi.org/10.5194/piahs-367-320-2015

Schellart, W. P., & Rawlinson, N. (2013). Global correlations between maximum magnitudes of subduction zone interface thrust earthquakes and physical parameters of subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 225*, 41–67. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.10.001

Schellart, W. P., Stegman, D. R., & Freeman, J. (2008). Global trench migration velocities and slab migration induced upper mantle volume fluxes: Constraints to find an Earth reference frame based on minimizing viscous dissipation. *Earth-Science Reviews*, *88*(1–2), 118–144. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.01.005

Scherrenberg, A. F., Kohn, B. P., Holcombe, R. J., & Rosenbaum, G. (2016). Thermotectonic history of the Marañón Fold–Thrust Belt, Peru: Insights into mineralisation in an

evolving orogen. *Tectonophysics*, *667*, 16–36. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.007

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*(6), 523–526.

Schildgen, T. F., Hodges, K. V., Whipple, K. X., Pringle, M. S., van Soest, M., & Cornell, K. (2009). Late Cenozoic structural and tectonic development of the western margin of the central Andean Plateau in southwest Peru. *Tectonics, 28*(4), TC4007. https://doi.org/10.1029/2008TC002403

Schmitz, M. (1994). A balanced model of the southern Central Andes. *Tectonics, 13*, 484–492.

Schrader, H., & Castaneda, J. C. (1990). 13. The Ballena and Delfin wells off Central Peru: revised ages. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*.

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.

Sempere, T. (1994). Kimmeridgian (?) to Paleocene Tectonic Evolution of Bolivia. *In: Salfity, J.A. (Ed.), Cretaceous Tectonics in the Andes. Vieweg, Braunschweig*, 168–212.

Sepulchre, P., Sloan, L. C., Snyder, M., & Fiechter, J. (2009). Impacts of Andean uplift on the Humboldt Current system: A climate model sensitivity study. *Paleoceanography*, *24*(4). https://doi.org/10.1029/2008PA001668

Sheffels, B. M. (1990). Lower bound on the amount of crustal shortening, in the central Bolivian Andes. *Geology, 18*(9), 812–815.

Shephard, G. E., Müller, R. D., Liu, L., & Gurnis, M. (2010). Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction. *Nature Geoscience, 3*(12), 870–875. https://doi.org/10.1038/ngeo1017

Siame, L. L., Bellier, O., Sébrier, M., & Araujo, M. (2005). Deformation partitioning in flat subduction setting: Case of the Andean foreland of western Argentina (28°S-33°S). *Tectonics*, *24*(5). https://doi.org/10.1029/2005TC001787

Soler, P., & Bonhomme, M. G. (1990). Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. *In Kay, S. M., and Rapela, C. W., Eds., Plutonism from Antarctica to Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 241*.

Somoza, R., & Ghidella, M. E. (2005). Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, *60*(4), 797–809.

Somoza, R., & Ghidella, M. E. (2012). Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, *331–332*, 152–163. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.003

Spikings, R. A., Winkler, W., Hughes, R. A., & Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, *399*(1–4), 195–220. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.023

Springer, M. (1999). Interpretation of heat-flow density in the Central Andes. *Tectonophysics*, *306*(3–4), 377–395.

Stappenbeck, R. (1929). Geologie des Chicama Tales in Nord Peru and seiner Anthracitlagerstatten. *N. Jahrb. Geol . Paleontol Abh. 16(H .4),* 305–355.

Steinmann, G. (1929). *Geologie von Peru*. Ph.D. thesis, Carl Winters Universitäts Buchhandlung.

Sternbach, L. R., Bang, S., Bianchi, C., Cespedes, J., Han, Y., & Choi, D. S. (2010). Offshore Peru, Trujillo Basin, Block Z-46: 2D PSTM Seismic processing reveals deep basins, normal and transtensional faulting and thick Eocene/Oligocene stratigraphic complex submarine fans linked to evidence of hydrocarbons/DHI's. *AAPG Search and Discovery Article #10263*.

Stewart, J., & Watts, A. B. (1997). Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research, 102*(B3), 5327–5352.

Strecker, M. R., Alonso, R. N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G. E., Sobel, E. R., & Trauth, M. H. (2007). Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *35*(1), 747–787. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140158

Sundell, K. E., Saylor, J. E., Lapen, T. J., Styron, R. H., Villarreal, D. P., Usnayo, P., & Cárdenas, J. (2018). Peruvian Altiplano stratigraphy highlights along-strike variability in foreland basin evolution of the Cenozoic Central Andes. *Tectonics, 37*(6), 1876–1904. https://doi.org/10.1029/2017TC004775

Sweeney, J. J., & Burnham, A. K. (1990). Evaluation of a simple model if vitrinite reflectance based on chemical kinetics. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74(10), 1559–1570.

Tassara, A. (2005). Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano–Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°–34°S). *Tectonophysics, 399*(1–4), 39–57. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.014

Tassara, A., & Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile, 30*(2), 159–186. https://doi.org/10.4067/S0716-02082003000200002

Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, *111*(B9). https://doi.org/10.1029/2005JB003976

Tassara, A., Swain, C., Hackney, R., & Kirby, J. (2007). Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, *253*(1–2), 17–36. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.008

Tavera, H., & Buforn, E. (2001). Source mechanism of earthquakes in Peru. *Journal of Seismology*, *5*(4), 519–540. https://doi.org/10.1023/A:1012027430555

Thornburg, T., & Kulm, L. D. (1981). Sedimentary basins of the Peru continental margin: Structure, stratigraphy, and Cenozoic tectonics from 6°S to 16°S latitude. *Geological Society of America*, *GSA Memoir 154*, 393–422.

Tiedemann, R., & Mix, A. (2007). Leg 202 synthesis: Southeast Pacific paleoceanography. *In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 202, Edited by R., Tiedemann, A., Mix, C., Richter, W.F., Ruddiman, Pp. 1–56,OceanDrill. Program, College Station, Tex,.*

Timoteo, D. (2015). *Sismoestratigrafia dos depósitos cenozóicos da Bacia Salaverry, porção offshore do Peru: novas interpretações do sistema petrolífero*. Dissertação de mestrado 356, Universidade de Brasília.

Timoteo, D., Junior, F. C., & Borda, E. (2017). Application of Seismic Stratigraphy for Frontier Hydrocarbon Exploration, Salaverry Basin, Peru: insights into potential reservoirs. *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú, 112*, 103–128.

Tunini, L., Jiménez-Munt, I., Fernandez, M., Vergés, J., Villaseñor, A., Melchiorre, M., & Afonso, J. C. (2016). Geophysical-petrological model of the crust and upper mantle in the India-Eurasia collision zone: Lithosphere of India-Eurasia Collision. *Tectonics*, *35*(7), 1642–1669. https://doi.org/10.1002/2016TC004161

Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Retrieved from Cambridge University Press

Uchupi, E. (1989). The tectonic style of the Altantic Mesozoic rift system. *In: Rosendhal, B.R., Rogers, J.J.W., Rach, N.M. (Eds) African Rifting. Journal of African Earth Sciences*, *8, Special Issue*, 143–164. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(89)80021-1

Uyeda, S., & Watanabe, T. (1982). Terrestrial heat flow in western South America. *Tectonophysics, 83*, 63–70.

Uyeda, S., Watanabe, T., Ozasayama, Y., & Ibaragi, K. (1980). Report of heat flow measurements in Peru and Ecuador. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, *55*, 55–74.

Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. A., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. In Suzanne Mahlburg Kay, V. A. Ramos, & W. R. Dickinson, *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/2009.1204(09)

Vicente, J.-C. (1990). Early late Cretaceous overthrusting in the western cordillera of southern Peru. *In: Ericksen, G.E., et al. (Ed.), Geology of the Andes and Its Relations to Energy and Mineral Resources. Circum-Pac. Counc. Energy Miner. Resour. Earth Sci. Ser,* 91–117.

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*(4), TC4004. https://doi.org/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*(3–4), 814–827. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.004

Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J., & Nocquet, J.-M. (2016). Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation: Active Tectonics of Peru. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(10), 7371–7394. https://doi.org/10.1002/2016JB013080

Vogt, P. R., Lowrie, A., Bracey, D. R., & Hey, R. N. (1976). *Subduction of aseismic oceanic ridges: Effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries* (Vol. 172). Geological Society of America.

Wagner, D. (1972). *Statistical decision theory applied to the focal mechanism of Peruvian earthquakes*. Ph.D. thesis, St. Louis University.

Ward, K. M., Porter, R. C., Zandt, G., Beck, S. L., Wagner, L. S., Minaya, E., & Tavera, H. (2013). Ambient noise tomography across the Central Andes. *Geophysical Journal International*, *194*(3), 1559–1573. https://doi.org/10.1093/gji/ggt166

Wasteneys, H. A., Clark, A. H., Farrar, E., & Langridge, R. J. (1995). Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters, 132*(1–4), 63–73.

Wesselingh, F. P., Hoorn, M. C., Guerrero, J., Rasanen, M. E., Romero Pittman, L., & Salo, J. S. (2006). The stratigraphy and regional structure of Miocene deposits in western Amazonia (Peru, Colombia and Brazil), with implications for late Neogene landscape evolution. *Scripta Geologica, v. 133, 2006*.

Whitman, D., Isacks, B. L., & Kay, S. M. (1996). Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*, *259*(1–3), 29–40.

Whitman, D. (1999). The Isostatic Residual Gravity Anomaly of the Central Andes, 12° to 29° S: A Guide to Interpreting Crustal Structure and Deeper Lithospheric Processes. *International Geology Review*, *41*(5), 457–475. https://doi.org/10.1080/00206819909465152

Willett, S. D. (1999). Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts. Journal of Geophysical Research, 104(B12), 28957–28981.

Wine, G., Arcuri, J., Martínez, E., Monges, C., Calderon, Y., Galdos, C. (2001). The Trujillo Basin. Remaining undiscovered hydrocarbon potential of the Trujillo offshore basin, Peru. (No. 1). In: Proyecto de Asistencia para La Reglamentación del Sector Energético del Perú, Lima, Peru.

Wipf, M.A., 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), 1–10. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00780.x

Wipf, M. A. (2006). *Evolution of the Western Cordillera and coastal margin of Peru: evidence from low-temperature thermochronology and geomorphology*. Ph.D. thesis, University of Zürich.

Woodcock, D., Meyer, H., Dunbar, N., McIntosh, W., Prado, I., & Morales, G. (2009). Geologic and taphonomic context of El Bosque Petrificado Piedra Chamana (Cajamarca, Peru). *Geological Society of America Bulletin*, *121*(7–8), 1172–1178.

Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kuns, F., Lezaun, J., & Wilke, H. (2000). Geochronology (40Ar/39Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic

rocks from northern Chile (18–22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, *27*, 205–240.

Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I., & Seyfried, H. (2002). Evolution of the West Andean Escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time. *Tectonophysics, 345*(1), 183–198. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00212-8

Yamano, M., & Uyeda, S. (1990). Heat-flow studies in the Peru trench subduction zone. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, *112*.

Zachos, J. C., Dickens, G. R., & Zeebe, R. E. (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, *451*(7176), 279–283. https://doi.org/10.1038/nature06588

Annexes

Annexes du Chapitre II

Données LA-ICP-MS des apatites de l'échantillon 16017

Analysis	Th/U	$^{238}U/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	ρ	Pbc (Ma)	2-σ	2+σ
1	0.862	53.4663	2.62	0.2677	0.04	0.17	89.45	17.71	29.97
3	1.030	30.7627	2.11	0.4859	0.08	0.10	103.15	49.11	83.81
4	0.865	33.1060	1.76	0.5546	0.09	0.16	80.68	63.26	54.12
5	0.755	42.7370	2.20	0.3929	0.06	0.19	90.33	27.41	39.12
6	0.740	41.3047	2.07	0.3824	0.06	0.17	95.30	30.17	40.60
7	0.601	34.1382	2.08	0.4668	0.07	0.26	97.12	36.29	51.38
8	0.924	33.1937	1.50	0.4933	0.07	0.18	94.02	25.86	45.99
9	1.349	29.4945	1.32	0.5243	0.08	0.22	98.04	43.55	45.15
10	0.774	39.4405	2.41	0.4458	0.08	0.10	88.02	48.10	57.68
11	1.279	39.9965	2.12	0.4000	0.06	0.21	95.19	40.03	39.34
12	0.792	61.4641	2.32	0.2313	0.04	0.14	82.20	15.52	22.22
13	0.855	54.7303	2.14	0.2851	0.04	0.25	85.07	18.64	18.84
14	0.911	50.5979	1.67	0.3246	0.05	0.21	86.26	19.40	20.27
16	0.717	37.1759	2.06	0.4642	0.07	0.14	89.72	32.88	53.40
17	0.893	29.2257	1.86	0.5713	0.10	0.08	87.16	78.97	83.48
18	0.847	45.8778	1.68	0.3012	0.05	0.17	98.82	22.01	27.13
19	0.885	28.2554	0.85	0.5674	0.08	0.24	91.14	24.56	31.49
20	0.646	36.8921	1.77	0.4004	0.06	0.17	103.07	32.18	44.17
21	0.928	41.8656	1.36	0.3876	0.05	0.22	93.13	17.99	24.51
22	0.947	36.0995	1.94	0.4874	0.07	0.26	87.67	29.15	43.08
23	0.762	34.6874	1.22	0.4385	0.06	0.17	101.55	28.69	37.33
24	0.721	39.1506	2.35	0.3903	0.06	0.23	99.04	28.94	47.52
26	0.786	54.6446	2.73	0.3187	0.04	0.24	80.69	17.64	28.01
27	1.910	39.1497	1.21	0.4191	0.06	0.21	93.66	20.00	27.51
28	0.788	19.1270	0.63	0.6530	0.09	0.20	101.62	62.31	61.50
29	0.954	42.8903	1.76	0.4072	0.06	0.16	87.57	18.19	35.58
30	0.876	56.8582	1.52	0.2854	0.04	0.22	81.86	9.43	16.90

Données LA-ICP-MS des zircons de l'échantillon 16012

Analysis	^{204}Pb cps	Th/U	^{207}Pb/^{206}Pb	1σ (%)	^{207}Pb/^{235}U	1σ (%)	^{206}Pb/^{238}U	1σ (%)	ρ	^{207}Pb/^{206}Pb age	2σ error (Ma)	^{206}Pb/^{238}U age	2σ error (Ma)	^{207}Pb/^{235}U age	2σ error (Ma)	% U-Pb disc.
ZR3	8	0.658	0.0446	3.89	0.0679	5.35	0.0110	3.65	0.68	-77.34	185.28	70.80	5.15	66.72	6.90	-6.1
ZR5	22	0.313	0.0651	0.35	0.9516	2.38	0.1060	2.32	0.98	778.33	14.59	649.32	28.63	678.95	23.38	4.4
ZR6	21	0.485	0.0504	0.99	0.0798	1.38	0.0115	0.89	0.64	215.25	45.36	73.59	1.30	78.00	2.07	5.7
ZR7	17	1.299	0.0469	0.66	0.0409	1.05	0.0063	0.73	0.69	43.95	31.51	40.64	0.59	40.70	0.84	0.1
ZR8	57	0.559	0.1064	0.40	4.3431	1.07	0.2959	0.92	0.86	1739.24	14.70	1671.07	27.12	1701.59	17.62	1.8
ZR11	11	0.664	0.0525	5.04	0.0516	6.87	0.0071	4.64	0.68	308.63	221.95	45.79	4.24	51.12	6.84	10.4
ZR12	16	0.198	0.0805	0.28	2.1591	0.98	0.1945	0.86	0.88	1209.75	10.99	1145.51	17.99	1167.98	13.49	1.9
ZR13	16	0.541	0.1144	0.32	5.3015	0.69	0.3361	0.49	0.71	1870.38	11.40	1867.83	15.86	1869.10	11.76	0.1
ZR14	90	0.421	0.0510	1.99	0.0450	2.41	0.0064	1.30	0.54	241.38	90.41	41.10	1.07	44.68	2.10	8.0
ZR15	50	0.554	0.0809	0.86	1.9029	1.18	0.1706	0.71	0.60	1218.47	33.75	1015.58	13.40	1082.10	15.64	6.1

Notes. The errors are 2σ standard deviations. The analyses were done in the zircon cores. The calculated discordance is equal to (1-(^{206}Pb/^{238}Uage / ^{207}Pb/^{235}Uage))*100, and only the analyses inferior or equal at 10% are presented. The external standard is GJ1 and the internal standard is 91500. cps = count per second. ρ = error correlation value.

Données LA-ICP-MS des zircons de l'échantillon 16040

Analysis	^{204}Pb cps	Th/U	^{207}Pb/^{206}Pb	1σ (%)	^{207}Pb/^{235}U	1σ (%)	^{206}Pb/^{238}U	1σ (%)	ρ	^{207}Pb/^{206}Pb age	2σ error (Ma)	^{206}Pb/^{238}U age	2σ error (Ma)	^{207}Pb/^{235}U age	2σ error (Ma)	% U-Pb disc.
ZR2	14	0.445	0.0460	10.59	0.0373	13.00	0.0059	7.53	0.58	-3.65	474.85	37.77	5.67	37.14	9.46	-1.7
ZR6	20	0.399	0.0461	2.03	0.0357	2.37	0.0056	1.17	0.49	4.93	96.49	36.09	0.84	35.63	1.66	-1.3
ZR10	17	0.694	0.0514	3.36	0.0405	7.10	0.0057	6.25	0.88	257.43	150.78	36.74	4.58	40.29	5.60	8.8
ZR14	69	0.763	0.0442	9.44	0.0308	9.65	0.0051	1.98	0.20	-100.25	434.12	32.48	1.28	30.78	5.84	-5.5
ZR15	33	0.705	0.0484	0.68	0.0366	1.67	0.0055	1.48	0.89	118.00	31.84	35.24	1.04	36.47	1.20	3.4
ZR18	13	0.557	0.0484	1.17	0.0370	2.16	0.0056	1.78	0.82	119.12	54.49	35.68	1.26	36.94	1.56	3.4
ZR22	15	0.575	0.0474	5.85	0.0375	8.13	0.0057	5.64	0.69	69.36	267.28	36.84	4.14	37.34	5.96	1.3
ZR23	8	0.746	0.0462	4.61	0.0351	6.68	0.0055	4.82	0.72	9.22	214.67	35.38	3.40	35.00	4.59	-1.1
ZR24	11	1.308	0.0491	1.41	0.0369	2.08	0.0054	1.48	0.71	151.03	65.47	35.02	1.03	36.75	1.50	4.7
ZR26	16	0.486	0.0517	6.90	0.0369	10.54	0.0052	7.95	0.75	272.22	301.85	33.27	5.28	36.78	7.60	9.5
ZR27	13	0.679	0.0514	7.72	0.0373	9.24	0.0053	5.07	0.55	258.34	336.70	33.87	3.42	37.21	6.74	9.0
ZR30	25	0.670	0.0492	23.51	0.0386	26.13	0.0057	11.40	0.44	155.74	947.37	36.57	8.31	38.43	19.61	4.8
ZR33	17	0.665	0.0468	2.83	0.0377	3.99	0.0058	2.79	0.70	39.00	132.67	37.60	2.09	37.62	2.94	0.1
ZR36	17	0.532	0.0436	9.67	0.0305	10.91	0.0051	5.04	0.46	-133.41	446.88	32.61	3.28	30.50	6.55	-6.9

Données LA-ICP-MS des zircons de l'échantillon 15020

Analysis	^{204}Pb cps	Th/U	^{207}Pb/^{206}Pb	1σ (%)	^{207}Pb/^{235}U	1σ (%)	^{206}Pb/^{238}U	1σ (%)	ρ	^{207}Pb/^{206}Pb age	2σ error (Ma)	^{206}Pb/^{238}U age	2σ error (Ma)	^{207}Pb/^{235}U age	2σ error (Ma)	% U-Pb disc.
ZR1	18	0.133	0.0885	0.47	2.7917	1.51	0.2287	1.39	0.92	1393.70	17.97	1327.82	33.25	1353.32	22.46	1.9
ZR2	44	0.364	0.1240	0.67	5.4772	1.60	0.3202	1.40	0.88	2015.10	23.66	1790.88	43.79	1897.02	27.26	5.6
ZR3	11	0.855	0.1208	0.41	5.6368	1.15	0.3384	1.01	0.88	1967.92	14.61	1879.12	32.98	1921.75	19.81	2.2
ZR4	11	0.323	0.1110	0.41	4.7661	0.96	0.3114	0.79	0.82	1815.72	14.90	1747.67	24.09	1778.95	16.09	1.8
ZR5	21	0.233	0.0843	0.38	2.5239	1.09	0.2172	0.95	0.87	1298.90	14.70	1267.00	21.77	1278.93	15.73	0.9
ZR6	12	0.410	0.1075	0.43	4.3825	0.91	0.2957	0.71	0.78	1757.36	15.84	1669.80	20.82	1709.05	14.98	2.3
ZR7	42	0.550	0.1088	1.25	5.0453	1.87	0.3363	1.34	0.72	1779.53	45.37	1868.73	43.46	1826.96	31.50	-2.3
ZR8	14	0.235	0.0813	0.46	2.3027	0.99	0.2055	0.79	0.80	1228.10	17.95	1204.66	17.45	1213.13	13.96	0.7
ZR9	11	0.232	0.0964	0.44	3.7739	1.82	0.2840	1.72	0.95	1554.93	16.43	1611.53	49.05	1587.22	28.95	-1.5
ZR10	14	0.155	0.1065	0.35	4.1859	0.80	0.2850	0.62	0.77	1740.40	12.74	1616.67	17.74	1671.27	13.11	3.3
ZR11	27	0.244	0.0865	0.96	2.7320	1.76	0.2292	1.43	0.81	1348.36	37.01	1330.16	34.23	1337.21	26.01	0.5
ZR12	9	0.184	0.0900	0.57	3.0380	1.01	0.2449	0.74	0.74	1424.98	21.65	1411.98	18.82	1417.23	15.31	0.4
ZR14	15	0.151	0.1046	0.39	4.4263	0.83	0.3070	0.63	0.76	1706.72	14.42	1725.84	19.19	1717.28	13.75	-0.5
ZR15	13	0.416	0.1107	0.66	5.2576	1.53	0.3445	1.34	0.87	1810.78	23.81	1908.11	44.05	1862.01	26.01	-2.5
ZR16	15	0.684	0.0723	0.49	1.7972	1.49	0.1803	1.36	0.91	994.00	20.00	1068.65	26.75	1044.45	19.39	-2.3
ZR17	12	0.328	0.1039	0.53	4.3318	1.24	0.3023	1.06	0.85	1695.23	45.37	1702.76	31.66	1699.44	20.35	-0.2
ZR18	21	0.192	0.0952	0.33	3.6852	0.92	0.2807	0.77	0.84	1532.36	12.44	1594.80	21.85	1568.17	14.64	-1.7
ZR20	13	0.491	0.0702	0.68	1.3137	1.08	0.1358	0.75	0.70	932.94	27.68	820.84	11.53	851.74	12.36	3.6
ZR22	13	0.105	0.0876	0.48	2.6860	1.40	0.2225	1.26	0.90	1372.69	18.28	1295.01	29.52	1324.62	20.56	2.2
ZR23	23	0.684	0.1133	0.73	5.3746	1.40	0.3441	1.14	0.81	1852.46	26.24	1906.48	37.47	1880.82	23.84	-1.4
ZR25	13	0.339	0.0503	11.03	0.0150	11.10	0.0022	1.22	0.11	209.04	474.72	13.89	0.34	15.08	3.32	7.9
ZR26	7	0.271	0.0503	2.40	0.0399	2.62	0.0058	1.00	0.38	207.65	109.32	36.99	0.74	39.72	2.04	6.9
ZR27	13	0.537	0.0480	1.28	0.0397	1.50	0.0060	0.68	0.46	96.99	60.24	38.61	0.53	39.56	1.16	2.4
ZR28	16	0.480	0.0843	0.57	2.5325	1.01	0.2177	0.75	0.74	1300.58	22.17	1269.94	17.22	1281.42	14.68	0.9
ZR29	8	0.452	0.0469	1.10	0.0374	1.40	0.0058	0.78	0.56	44.65	52.34	37.16	0.58	37.28	1.03	0.3
ZR30	20	0.182	0.0805	0.65	2.3488	1.40	0.2115	1.18	0.85	1209.74	25.34	1237.05	26.61	1227.18	19.82	-0.8
ZR32	33	0.491	0.0813	0.72	2.5267	2.83	0.2253	2.71	0.96	1229.19	28.13	1309.98	64.10	1279.75	40.75	-2.4
ZR34	7	0.375	0.0949	0.31	3.1632	1.76	0.2418	1.69	0.96	1525.77	11.68	1395.88	42.32	1448.22	26.92	3.6
ZR35	2	0.374	0.0961	0.58	3.0200	1.74	0.2279	1.60	0.92	1549.70	21.60	1323.52	38.28	1412.69	26.41	6.3
ZR36	7	0.375	0.1384	0.52	7.6846	0.93	0.4026	0.67	0.72	2207.53	18.16	2181.08	24.64	2194.81	16.57	0.6
ZR37	2	0.149	0.0806	1.28	2.1448	2.32	0.1930	1.90	0.82	1212.05	50.01	1137.34	39.64	1163.38	31.94	2.2
ZR38	3	0.496	0.0930	0.56	3.2701	1.09	0.2549	0.85	0.78	1488.69	21.21	1463.68	22.31	1473.98	16.83	0.7
ZR39	2	0.176	0.1184	0.54	5.4579	1.10	0.3344	0.88	0.80	1931.93	19.18	1859.46	28.48	1894.00	18.75	1.8
ZR40	29	0.225	0.1241	0.52	5.8585	1.14	0.3424	0.94	0.83	2015.76	18.42	1898.20	30.91	1955.10	19.64	2.9
ZR41	5	0.589	0.1086	0.48	4.6116	1.45	0.3081	1.32	0.91	1775.37	17.60	1731.21	39.98	1751.37	24.10	1.2
ZR42	3	0.297	0.0953	0.65	3.3946	1.42	0.2585	1.20	0.85	1533.04	24.42	1481.93	31.78	1503.14	22.09	1.4
ZR43	4	0.306	0.1352	0.70	6.9845	2.01	0.3746	1.85	0.92	2166.87	24.29	2050.97	64.75	2109.46	35.40	2.8
ZR44	3	0.846	0.1069	0.91	4.2786	2.15	0.2902	1.91	0.89	1747.35	33.22	1642.74	55.40	1689.26	35.13	2.8
ZR45	3	0.092	0.0778	0.59	2.1097	1.39	0.1967	1.20	0.87	1141.56	23.37	1157.43	25.44	1151.97	19.05	-0.5
ZR46	5	0.472	0.1254	0.57	5.9174	1.37	0.3421	1.19	0.87	2034.79	20.18	1896.99	38.89	1963.78	23.61	3.4
ZR47	2	0.485	0.0833	0.67	2.1027	1.39	0.1830	1.17	0.84	1276.77	25.98	1083.41	23.24	1149.69	19.11	5.8

ZR48	4	0.166	0.0902	0.49	3.1471	1.28	0.2530	1.12	0.88	1429.62	18.71	1454.18	29.13	1444.29	19.60	-0.7
ZR49	3	1.323	0.0756	0.76	1.9403	1.68	0.1861	1.45	0.86	1085.20	30.34	1099.99	29.39	1095.09	22.43	-0.4
ZR50	11	0.357	0.0813	1.03	2.0969	1.67	0.1871	1.26	0.76	1227.73	40.14	1105.87	25.58	1147.79	22.81	3.7
ZR51	25	0.327	0.0951	0.73	3.1551	2.28	0.2405	2.13	0.93	1530.86	27.21	1389.28	53.06	1446.24	34.82	3.9
ZR52	3	0.258	0.1097	0.86	4.9222	1.77	0.3254	1.51	0.85	1794.59	31.03	1815.91	47.61	1806.07	29.70	-0.5
ZR53	2	0.177	0.1335	1.25	7.1744	2.22	0.3897	1.79	0.81	2144.59	43.49	2121.52	64.63	2133.33	39.16	0.6
ZR54	3	0.372	0.1107	1.66	4.3086	2.78	0.2822	2.20	0.79	1811.45	59.58	1602.36	62.22	1695.01	45.27	5.5
ZR55	2	0.643	0.0509	2.58	0.0438	3.78	0.0062	2.74	0.73	238.56	116.84	40.04	2.19	43.50	3.22	8.0
ZR56	2	0.294	0.0820	3.34	2.4824	4.84	0.2195	3.47	0.72	1245.65	128.22	1279.39	80.39	1266.91	68.83	-1.0
ZR57	2	0.136	0.0504	4.88	0.0267	6.41	0.0038	4.14	0.65	214.38	218.37	24.74	2.04	26.79	3.38	7.6
ZR58	16	0.044	0.1229	5.48	5.4893	7.17	0.3240	4.60	0.64	1998.07	188.72	1809.41	144.19	1898.92	119.50	4.7
ZR59	2	0.240	0.1157	4.47	5.0368	6.76	0.3156	5.05	0.75	1891.59	156.79	1768.07	155.28	1825.53	111.40	3.1
ZR60	2	0.226	0.1425	3.94	8.4358	5.98	0.4293	4.48	0.75	2257.78	133.07	2302.66	172.40	2279.04	105.80	-1.0
ZR61	3	0.330	0.1085	3.47	4.4266	5.29	0.2959	3.97	0.75	1774.53	124.17	1670.70	116.34	1717.33	85.77	2.7
ZR62	1	0.351	0.1016	3.03	3.1538	4.68	0.2250	3.55	0.76	1654.14	110.15	1308.47	83.85	1445.92	70.94	9.5
ZR63	1	0.416	0.1110	2.43	4.9170	3.77	0.3213	2.86	0.76	1815.72	86.90	1795.96	89.20	1805.18	62.59	0.5
ZR64	3	0.128	0.0804	2.01	2.3096	3.00	0.2084	2.19	0.73	1205.78	78.17	1220.47	48.67	1215.23	42.04	-0.4
ZR65	2	0.318	0.1079	1.48	4.7010	2.33	0.3160	1.76	0.75	1764.04	53.72	1770.18	54.26	1767.43	38.62	-0.2
ZR66	3	0.457	0.0955	1.05	3.4765	1.73	0.2640	1.32	0.76	1537.71	39.41	1510.46	35.50	1521.90	27.09	0.8
ZR67	2	0.016	0.0745	0.49	1.8529	0.91	0.1803	0.66	0.73	1055.37	19.81	1068.80	13.09	1064.45	11.93	-0.4
ZR68	3	0.658	0.1153	0.47	5.5644	0.98	0.3500	0.78	0.79	1884.73	17.00	1934.41	25.90	1910.61	16.82	-1.2
ZR69	71	0.687	0.1211	0.43	5.3669	1.57	0.3213	1.47	0.93	1972.84	15.13	1796.26	45.96	1879.59	26.75	4.4
ZR71	1	0.158	0.0903	0.43	3.1429	0.95	0.2525	0.77	0.81	1430.85	16.23	1451.59	19.92	1443.25	14.62	-0.6
ZR72	2	0.261	0.0746	0.66	1.8319	1.13	0.1781	0.84	0.75	1058.05	26.26	1056.34	16.46	1056.95	14.81	0.1
ZR73	2	0.411	0.1086	0.58	4.7251	1.21	0.3155	1.00	0.82	1776.28	21.06	1767.71	30.79	1771.70	20.20	0.2
ZR74	1	0.188	0.1434	0.46	7.4048	1.33	0.3746	1.19	0.90	2268.33	15.81	2050.79	41.86	2161.54	23.69	5.1
ZR75	3	0.154	0.0942	0.50	3.3404	1.12	0.2573	0.93	0.83	1511.39	18.73	1475.85	24.58	1490.55	17.43	1.0
ZR76	16	0.692	0.1090	0.52	3.9470	1.26	0.2626	1.08	0.86	1782.95	18.83	1503.04	29.00	1623.38	20.26	7.4
ZR77	1	0.203	0.0973	0.62	3.7368	1.43	0.2785	1.23	0.86	1572.96	23.10	1583.91	34.62	1579.28	22.77	-0.3
ZR78	2	0.920	0.0815	0.72	2.4709	1.28	0.2197	1.00	0.78	1234.61	28.18	1280.52	23.11	1263.55	18.48	-1.3
ZR79	2	0.014	0.0815	0.44	2.4855	1.19	0.2211	1.05	0.88	1234.44	17.32	1287.49	24.38	1267.82	17.22	-1.6
ZR80	2	0.533	0.1069	0.58	4.6179	1.47	0.3133	1.30	0.88	1746.84	21.07	1757.15	39.93	1752.51	24.39	-0.3
ZR81	4	0.369	0.2447	0.57	20.0482	1.63	0.5942	1.48	0.91	3150.67	18.12	3006.48	70.95	3093.69	31.29	2.8
ZR82	15	0.150	0.1188	0.46	4.6438	1.82	0.2835	1.72	0.95	1938.20	16.59	1608.92	49.03	1757.18	30.26	8.4
ZR83	5	0.448	0.0793	0.49	2.2995	1.27	0.2103	1.12	0.88	1180.00	19.18	1230.15	24.95	1212.12	17.92	-1.5
ZR84	2	0.392	0.1215	0.48	6.0159	1.29	0.3591	1.14	0.88	1978.24	16.94	1977.93	38.66	1978.15	22.29	0.0
ZR85	2	0.379	0.1141	0.48	5.1957	1.22	0.3302	1.05	0.87	1866.07	17.43	1839.20	33.64	1851.91	20.61	0.7
ZR86	1	0.379	0.1209	0.40	5.9488	1.05	0.3570	0.90	0.86	1968.92	14.08	1967.75	30.46	1968.39	18.17	0.0
ZR87	4	0.270	0.0891	0.52	2.9132	1.26	0.2372	1.09	0.86	1405.53	19.69	1372.20	26.83	1385.35	18.94	0.9
ZR88	2	0.211	0.1212	0.48	6.1139	1.12	0.3657	0.94	0.84	1974.52	16.98	2009.23	32.37	1992.24	19.40	-0.9
ZR89	16	0.818	0.1245	0.49	6.4704	1.31	0.3768	1.15	0.88	2022.17	17.30	2061.32	40.68	2041.88	22.87	-1.0
ZR90	3	0.252	0.1335	0.39	7.3661	1.17	0.4001	1.03	0.89	2144.52	13.76	2169.73	38.07	2156.87	20.77	-0.6
ZR91	1	0.131	0.0741	0.50	1.7871	1.28	0.1749	1.12	0.87	1044.34	19.96	1039.02	21.41	1040.78	16.56	0.2
ZR92	73	0.213	0.0825	0.67	2.3379	1.47	0.2056	1.25	0.85	1256.81	26.18	1205.21	27.55	1223.89	20.81	1.5
ZR93	2	0.300	0.0729	0.69	1.6807	1.49	0.1671	1.26	0.85	1011.94	27.80	996.28	23.33	1001.23	18.85	0.5
ZR94	1	0.742	0.1167	0.46	5.5460	1.59	0.3445	1.48	0.93	1907.02	16.42	1908.32	48.85	1907.76	27.25	0.0

ZR95	3	0.821	0.1998	0.49	14.7121	1.84	0.5340	1.73	0.94	2824.66	15.86	2758.16	77.51	2796.80	34.64	1.4
ZR96	1	0.134	0.1266	0.54	6.4375	1.75	0.3688	1.62	0.93	2050.90	19.03	2023.97	56.17	2037.40	30.49	0.7
ZR98	2	0.222	0.0786	0.63	2.0965	1.78	0.1934	1.62	0.91	1161.99	25.06	1140.03	33.88	1147.67	24.35	0.7
ZR99	21	0.348	0.1136	0.42	4.2363	1.86	0.2705	1.78	0.95	1857.43	15.29	1543.33	48.68	1681.09	30.39	8.2
ZR101	2	0.227	0.0954	1.03	2.7231	2.28	0.2069	2.00	0.88	1536.58	38.42	1212.49	44.15	1334.78	33.58	9.2
ZR102	8	0.706	0.1113	0.67	3.8576	1.43	0.2514	1.21	0.85	1820.75	24.10	1445.48	31.35	1604.87	22.96	9.9
ZR103	2	0.168	0.1206	0.62	5.6539	1.40	0.3401	1.20	0.85	1964.60	22.20	1887.11	39.07	1924.36	24.00	1.9
ZR104	1	0.239	0.0508	2.45	0.0409	2.77	0.0058	1.24	0.45	230.53	111.21	37.55	0.93	40.71	2.21	7.7
ZR105	2	0.290	0.0741	0.70	1.7171	1.42	0.1680	1.18	0.83	1044.39	27.99	1001.29	21.92	1014.95	18.17	1.3
ZR106	18	0.213	0.1275	0.72	5.4692	2.25	0.3111	2.10	0.93	2063.43	25.40	1746.35	64.17	1895.77	38.34	7.9
ZR107	4	0.237	0.0824	0.46	2.4509	1.30	0.2158	1.15	0.89	1253.95	17.82	1259.77	26.40	1257.68	18.61	-0.2
ZR108	2	0.512	0.0743	0.58	1.7493	1.23	0.1708	1.02	0.83	1049.31	23.36	1016.36	19.16	1026.91	15.84	1.0
ZR109	4	0.282	0.0985	0.51	3.4981	1.07	0.2576	0.87	0.81	1595.40	18.94	1477.65	22.88	1526.78	16.85	3.2
ZR110	2	0.609	0.0494	1.75	0.0402	2.04	0.0059	0.98	0.48	166.55	80.86	37.90	0.74	39.98	1.60	5.2
ZR111	2	0.185	0.0696	1.61	1.5235	1.88	0.1587	0.90	0.48	917.14	65.65	949.53	15.84	939.87	22.95	-1.0
ZR112	4	0.232	0.0734	0.64	1.6349	1.27	0.1616	1.03	0.81	1024.57	25.94	965.49	18.45	983.75	15.93	1.9
ZR113	2	0.644	0.1154	0.59	5.3337	1.19	0.3353	0.96	0.81	1885.53	21.35	1864.04	31.10	1874.29	20.25	0.5
ZR114	1	0.376	0.1157	0.50	5.4467	1.16	0.3415	0.97	0.84	1890.19	17.98	1893.97	31.95	1892.23	19.75	-0.1
ZR115	2	0.271	0.0940	0.68	3.4061	1.41	0.2627	1.18	0.83	1508.44	25.76	1503.82	31.51	1505.80	22.02	0.1
ZR116	2	0.396	0.1151	0.76	5.2386	1.75	0.3302	1.53	0.88	1880.87	27.20	1839.23	48.91	1858.91	29.60	1.1
ZR117	2	0.417	0.1090	1.01	4.5042	1.83	0.2996	1.47	0.81	1783.01	36.72	1689.53	43.74	1731.75	30.13	2.4
ZR118	3	0.341	0.0857	1.06	2.7147	1.83	0.2299	1.44	0.79	1330.31	40.73	1333.76	34.67	1332.49	26.93	-0.1
ZR119	2	0.497	0.1119	0.90	5.0069	2.01	0.3244	1.75	0.87	1831.17	32.38	1811.06	55.28	1820.49	33.66	0.5
ZR120	1	0.177	0.0825	0.95	2.4274	1.94	0.2134	1.66	0.85	1257.44	36.76	1246.79	37.51	1250.76	27.76	0.3
ZR121	1	0.320	0.1208	0.73	6.0819	1.73	0.3650	1.52	0.88	1968.59	25.98	2005.90	52.40	1987.65	29.95	-0.9
ZR122	2	0.752	0.1098	0.83	4.6712	1.61	0.3086	1.33	0.82	1795.59	30.08	1733.88	40.24	1762.10	26.71	1.6
ZR124	1	0.171	0.0765	0.89	1.9996	1.56	0.1895	1.23	0.79	1108.76	35.33	1118.70	25.24	1115.38	21.04	-0.3
ZR125	3	0.206	0.0947	0.83	3.5325	1.60	0.2706	1.32	0.82	1521.70	31.23	1543.74	36.20	1534.52	25.23	-0.6
ZR126	3	0.376	0.1271	0.87	6.5130	1.26	0.3717	0.83	0.66	2057.65	30.38	2037.61	29.10	2047.65	22.02	0.5

Données LA-ICP-MS des zircons de l'échantillon 15037

Analysis	^{204}Pb cps	Th/U	^{207}Pb/^{206}Pb	1σ (%)	^{207}Pb/^{235}U	1σ (%)	^{206}Pb/^{238}U	1σ (%)	ρ	^{207}Pb/^{206}Pb age	2σ error (Ma)	^{206}Pb/^{238}U age	2σ error (Ma)	^{207}Pb/^{235}U age	2σ error (Ma)	% U-Pb disc.
ZR1	16	0.230	0.0489	1.83	0.0228	2.07	0.0034	0.90	0.43	145.03	84.54	21.77	0.39	22.92	0.94	5.0
ZR2	15	0.207	0.0454	3.83	0.0213	4.02	0.0034	1.18	0.29	-36.65	180.69	21.92	0.52	21.40	1.70	-2.4
ZR3	19	0.202	0.0461	0.58	0.0245	0.89	0.0039	0.56	0.63	1.46	28.07	24.80	0.28	24.57	0.43	-1.0
ZR4	17	0.200	0.0465	0.71	0.0235	0.95	0.0037	0.52	0.54	23.66	33.90	23.62	0.25	23.63	0.45	0.0
ZR5	18	0.164	0.0484	2.06	0.0248	2.24	0.0037	0.80	0.36	119.73	95.47	23.86	0.38	24.83	1.10	3.9
ZR6	16	0.202	0.0462	1.43	0.0230	1.60	0.0036	0.62	0.39	8.69	68.10	23.28	0.29	23.14	0.73	-0.6
ZR7	19	0.165	0.0473	0.94	0.0230	1.23	0.0035	0.70	0.57	63.14	44.27	22.71	0.32	23.10	0.56	1.7
ZR8	9	0.146	0.0466	1.13	0.0225	1.35	0.0035	0.64	0.47	26.86	53.65	22.59	0.29	22.64	0.60	0.2
ZR9	17	0.215	0.0479	0.87	0.0430	1.76	0.0065	1.49	0.84	95.37	40.83	41.77	1.24	42.71	1.47	2.2
ZR10	10	0.131	0.0461	1.38	0.0223	1.64	0.0035	0.80	0.49	1.05	65.96	22.61	0.36	22.41	0.73	-0.9
ZR11	13	0.141	0.0469	0.81	0.0229	1.12	0.0035	0.68	0.61	43.21	38.43	22.76	0.31	22.96	0.51	0.8
ZR12	17	0.175	0.0467	1.23	0.0232	1.48	0.0036	0.72	0.49	36.41	58.56	23.14	0.33	23.27	0.68	0.6
ZR13	13	0.369	0.0473	0.72	0.0236	1.07	0.0036	0.71	0.66	63.52	34.04	23.27	0.33	23.66	0.50	1.7
ZR14	22	0.220	0.0520	2.56	0.0267	2.68	0.0037	0.71	0.26	284.05	115.06	23.93	0.34	26.71	1.41	10.4
ZR15	8	0.166	0.0472	1.56	0.0241	1.81	0.0037	0.84	0.46	57.32	73.68	23.80	0.40	24.13	0.86	1.4
ZR16	14	0.189	0.0463	1.03	0.0247	1.37	0.0039	0.83	0.60	14.06	49.22	24.86	0.41	24.75	0.67	-0.4
ZR17	15	0.221	0.0497	1.26	0.0258	1.55	0.0038	0.81	0.53	180.48	58.27	24.18	0.39	25.82	0.79	6.3
ZR18	9	0.227	0.0464	0.91	0.0241	1.25	0.0038	0.78	0.62	18.81	43.37	24.20	0.38	24.15	0.60	-0.2
ZR19	9	0.179	0.0477	1.44	0.0240	1.65	0.0037	0.73	0.44	83.35	67.49	23.51	0.34	24.10	0.79	2.5
ZR20	8	0.222	0.0459	1.76	0.0237	1.94	0.0037	0.73	0.37	-9.93	84.00	24.10	0.35	23.77	0.91	-1.4
ZR21	15	0.227	0.0473	0.66	0.0242	0.98	0.0037	0.63	0.64	62.60	31.24	23.88	0.30	24.26	0.47	1.6
ZR22	18	0.494	0.0481	0.72	0.0254	1.14	0.0038	0.80	0.70	104.53	33.77	24.64	0.39	25.47	0.57	3.3
ZR23	19	0.136	0.0460	1.40	0.0239	1.57	0.0038	0.60	0.38	-1.38	66.89	24.25	0.29	24.00	0.74	-1.1
ZR24	12	0.228	0.0512	2.45	0.0260	2.60	0.0037	0.80	0.31	247.66	110.77	23.74	0.38	26.08	1.34	9.0
ZR25	9	0.223	0.0498	1.40	0.0248	1.67	0.0036	0.84	0.50	184.27	64.47	23.22	0.39	24.84	0.82	6.5
ZR26	11	0.243	0.0469	1.59	0.0224	1.94	0.0035	1.05	0.54	46.30	75.07	22.31	0.47	22.54	0.86	1.0
ZR27	10	0.437	0.0496	0.61	0.1857	0.93	0.0271	0.59	0.64	178.60	28.49	172.50	2.01	172.93	2.95	0.2
ZR28	14	0.182	0.0470	1.04	0.0229	1.30	0.0035	0.69	0.53	48.73	49.41	22.77	0.31	23.02	0.59	1.1

AUTEUR : Alice Prudhomme

TITRE : Nouveau modèle tectono-climatique des Andes Centrales du Nord (5-9°S)

DIRECTEURS DE THESE : Patrice Baby et Alexandra Robert

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : Toulouse, le 17 avril 2019

RESUME

Cette thèse, par une approche multidisciplinaire, propose un nouveau modèle d'orogène à double vergence pour les Andes Centrales du Nord, expliquant l'épaississement crustal et la topographie actuelle. Une nouvelle synthèse structurale et stratigraphique à travers l'avant-arc et la Cordillère Occidentale a permis de révéler la présence d'un chevauchement majeur à vergence Ouest. Pour la première fois, la construction d'une coupe équilibrée traversant toutes les Andes Centrales du Nord, combinée à des données thermochronologiques, illustre un modèle orogénique à double vergence se propageant de façon synchrone depuis ~30 Ma avec un raccourcissement total de 158 km. Une modélisation numérique de l'évolution tectono-climatique de l'orogénèse nous montre le contrôle tectonique sur le climat régional des Andes avec l'accélération de l'aridification du versant Ouest à ~15 Ma et au Pliocène, ainsi que le soulèvement tardif et la formation d'un équivalent de l'Altiplano, qui aurait été incisé et vidangé récemment par la rivière du Marañón.

Mots-clés : Orogène à double vergence – Raccourcissement néogène – Andes Centrales du Nord – Escarpement Ouest Andin –Interactions tectono-climatiques

---

ABSTRACT

Using a multidisciplinary approach, this thesis proposes a new double-verging orogen model for the Northern Central Andes, which can explain the crustal thickening and the current topography interacting with a complex climate. A new structural and stratigraphic synthesis across the forearc and the Western Cordillera revealed the presence of a major western vergence thrust. For the first time, the construction of a balanced cross-section through the whole Northern Central Andes, combined with thermochronological data, illustrates a double verging orogenic model propagating synchronously since ~30 Ma, with a total shortening of 158 km. Numerical modeling of the tectono-climatic evolution of the Andean orogeny shows the acceleration of the aridification in its western flank at ~ 15 Ma and during the Pliocene, as well as the late uplift and the formation of an equivalent of the Altiplano, which would have been incised and emptied recently by the Marañón River.

Keywords: Double verging orogen – Neogene shortening – Northern Central Andes – Western Andean Escarpment – Tectono-climatic interactions

---

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

INTITULE ET ADRESSE DU LABORATOIRE : Géosciences Environnement Toulouse (GET), 14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse