



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse III Paul Sabatier

Discipline ou spécialité :

Sciences de la Terre et de l'Univers

Présentée et soutenue par

Adrien EUDE

Le 24 Octobre 2014

Titre :

La croissance des Andes centrales du nord du Pérou (5-9°S): Propagation d'un prisme orogénique dans un contexte d'héritage tectonique et de subduction plane

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)*

Unité de recherche : *Géosciences Environnement Toulouse, UPS / CNRS UMR5563 / IRD UR234 / CNES*

Président du jury :

BEZIAT Didier

Directeurs de Thèse :

RODDAZ Martin

BRICHAU Stéphanie

BABY Patrice

Rapporteurs :

VAN DER BEEK Peter

CALLOT Jean-Paul

BARBARAND Jocelyn

Examineurs :

VERGES Jaume

ROSAS Silvia

*« Cette aventure ressemble à n'importe quelle idée artistique,
le but est toujours de découvrir et révéler ce qui ne l'a encore jamais été. »*

Fernando PRATS – explorateur et artiste contemporain

Remerciements

A l'issue de ces quatre années très enrichissantes et difficiles, je tiens d'abord à remercier les professeurs qui ont accepté de juger ce travail en commençant par Peter van der Beek, qui m'a beaucoup appris durant mon stage de master 2 à Grenoble. Merci à Jean-Paul Callot qui a suivi ce travail depuis le début à travers le partenariat industriel, et à Jocelyn Barbarand. Je remercie mes directeurs de thèse d'avoir monté un sujet qui me correspondait sous tous ses aspects et de m'avoir permis d'effectuer ce travail dans des conditions confortables (financements privés, bourse de mobilité, missions au Pérou avec l'IRD, enseignement en France et au Pérou). Je les remercie également de m'avoir permis de travailler avec les spécialistes des domaines. Je pense notamment au séjour à Londres chez Andy Carter, rendu possible grâce à Stéphanie. Je remercie toute la famille Baby de m'avoir accueilli à Lima. A Paul d'avoir réussi en physique au Bac, ma crédibilité en dépendait peut-être ; à Guillaume de m'avoir prêté sa planche de surf et aussi d'avoir apporté son œil de sédimentologue sur le terrain. Un grand merci Martin pour ta réactivité pendant la rédaction. Je remercie chaleureusement Stéphane Brusset qui m'a énormément aidé pour la partie technique et hypnotisante de la construction de la coupe et qui a rendu ce travail agréable grâce, notamment, à son humour fin. Merci à Dominique Chardon et à Joseph Martinod pour les cours que nous avons donnés ensemble, pour les discussions scientifiques et pour m'avoir aidé à construire la conclusion de ce mémoire. Merci aux personnes de l'IRD au Pérou, je pense particulièrement à Manuel, mon chauffeur avec qui j'ai passé le plus clair de mon temps et qui m'a aidé à parler espagnol.

Je tiens aussi à remercier mes camarades doctorants. Ceux de ma promotion tout d'abord : Jean Louis (malgré ta détermination, tu n'arriveras pas à égaler mes jeux de mots), Guillaume (ta sagesse m'a toujours aidé, bon courage pour la fin), Mélanie (Guapa, dès que je récupère mon bateau, je te sculpte en figurant de proue), Angela (on essayera le tandem un jour), Jérémy (mon prédateur terminal préféré) et mes généraux Marius (*Atisai dadé*), Modeste et Mohammed. Les anciens : Aude, Tristan, Alisson, Jérémy, Germann, Aïmen, Quentin... Ceux de Grenoble et de Rennes : Yohan, Mélodie, Benoit, et bien sur Toby et Illya. Aux nouveaux venus enfin : Léandre (heureusement que tu es arrivé mon pote), Alexandre (gère bien cette bande l'ami), Roman Somewell, Damien, Arnaud, Vincent,

Olivier, ze Sylvain's, Jing, Laëtitia, Matias, Jean-Milot, Touf, Brian, Thomas, Antonin, bon courage à tous ! Je pense aussi aux personnes intéressantes et tout simplement sympathiques du laboratoire, qui rendent l'environnement de travail agréable, elles se reconnaîtront.

Un grand merci à mes étudiants qui ont su me rappeler le véritable sens des responsabilités, et surtout que j'aimais profondément les Sciences de la Terre.

A mes amis musiciens, qui ont su garder mon âme intacte.

A mes amis sauveteurs de la SNSM, merci sans vous mon corps serait en piteux état à l'heure qu'il est. Dans la rubrique sport, merci à toute la bande des volleyeurs du midi. C'est évidemment plus que des parties de volley que nous avons partagées durant ces quatre années !

Aux professeurs rencontrés au cours de mes études qui m'ont guidé, et qui m'ont fait confiance quand j'ai commencé la géologie en master 1 : Jean Braun, François Guillocheau, Stéphane Bonnet, Jean-Pierre Brun, Frédéric Gueydan et bien sûr Peter.

Un grand merci à mes deux sœurs, Camille et Sophie. C'est vous qui avez le plus compris votre grand frère qui devenait fou par moment, bonne chance pour tout ce que vous allez entreprendre. Je dédie ce travail à mes parents et à mes grands-parents qui m'ont offert, en plus de leur soutien pendant ces quatre années, le goût de la Montagne. Maintenant, en plus de l'admirer, je la vois bouger ! Un grand Merci Papa pour tes corrections grammaticales et orthographiques qui mon fais gagné un tant prés Cieux.

Finalmente te dedico este trabajo mi amoricininita *¡ Ojalá podamos construir nuestra montaña juntos un día !*

Résumé

Par une étude pluridisciplinaire, cette thèse propose un modèle d'orogénèse pour les Andes Centrales du nord du Pérou au niveau d'un transect situé entre 5 et 9°S de latitude. La structure de la chaîne est analysée grâce à la construction de ~600 km de coupes équilibrées. Le raccourcissement horizontal total calculé est d'au moins 220 km. La cinématique de la déformation du prisme orogénique a pu être déterminée à partir de données sismiques, de travaux de terrain, de datations de thermochronologie basse-température (traces de fission et (U-Th)/He sur Apatite) et de mesures de réflectance de la vitrinite. Les résultats montrent que la déformation est très influencée par les événements tectoniques pré-andins. Des structures de rift permo-triasique, inversées dès le Turonien, contrôlent à partir de l'Oligocène la déformation du prisme orogénique oriental andin composé de la Cordillère Orientale et de la zone Subandine. Du Turonien à l'Eocène, la déformation du prisme occidental, composé de la Cordillère Occidentale et des bassins d'avant-arc, se propage de façon continue et est influencée par des structures extensives jurassiques. L'intégration de données géophysiques (gravimétrie, sismicité) à d'autres datations (UPb, Ar-Ar, ¹⁴C), indique que le prisme est toujours en cours de déformation. Le régime tectonique auquel est soumis le prisme orogénique est dépendant des vitesses de convergence des plaques, elles-mêmes corrélées avec le pendage de la subduction et les phénomènes magmatiques. Entre 17 et 8 Ma, le synchronisme de l'exhumation à l'échelle de la chaîne à des vitesses variant de 0.1 à 0.2 mm.an⁻¹ et sa surrection est attribué à la propagation du prisme orogénique à la vitesse de ~7.1 mm.an⁻¹. Vers 8 Ma, l'instauration d'une subduction plane engendrée en partie par l'entrée en subduction du *Plateau Inca* permet l'arrêt de l'arc magmatique et la propagation de la déformation à la vitesse de 3.6 mm.an⁻¹ de 200 km vers l'avant-pays, guidée par l'héritage tectonique. Le modèle tectonique proposé prouve que le climat plus humide depuis le Miocène n'a pas d'influence sur la propagation de la déformation. L'absence de hauts plateaux sur cette zone est attribuée au contexte de subduction plane depuis le Miocène inférieur et à l'élargissement du prisme depuis ~8 Ma.

Mots-clés

Andes Centrales, nord Pérou, Coupes équilibrées, Thermochronologie basse-température, Héritage Tectonique.

Abstract

This PhD thesis aim to constrain the formation and structural style of Central Andes in northern Peru (5-9°S) using ~600 km of balanced cross-sections. The minimum horizontal shortening of the entire mountain belt is estimated at about 220 km. The eastern orogenic wedge composed by the Eastern Cordillera and the Subandean zone, has been sequentially restored and calibrated by syn-tectonic sedimentation geometry, apatite fission-tracks and (U-Th)/He dating combined with vitrinite reflectance measurements. Results show that the deformation is strongly influenced by inheritance tectonics. Permo-Triassic rifts are reactivated during Turonian times and are responsible of the Upper Oligocene deformation of the eastern orogenic wedge. Deformation of the continued western wedge, composed by the Western Cordillera and the forearc basins, occurs from Turonian to Eocene following inherited Jurassic extensive structures. The integration of new ages (U/Pb, Ar-Ar, ¹⁴C) and geophysical data (gravimetry, seismicity) proves that the orogenic wedge propagation is ongoing. Tectonic regime is closely related to plate convergence rates, themselves correlated to subduction dipping and magmatic processes. Between 17 and 8 Ma, the generalized exhumation rates ranging from 0.1 to 0.2 mm.yr⁻¹ is attributed to the 7.1 mm.yr⁻¹ orogenic wedge propagation. Around 8 Ma, the slab subduction flattening, supported by the *Inca Plateau* subduction, is responsible of the magmatic arc ending and of 200 km eastward deformation front propagation. No climatic control is necessary to propagate the deformation. The absence of high plateaus on this transect is attributed to the flat subduction context with a too recent 8 Ma belt widening.

Key-words

Central Andes, northern Peru, Balanced cross-sections, low-temperature Thermochronology, Inheritance Tectonics.

Resumen

A través de un estudio pluridisciplinar, esta tesis propone un modelo de formación de los Andes Centrales del norte de Perú, a la altura de 5 a 9°S de latitud. La estructura de la cadena montañosa viene determinada mediante la construcción de ~600 km de cortes balanceadas. El acortamiento calculado es por lo menos de 220 km. A partir de los datos sísmicos, los trabajos de campo, las edades de Termocronología de baja temperatura (trazas de fisión y (U-Th)/He en apatita) y las medidas de reflectancia de la vitrinita, se ha podido determinar la cinemática de la deformación del prisma orogénico. Los resultados muestran que la deformación recibe gran influencia de acontecimientos tectónicos pre andinos. Estructuras de rift permo-triásico se invertirán a partir del Turoniano, tras originar la formación del prisma orogénico oriental, compuesto de la Cordillera Oriental y la zona subandina, a partir del Oligoceno. Desde el Turoniano al Eoceno, la deformación del prisma occidental, compuesto de la Cordillera Occidental y de las cuencas ante-arco, se manifiesta de forma continua e influenciada por estructuras extensivas jurásicas. La integración de datos geofísicos (gravimetría, sismicidad) a otras dataciones (UPb, Ar-Ar, ^{14}C) indica que el prisma todavía está en proceso de deformación. El régimen tectónico al que está sometido el prisma orogénico depende de las velocidades de convergencia de las placas, correlacionadas, a su vez, con la pendiente de la subducción y de los fenómenos magmáticos. Entre 17 y 8 Ma, el sincronismo entre la exhumación generalizada de la cadena a la velocidad de 0.1 y 0.2 mm.año⁻¹ y su elevación se atribuye a la propagación del prisma orogénico a 7.1 mm.año⁻¹. Hacia 8 Ma, la instauración de una subducción plana, causada, en parte, por la subducción de la *Plataforma oceánica Inca*, provoca la interrupción del arco volcánico y desplaza el frente de deformación de 200 km hasta el ante-país a la velocidad de 3.6 mm.yr⁻¹, guiado por la herencia tectónica. A escala de la cadena, el modelo tectónico propuesto prueba que el clima, que se humidifica a partir del Mioceno, no ejerce ninguna influencia sobre la propagación de la deformación. La ausencia de plataformas elevadas en esta zona se atribuye al contexto de subducción plana a partir del Mioceno inferior y al alargamiento del prisma desde ~8 Ma.

Palabras claves

Andes Centrales, Perú Norte, Sección balanceada, Termocronología de baja temperatura, Herencia Tectónica.

Sommaire

Chapitre I - Introduction et Problématique	19
I. Introduction générale.....	21
II. Choix de la zone d'étude	24
III. Objectifs et structure de la thèse.....	29
III.1. Objectifs de la thèse	29
III.2. Description des chapitres	30
IV. Références du Chapitre 1.....	31
Chapitre II - Méthodologie	37
I. Thermochronologie basse – température	39
I.1. Introduction à la Thermochronologie	39
I.2. Application à la datation de la déformation.....	42
I.3. Les traces de fission sur apatite	43
I.4. (U-Th)/He sur apatite	49
I.5. Profils verticaux	53
I.6. Réflectance de la vitrinite	57
I.7. Modélisation numérique des âges	59
I.8. Autres datations	60
II. Les Coupes Equilibrées	62
II.1. Modes de déformation et de restauration	62
II.2. Base de données pour la construction des coupes	65
II.3. Datation de la déformation	66
IV. La Restauration Séquentielle	67
IV.1. Thermochronologie BT.....	67
IV.2. Conservation de la matière et flexure de la lithosphère	69
V. Références du chapitre 2.....	71
Chapitre III - Charte Stratigraphique et Héritage Tectonique	79
I. Chrono-stratigraphie, Introduction.....	81
I.1. Chronologie des études antérieures	81
I.2. Héritage tectonique	81
I.3. Diagramme Chrono-stratigraphique	82
I. Socle Néoprotérozoïque et Paléozoïque.....	85
II. Les Bassins subandins	94
III. Bassins Ouest Péruvien	101

IV.	Bassins Off-shore Trujillo et Salaverry	109
V.1.	Le Substratum Mésozoïque	110
V.2.	Structuration des bassins	110
V.3.	Stratigraphie cénozoïque des bassins	111
V.4.	Conclusion sur les bassins Off-shore	114
VI.	Synthèse stratigraphique	114
VII.	Références du chapitre 3.....	115
 Chapitre IV - Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental		121
	Résumé en français.....	124
	Abstract	125
I.	Introduction	127
II.	Geological setting	128
III.	Methods	132
III.1.	Balanced cross-section	132
III.2.	Low temperature thermochronology	133
III.3.	Vitrinite reflectance analyses (Ro)	142
III.4.	Thermal modeling	142
IV.	Results	145
IV.1.	Balanced cross-section.....	145
IV.2.	Low temperature thermochronology and Ro Results	146
V.	Interpretation and discussion	148
V.1.	Ages of exhumation.....	148
V.2.	Sequential Restoration and age of deformation.....	152
V.3.	Implications for the origin of the growth of north-central Andes	153
VI.	Conclusion	156
	Acknowledgment	157
	References of the chapter 4	157
 Chapitre V - Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale		163
I.	Introduction	165
II.	Cadre Géologique et travaux antérieurs	166
II.1.	La chaîne du Marañón	167
II.2.	Le domaine plissée de la Cordillère Occidentale	170
II.3.	Le domaine côtier	173
III.	Résultats.....	182
III.1.	Du Turonien à l'Eocène : déformation majeure de la Cordillère Occidentale	182

III.2. De l'Eocène supérieur au Miocène : volcanisme et sédimentation.....	190
III.3. La Période Miocène à Quaternaire : Néotectonique et Surrection.....	194
IV. Conclusion et discussion	215
IV.1. Age et déformation du prisme orogénique occidental	215
IV.2. Quantification de la surrection depuis le Miocène inférieur.....	218
IV.3. Synthèse du chapitre 5	224
V. Références du chapitre 5.....	225
Chapitre VI - Discussion et Conclusion.....	229
I. Discussion	231
I.1. Géométrie du prisme orogénique et héritage tectonique	231
I.2. Propagation du prisme orogénique du nord des Andes Centrales	237
I.3. Evolution orographique	242
II. Conclusions	253
III. Perspectives	254
III.1. Equilibrage et modélisation du profil lithosphérique	254
III.2. Remplissage Cénozoïque de la Cordillère Occidentale	254
III.3. Concentration en chlore et dispersion des âges AFT	255
III.4. Hypothèse sur la formation de la Cordillère Blanche	255
III.5. Paléogéographie du Subandin	256
IV. Références du chapitre 6.....	257
Annexe A – Carte Géologique	264
Annexe B – Charte Stratigraphique	265
Annexe C – Séparations minérales.....	266
Annexe D – Âges traces de fission sur apatites	273
Annexe E – Datations UPb sur zircons	289
Annexe F – Datations ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar	301
Annexe G - Datations au Carbone 14.....	305
Annexe H - Extraction de données de pendages pour leur intégration sous 2D Move.....	307
Table des figures et tableaux.....	311

Chapitre I

Introduction et Problématique

Chapitre I - Introduction et Problématique

I. INTRODUCTION GENERALE

La Cordillère des Andes est la plus longue chaîne de montagne du monde et la seconde plus élevée [Sobolev et Babeyko, 2005]. Elle s'étend le long de la marge occidentale de la plaque sud-américaine sur plus de 8000 km (Figure I.1). Elle culmine à presque 7000 m d'altitude et est large de 800 km au maximum [Kennan, 2000]. Elle est le résultat de la déformation engendrée par la subduction de la plaque de Nazca sous la plaque sud-américaine depuis au moins 200 Ma [Allmendinger et al., 1997 ; Mamani et al., 2010], voir plus de 500 Ma [Chew et al., 2007]. Géologiquement, elle est à la fois d'un cylindrisme remarquable et d'une grande complexité [Martinod et al., 2010 ; Ramos, 2010]. Elle est classiquement subdivisée en trois parties du nord au sud (Figure I.1, I.2) qui correspondent, au premier ordre, aux régimes de subduction et aux directions de convergence [Ramos, 2010]. Il est à présent bien établi que le raccourcissement tectonique contribue largement à l'acquisition du relief [Allmendinger et al., 1997 ; Kley et Monaldi, 1998]. Pour Allmendinger et al., [1997] le raccourcissement est responsable à 90% de l'épaississement crustal, les 10% restant proviendraient de l'apport mantellique de matériel magmatique. Kley et Monaldi [1998] suggèrent que le raccourcissement tectonique horizontal est responsable de 70 à 80% de l'apport volumique de la croûte pour les Andes Centrales. Dans le but de comprendre la formation des Andes Centrales, il apparaît donc déterminant de calculer le raccourcissement tectonique.

Le début de la formation des Andes Centrales reste controversé. En particulier, l'initiation de la formation du bassin d'avant-pays rétro-arc et donc de la compression reste débattu. Pour certains auteurs, le bassin d'avant-pays rétro-arc se formerait au Crétacé supérieur ou au Paléocène inférieur [Balkwill et al., 1995 ; Sempere et al., 1997 ; Horton et al., 2001 ; DeCelles et Horton, 2003 ; Martin-Gombajav et Winkler, 2008 ; Roddaz et al., 2010] alors que d'autres proposent un début de formation pendant l'Éocène [Viramonte et al., 1999] ou même plus tard [Jordan et al., 2001, 2010].

Par leur extension Nord-Sud, les Andes constituent la seule barrière aux flux atmosphériques dans l'hémisphère sud. Il en résulte des climats contrastés de part et d'autres de la chaîne [Montgomery et al., 2001]. Les Andes sont donc considérées comme un endroit privilégié pour étudier les couplages entre les processus tectoniques et climatiques. Au nord du 16° parallèle sud, le contraste climatique est évident avec un versant amazonien (Cordillère

Orientale et zone Subandine) soumis à de fortes précipitations et un versant pacifique (Cordillère Occidentale) où domine l'hyperaridité. Certains auteurs ont proposé que cette focalisation des précipitations sur le versant oriental a contrôlé l'érosion et la propagation du prisme chevauchant vers l'Est [Horton, 1999; McQuarrie et al., 2008b]. Par exemple, McQuarrie et al., [2008b] en se basant sur la construction de deux coupes équilibrées dans le prisme orogénique oriental bolivien (une au nord de 15-16°S sous un climat humide, et une au sud de 21°S sous un climat aride) ont proposé que l'érosion plus importante au nord qu'au sud aurait permis de limiter le raccourcissement et la propagation orogénique nord bolivien. Pour ces auteurs, l'augmentation des précipitations focaliserait l'érosion au pied du front de chevauchement et empêcherait la propagation du prisme en modifiant les angles critiques du prisme chevauchant [p.e., Willett et al., 2006], favorisant ainsi la déformation interne et l'augmentation de l'altitude dans la Cordillère Orientale. Ces auteurs se fondent sur l'hypothèse que la déformation a commencé dans la Cordillère Orientale il y a 45 Ma et dans la zone Subandine entre 19 et 8 Ma. Or les âges donnés par [McQuarrie et al., 2008a, 2008b] ne sont pas des âges mesurés mais sont des âges probables estimés par modélisation des longueurs de traces en prenant pour hypothèse une exhumation miocène (modélisations AFTSOLVE, [Ketcham et al., 2003]). Plus récemment, Lease et Ehlers [2013] ont proposé que l'érosion pliocène enregistrée par les thermochronomètres de basse température dans le prisme orogénique oriental sud péruvien était contrôlée par le climat parce que les chronologies de la déformation dans la zone Subandine et la Cordillère Orientale étaient apparemment décorrélés des âges de refroidissement enregistrés par les thermochronomètres. Plus au nord, en Colombie, la Cordillère Orientale aurait atteint une altitude critique entre 6 et 3 Ma, ce qui lui aurait permis de jouer le rôle de barrière orographique et aurait favorisé l'augmentation des taux d'exhumation et de raccourcissement lors des 3 derniers millions d'années [Mora et al., 2008].

En dehors des processus de surface, l'héritage des bassins paléozoïques [p.e., Espurt et al., 2008 ; Gautheron et al., 2013], du rift permo-triasique [Sempere et al., 2002], ou du rift jurassique [Gil Rodriguez et al., 2001] sont aussi des contrôles potentiels de la déformation dans la zone Subandine en favorisant une tectonique de couverture (« thin-skin tectonics ») ou de socle (« thick-skin tectonics »). Pour comprendre le rôle des différents processus, il est important de bien contraindre la structure, la quantité de raccourcissement, les taux de sédimentation et la chronologie de la déformation des différents domaines structuraux andins.

Les Andes Centrales se caractérisent par la présence du deuxième plus grand haut plateau au monde derrière le plateau tibétain, le haut plateau Andin (Altiplano-Puna). Un haut plateau se caractérise par une altitude élevée, un faible relief et la présence d'un drainage interne [Isacks, 1988 ; Tapponier, 2001 ; Sobel et al., 2003]. Le plateau Andin, comprenant l'Altiplano et le plateau de Puna, se définit par des altitudes dépassant les 3000 m [Isacks, 1988], et s'étend sur plus de 1800 km (12-27°S) tandis que sa largeur est variable, de 350 à 500 km. Ces caractéristiques font du plateau Andin le deuxième plus grand plateau sur Terre et un exemple type de haut plateau formé en contexte de subduction. Les moteurs de la surrection et de l'érosion du plateau Andin sont fortement débattus. Actuellement, trois types de mécanismes (raccourcissement crustal, fluage de la croûte inférieure et délamination du manteau lithosphérique) sont débattus pour expliquer la formation et le soulèvement de l'Altiplano au cours du Cénozoïque. Plusieurs études ont suggéré que le raccourcissement crustal était un des moteurs principaux de la surrection des Andes Centrales et de l'Altiplano [Isacks, 1988 ; Roeder, 1988 ; Sheffels, 1990 ; Roeder et Chamberlain, 1995 ; Rochat et al., 1999 ; McQuarrie, 2002 ; DeCelles and Horton, 2003 ; McQuarrie et al., 2005, 2008a]. Ces études se fondent sur l'estimation du raccourcissement total à partir de la construction de coupes équilibrées et sur la cinématique de la déformation des différents domaines structuraux. Selon les auteurs, le raccourcissement total varie entre ~ 200 km et 500 km [Allmendinger et al., 1997 ; Baby et al., 1997 ; McQuarrie, 2002 ; Oncken et al., 2006]. En considérant un début de la déformation au Paléocène et un raccourcissement total supérieur à 300 km, certains auteurs ont proposé que l'épaississement crustal et la surrection des Andes Centrales résultaient d'un raccourcissement crustal lié à la migration continue du prisme chevauchant vers l'Est [DeCelles et Horton, 2003 ; McQuarrie et al., 2005]. Un tel modèle suppose une déformation et une surrection de la Cordillère Occidentale au Paléocène et implique, 1) une surrection continue de l'Altiplano, et que 2) ce dernier ait atteint son altitude actuelle au Miocène supérieur [p.e., Allmendinger et al., 1997 ; Gregory-Wodzicki, 2000]. Ce modèle a été fortement remis en cause suite à l'acquisition de données de paléo-altitude fondées sur les isotopes de l'oxygène [Garzzone et al., 2006, 2008 ; Ghosh et al., 2006]. Bien que fortement contestées [Ehlers et Poulsen, 2009 ; Barnes et Elhers, 2009], ces données suggèrent un gain d'altitude rapide de l'Altiplano de 2.5 ± 1 km entre 10 et 7 Ma [Garzzone et al., 2006]. Selon ces auteurs, cette période coïncide avec une cessation de la déformation dans l'Altiplano et un transfert du raccourcissement vers la zone Subandine. Pour expliquer le supposé synchronisme de ce soulèvement rapide de l'Altiplano avec le transfert de raccourcissement vers la zone Subandine, ces auteurs proposent une délamination du manteau

lithosphérique préalablement eclogitisé [Garzione *et al.*, 2006, 2008 ; Hoke *et Garzione*, 2008]. Ce modèle de délamination lithosphérique implique un gain d'altitude et un transfert de raccourcissement synchrones sur près de 15° de latitude. Le dernier modèle propose une surrection de l'Altiplano en réponse à un fluage de la croûte inférieure [Husson *et Sempere*, 2003 ; Hindle *et al.*, 2005 ; Gerbault *et al.*, 2005]. Pour Husson *et Sempere* [2003], la surrection de l'Altiplano résulterait d'un transfert de matière de la croûte inférieure partiellement fondue des cordillères vers l'Altiplano. Suivant ce modèle, la cinématique de surrection des cordillères est antérieure à celle de l'Altiplano. Plus récemment, Picard *et al.*, [2008] proposent une surrection progressive des Andes Centrales du sud vers le nord causée par un fluage crustal du sud vers le nord, contraint d'un point de vue chronologique par des âges de divergence moléculaire de solanacées et de parasites nématodes de ces solanacées. Ces débats sur les modèles de surrection de l'Altiplano montrent le besoin de contraindre parfaitement la quantité de raccourcissement, de reconnaître et de dater les étapes et la cinématique de déformation, d'exhumation et de surrection des différentes régions qui composent les Andes Centrales (Figure I.1).

Outre les questions académiques, le fort potentiel de réserves d'hydrocarbures associé à la présence de la forêt amazonienne qui jouxte une grande partie des Andes Centrales, plaide pour une exploitation raisonnée des ressources fossiles. Ce potentiel est attesté par la présence des deux plus grands gisements de gaz d'Amérique latine (San Alberto en Bolivie et Camisea au Pérou) et les découvertes récentes : champs de Kinteroni 1X dans le bassin d'Ucayali (Figure I.4, 4^{ème} découverte mondiale en 2008) et de Huacaya dans la zone Subandine du Chaco en Bolivie (5^{ème} découverte mondiale en 2008). Dans cette optique, il est important de bien contraindre le timing de formation des potentiels pièges à hydrocarbures. Ce qui revient, dans le cas de la zone Subandine, à contraindre précisément la séquence d'activation des chevauchements.

II. CHOIX DE LA ZONE D'ETUDE

Dans les Andes Centrales, la majorité des travaux se sont concentrés sur le sud du Pérou, la Bolivie et l'Argentine, dans le but de comprendre la formation du plateau Andin. Les Andes Centrales du nord, délimitées par les déflexions de Huacabamba et d'Abancay (Figure I.1), ont été délaissées ces deux dernières décennies. Elles présentent pourtant des intérêts économiques et académiques certains. D'un point de vue géodynamique, les Andes

Centrales péruviennes sont situées au-dessus d'une portion où la subduction a lieu avec un pendage faible à nul (Figures I.2 et I.3). Mis en évidence par la sismicité (Figure I.2), les Andes possèdent actuellement deux zones où le panneau plongeant (slab) est plat ou presque sous la croûte continentale [Ramos et Folguera, 2009].



Figure I.1. Carte du continent sud-américain et dénomination des différentes parties des Andes. Délimitation des Andes Centrales du nord par les déflexions de Huacabamba et d'Abancay. Modifié de [Sempere et al., 2002].

Il a été proposé assez tôt que ces slabs plats étaient dus à l'entrée en subduction de rides ou de plateaux océaniques moins denses que la croûte océanique [Pilger, 1984], combinée à la migration de l'Amérique du sud vers l'ouest [Pardo-Casas et Molnar, 1987].

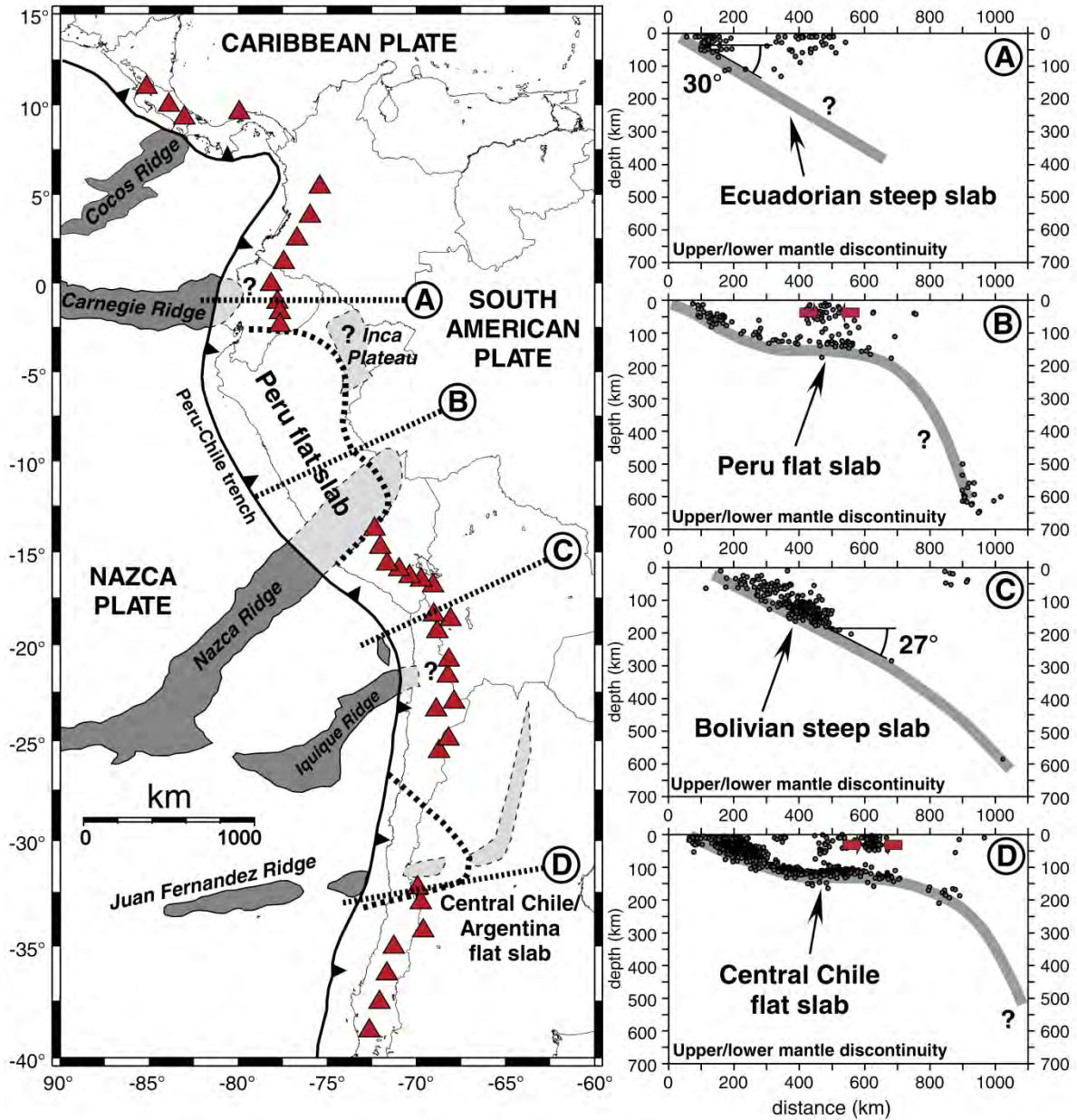


Figure I.2. Configuration géodynamique actuelle des Andes : modifié d'après *Espurt et al.*, [2008] et *Martinod et al.*, [2010]. Les triangles rouges marquent les volcans actifs, les segments de slab plats et les rides sont reportés. Quatre coupes d'échelle lithosphérique (A, B, C et D) avec l'interpolation des séismes en points noirs sont représentées à droite.

Les études tomographiques [Gutscher *et al.*, 2000b] combinées à l'absence de volcanisme actif (Figure I.2) ont également montré l'influence de la subduction plane sur la migration et l'arrêt de l'arc magmatique [Kay *et Abbrazi*, 1996 ; Gutscher *et al.*, 2000a]. Le transect d'étude est situé entre 5 et 9°S (Figure I.4), où le slab pourrait rester horizontal sous l'Amazonie (Figures I.2 et I.3) grâce à l'entrée en subduction d'un plateau océanique dénommé « *Lost Inca Plateau* » [Gutscher *et al.*, 1999]. Certaines études [Martinod *et al.*, 2010, 2013 ; DeCelles *et al.*, 2009] ont suggéré que l'horizontalisation du slab pouvait contrôler la propagation de prisme orogénique en direction de l'avant-pays. Il sera donc intéressant de voir les éventuelles corrélations entre horizontalisation du slab, entrée en subduction du *Plateau Inca*, changement de la cinétique de convergence, de raccourcissement et évolution de l'activité magmatique, afin d'établir d'éventuels liens de causalités.

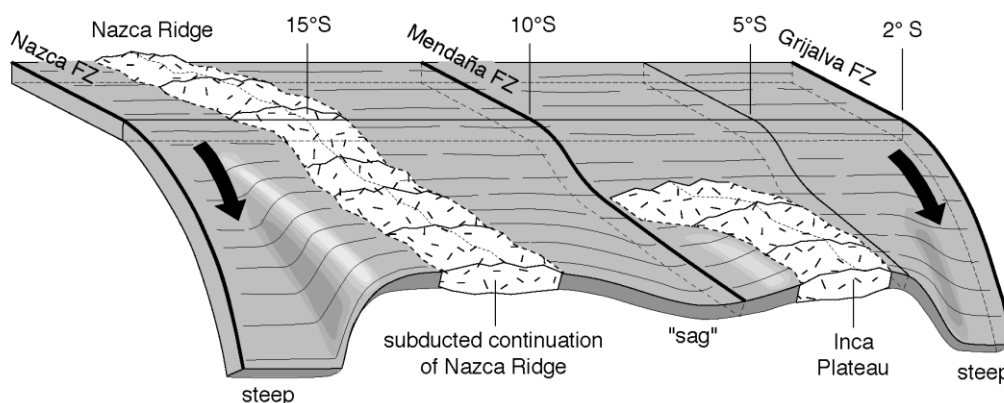


Figure I.3. Coupe longitudinale entre 2 et 18°S du panneau plongeant sous le Pérou. D'après Gutscher *et al.*, [1999]. Illustration de l'hypothèse selon laquelle la subduction est sub-horizontale du fait de la présence de matériel moins dense que la croûte océanique : La ride de Nazca (15°S) et le Plateau Inca (entre ~9 et 5°S). Vers 10°S, le slab présente une dépression (sag) causé par l'absence de ces plateaux plus flottants que la croûte océanique.

La présence dans la Cordillère Occidentale d'une « fold and thrust belt » créacé supérieur-paléogène bien conservée permettra de caractériser de la façon la plus précise quelle est la contribution de son raccourcissement à la croissance andine. En effet, dans les autres parties des Andes Centrales, la structure de la Cordillère Occidentale est soit masquée par l'activité de l'arc magmatique, soit affectée d'une tectonique extensive récente [Giovanni *et al.*, 2010]. Bien que les bassins cénozoïques qui recouvrent la Cordillère Occidentale forment des surfaces planes et élevées (chapitre 5) et que certaines parties de la Cordillère Orientale

fussent géomorphologiquement appelées « Altiplano » [Wilson et Reyes Rivera, 1964 ; Cossio et Jaen, 1967 ; Reyes Rivera, 1980 ; Wilson, 1985], les Andes Centrales du nord ne possèdent pas l'équivalent en terme d'altitude et de superficie [Allmendinger et al., 1997]. Comment l'absence du plateau Andin (Figure I.4) peut-elle s'expliquer ? Des éléments de réponses seront apportés en synthèse de ce manuscrit.

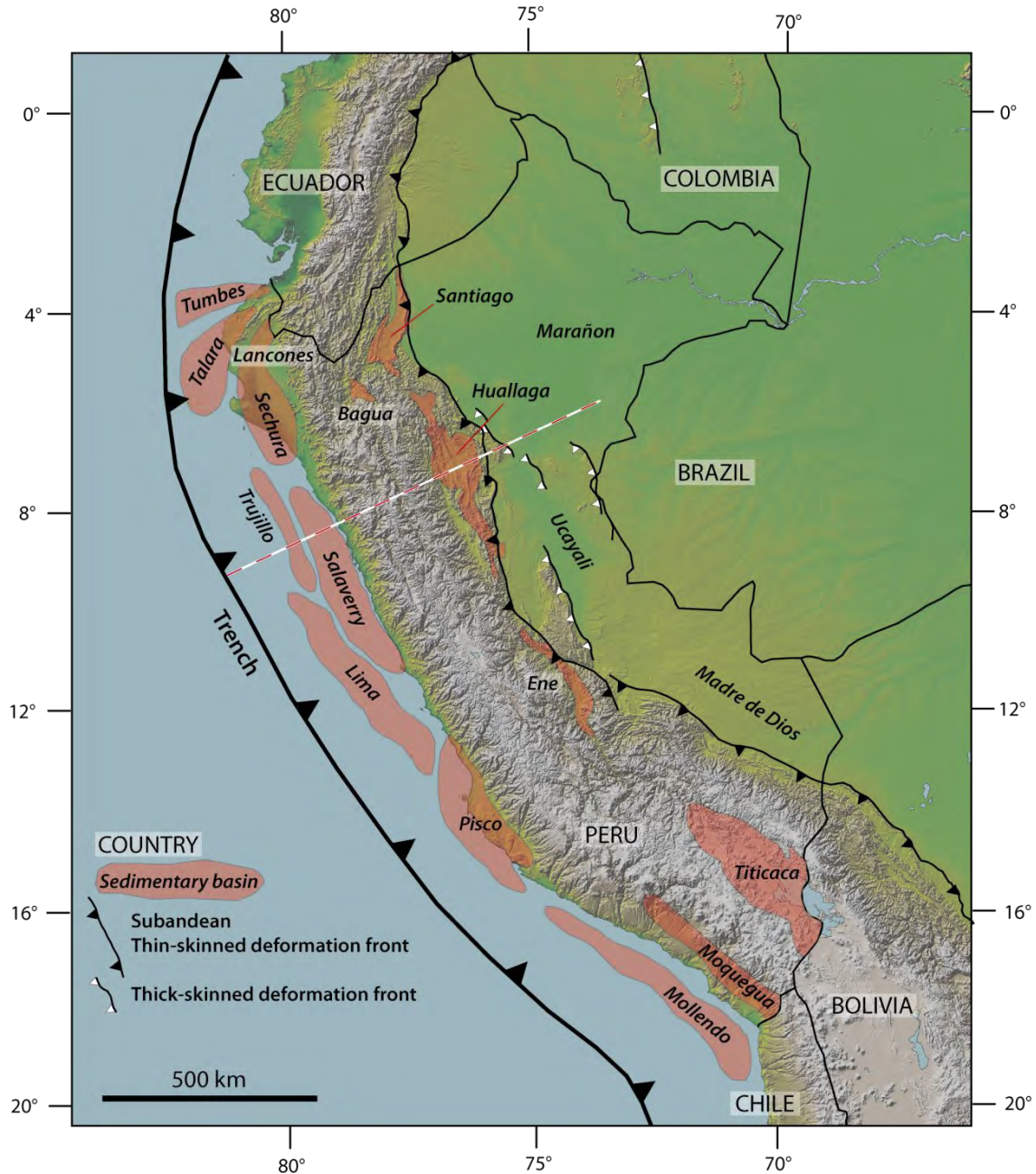


Figure I.4. Carte des bassins sédimentaires du Pérou. Modifié d'après les cartes de PeruPetro disponibles en ligne [www.perupetro.com.pe] et [Espurt et al., 2008]. Les bassins d'avant-pays Marañon, Ucajali et Madre de Dios ne sont pas coloriés car leurs limites orientales dépassent la carte. Transect étudié représenté en pointillés rouges.

L'intérêt industriel est important dans cette région car le transect étudié recoupe quatre bassins sédimentaires (Figure I.4) à potentiel pétrolier important [Mathalon et Montoya, 1995 ; Wine et al., 2002]. Les cordillères Occidentale et Orientale du nord des Andes Centrales possèdent de nombreuses mines de cuivre, d'argent et d'autres métaux pour lesquelles la formation des gisements serait reliée au fonctionnement de l'arc magmatique [Wilson et Reyes Rivera, 1964 ; Rosenbaum et al., 2005 ; Navarro et Mamani, 2009 ; Mamani et al., 2010]. Cependant même si des études étudient localement la formation des gisements [Navarro et Mamani, 2009 ; Mamani et al., 2010 ; Witt et al., 2013], il n'existe pas d'étude depuis les années 80 à 90 qui synthétise les événements géodynamiques qu'a subi cette partie de la chaîne [Mourier, 1988 ; Noble et al., 1990].

III. OBJECTIFS ET STRUCTURE DE LA THESE

L'élaboration d'un modèle complet en 2D, le long d'un transect donne des clés pour la compréhension de l'orogène andin à grande échelle. Cette partie des Andes Centrales a été étudiée lors de la réalisation des cartes géologiques [p.e., Wilson et Reyes Rivera, 1964 ; Cossio et Jaen, 1967 ; Reyes Rivera, 1980 ; Sanchez, 1995] pour préciser la stratigraphie [Jaillard, 1987 ; Jacay, 1992 ; Robert, 2001 ; Jaillard et al., 2005], structurellement dans les années 80 [Janjou et al., 1981 ; Mégard, 1984 ; Mourier, 1988 ; Bellier et al., 1989 ; Noble et al., 1990], et quelques études ont été réalisées sur l'arc magmatique de la côte [Hollister et Sirvas, 1978 ; Wipf et al., 2008 ; Navarro et Mamani, 2009 ; Mamani et al., 2010]. Mais finalement ces études sont locales, pour la plupart, et une compilation des données manque pour le nord des Andes Centrales. L'originalité de cette thèse réside dans le fait de compiler les données qui existent le long de ce transect, notamment les datations (chapitres 3 et 5), la stratigraphie (chapitre 3) et les données géophysiques (chapitres 4 et 5), dans le but de cibler les données manquantes, d'acquérir des valeurs de raccourcissement et d'exhumation (chapitres 4 et 5), puis de synthétiser les résultats de manière chronologique pour proposer un schéma d'évolution du prisme orogénique du nord des Andes Centrales (chapitre 6).

III.1. Objectifs de la thèse

Les objectifs de cette thèse sont donc de :

- 1- Déterminer la structure du nord des Andes Centrales et le style de déformation,

- 2- Contraindre l'histoire de la déformation et de la surrection le long du transect (5-9°S),
- 3- Intégrer le modèle d'évolution cinématique dans le contexte géodynamique grande échelle et de tenter d'expliquer les processus responsables de la croissance des Andes Centrales.

Pour répondre à ces questions, une approche pluridisciplinaire mêlant géologie structurale, thermochronologie basse-température, synthèse stratigraphique le long du transect a été utilisé. Les résultats seront présentés en 3 chapitres en suivant géographiquement la déformation de l'avant pays à l'est vers la zone de subduction à l'ouest.

III.2. Description des chapitres

- Le chapitre II : **Méthodologie** présente les méthodes de datation de thermochronologie basse-température « traces de fission sur apatite » (AFT), « Uranium-Thorium / Hélium sur apatite » (AHe), puis la méthode des coupes équilibrées, et leur utilisation combinée dans le cadre de ce travail.

- Le chapitre III : **Charte stratigraphique et héritage tectonique** présente l'état de l'art en matière de travaux stratigraphiques le long de cette coupe, résumé sous forme de diagramme chrono-stratigraphique [*Wheeler*, 1958]. Les descriptions de toutes les formations rencontrées le long du transect seront accompagnées de leur contexte géodynamique. Une attention particulière sera mise dans l'explication des événements tectonique préandins.

- Le chapitre IV : **Déformation et Exhumation de la Cordillère Orientale et de la zone Subandine**, présente des résultats structuraux (interprétation sismique, géométrie des dépôts sédimentaires syn-tectonique, coupe équilibrée) et de thermochronologie basse-température (profil vertical, modélisation numérique, restauration séquentielle) pour le prisme orogénique oriental. Un résumé en français précède l'article soumis à *Tectonics* [*Eude et al.*, soumis].

- Le chapitre V : **Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale**, présente les résultats de terrain, structuraux et stratigraphiques, obtenus sur la Cordillère Occidentale qui, nous le verrons, peut être décrite comme une chaîne à part entière. L'histoire de l'incision de l'escarpement de la côte reliée au soulèvement tectonique et/ou à l'évolution de l'arc magmatique, sera déterminée grâce à l'obtention de datations thermochronologiques.

- Le chapitre VI : **Discussion et Conclusion**, synthétise les résultats obtenus et les intègre dans le contexte de l'histoire de la déformation andine et des mécanismes associés.

IV. REFERENCES DU CHAPITRE 1

- Allmendinger, R. W., T. E. Jordan, S. M. Kay, and B. L. Isacks (1997), The Evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25, 139-174, doi: 10.1146/annurev.earth.25.1.139.
- Baby, P., P. Rochat, G. Mascle, and G. Hérail (1997), Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes, *Geology*, 25(10), 883-886, doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0883:NSCTCT>.
- Balkwill, H. R., G. Rodrigue, F. I. Paredes, and J. P. Almeida (1995), Northern part of Oriente basin, Ecuador; reflection seismic expression of structures, in *Petroleum Basins of South America*, edited by A. J. Tankard, R. Suarez Soruco and H. J. Welsink, *AAPG Bull.*, 62, 559.
- Barnes, J. B., and T. A. Ehlers (2009), End member models for Andean Plateau uplift, *Earth-Sci. Rev.*, 97(1-4), 105-132, doi: 10.1016/j.earscirev.2009.08.003.
- Bellier, O., M. Sébrier, F. Gasse, E. Fourtanier, and I. Robles (1989), Evolution géodynamique mio-pliocène et quaternaire des bassins de Cajabamba, San Marcos et Namora (Département de Cajamarca), *Géodynamique*, 4(2), 93-118, doi.
- Chew, D. M., U. Schaltegger, J. Kosler, M. J. Whitehouse, M. Gutjahr, R. A. Spikings, and A. Miskovic (2007), U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 119(5-6), 697-711, doi: 10.1130/B26080.1.
- Cossio, A., and H. Jaen (1967), Geología de los cuadrangulos de Puemape, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geologica Nacional*, 17 INGEMMET, Lima, 141 pp.
- DeCelles, P. G., M. N. Ducea, P. Kapp, and G. Zandt (2009), Cyclicity in Cordilleran orogenic systems, *Nature Geosci.*, 2, 251-257, doi: 10.1038/NCEO469.
- DeCelles, P. G., and B. K. Horton (2003), Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115(1), 58-77, doi: 10.1130/0016-7606(2003)115<0058:ETMTFB>2.0.CO;2.
- Elhers, T. A., and C. J. Poulsen (2009), Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 281(3-4), 238-248, doi: 10.1016/j.epsl.2009.02.026.
- Espurt, N., S. Brusset, P. Baby, W. Hermoza, R. Bolanos, D. Uyen, and J. Deramond (2008), Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru, *Tectonics*, 27(3), doi: 10.1029/2007TC002238.
- Garzzone, C. N., G. D. Hoke, J. C. Librarkin, S. Withers, B. MacFadden, J. Eiler, P. Ghosh, and A. Mulch (2008), *Rise of the Andes*, *Science*, 320(5881), 1304-1307, doi: 10.1126/science.1148615.
- Garzzone, C. N., P. Molnar, J. C. Libarkin, and B. J. McFadden (2006), Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241(3-4), 543-556, doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.026.
- Gautheron, C., N. Espurt, J. Barbarand, M. Roddaz, P. Baby, S. Brusset, L. Tassan-Got, and E. Douville (2013), Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry, *Basin Res.*, 25(4), 419-435, doi: 10.1111/bre.12012.
- Gerbault, M., J. Martinod, and G. Hérail (2005), Possible orogeny-parallel lower crustal flow and thickening in the Central Andes, *Tectonophysics*, 399(1-4), 59-72, doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.015.

Chapitre I - Introduction et Problématique

- Ghosh, P., C. N. Garziona, and E. M. John (2006), Rapid Uplift of the Altiplano Revealed Through ^{13}C - ^{18}O Bonds in Paleosol Carbonates, *Science*, 311(5760), 511-515, doi: 10.1126/science.1119365.
- Gil Rodriguez, W., P. Baby, and J.-F. Ballard (2001), Structure et contrôle paléogéographique de la zone subandine péruvienne, *C. R. Acad. Sci., Ser. II*, 333(11), 741-748, doi: 10.1016/S1251-8050(01)01693-7.
- Giovanni, M. K., B. K. Horton, C. Garziona, N., B. McNulty, and M. Grove (2010), Extensional basin evolution in the Cordillera Blanca, Peru: Stratigraphic and isotopic records of detachment faulting and orogenic collapse in the Andean hinterland, *Tectonics*, 29(TC6007), 1-21, doi: 10.1029/2010TC002666.
- Gregory-Wodzicki, K. M. (2000), Uplift history of the Central and Northern Andes: A review, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112(7), 1091-1105, doi: 10.1130/0016-7606(2000)112<1091:UHOTCA>2.0.CO;2.
- Gutscher, M.-A., R. Maury, J.-P. Eissen, and E. Bourdon (2000a), Can slab melting be caused by flat subduction?, *Geology*, 28(6), 535-538, doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2
- Gutscher, M.-A., J.-L. Olivet, D. Aslanian, J.-P. Eissen, and R. Maury (1999), The "Lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171(3), 335-341, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00153-3.
- Gutscher, M.-A., and S. M. Peacock (2009), Thermal models of flat subduction and the rupture zone of great subduction earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), ESE 2-1-ESE 2-16, doi: 10.1029/2001JB000787.
- Gutscher, M.-A., W. Spakman, H. Bijwaard, and E. R. Engdahl (2000b), Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, 19(5), 814-933, doi: 10.1029/1999TC001152.
- Hindle, D., J. Kley, O. Oncken, and S. V. Sobolev (2005), Crustal balance and crustal flux from shortening estimates in the Central Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 230(1-2), 113-124, doi: 10.1016/j.epsl.2004.11.004.
- Hoke, G. D., and C. N. Garziona (2008), Paleosurfaces, paleoelevation, and the mechanisms for the late Miocene topographic development of the Altiplano plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 271(1-4), 292-201, doi: 10.1016/j.epsl.2008.04.008.
- Hollister, V. F., and B. E. Sirvas (1978), The Calipuy Formation of Northern Peru, and its relation to volcanism in the northern Andes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 4(1-2), 89-98, doi: 10.1016/0377-0273(78)90030-6.
- Horton, B. K. (1999), Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes, *Tectonics*, 18(6), 1292-1304, doi: 10.1029/1999TC900051.
- Horton, B. K., B. A. Hampton, and G. L. Waanders (2001), Paleogene synorogenic sedimentation in the Altiplano plateau and implications for initial mountain building in the central Andes, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 113(11), 1387-1400, doi: 10.1130/0016-7606(2001)113<1387:PSSITA>2.0.CO;2
- Husson, L., and T. Sempere (2003), Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow, *Geophys. Res. Lett.*, 30(5), doi: 10.1029/2002GL016877.
- Isacks, B. L. (1988), Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, 93(B4), 3211-3231, doi: 10.1029/JB093iB04p03211.
- Jacay, J. (1992), Estratigrafía y sedimentología del Jurásico curso medio del valle de Chicama y esbozo paleogeográfico del Jurásico Cretáceo del nor Peru ($6^{\circ}30'$, 8° latitud sur), *PhD thesis*, 180 pp, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- 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, *Geol. Rundsch.*, 76, 677-697.

Chapitre I - Introduction et Problématique

- Jaillard, E., P. Bengtson, and A. V. Dhondt (2005), Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework, *J. S. Am. Earth Sci.*, 19(3), 307-323, doi: 10.1016/j.jsames.2005.01.006.
- Janjou, D., J. Bourgois, F. Mégard, and J. Sornay (1981), Rapports paléogéographiques et structuraux entre Cordillères occidentale et orientale des Andes nord péruviennes : les écaïlles du Marañon (7° Sud, Départements de Cajamarca et de Amazonas, Pérou), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 23(6), 697-705, doi.
- Jordan, T. E., P. L. Nester, N. Blanco, G. D. Hoke, F. Davila, and A. J. Tomlinson (2010), Uplift of the Altiplano-Puna plateau: A view from the west, *Tectonics*, 29(5), doi: 10.1029/2010TC002661.
- Jordan, T. E., F. Schlunegger, and F. Cardozo (2001), Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina, *J. S. Am. Earth Sci.*, 14(7), 775-798, doi: 10.1016/S0895-9811(01)00072-4.
- Kay, S. M., and J. M. Abbruzzi (1996), Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S and 32°S, *Tectonophysics*, 259(1-3), 15-28, doi: 10.1016/0040-1951(96)00032-7.
- Kennan, L. (2000), large-scale geomorphology in the central Andes of Peru and Bolivia: Relation to tectonic, magmatic and climatic processes, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M. Summerfield, Wiley, London, 167-192.
- Ketcham, R. A., R. A. Donelick, and M. B. Donelick (2003), AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data, *Am. Mineral.*, 88, 929, doi.
- Kley, J., and C. R. Monaldi (1998), Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation?, *Geology*, 26(8), 723-726, doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<0723:TSACTI>2.3.CO;2
- Lease, R. O., and T. A. Ehlers (2013), Incision into the Eastern Andean Plateau During Pliocene Cooling, *Science*, 341(6147), 774-776, doi: 10.1026/science.1239132.
- Mamani, M., G. Wörner, and T. Sempere (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, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 122(1-2), 162-182, doi: 10.1130/B26538.1.
- Martin-Gombojav, N., and W. Winkler (2008), Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes, *Terr. Nova*, 20(1), 22-31, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00782.x.
- Martinod, J., B. Guillaume, N. Espurt, C. Faccena, F. Fransesca, and V. Regard (2013), Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling, *Tectonophysics*, 588(39-55), doi: 10.1016/j.tecto.2012.12.010.
- Martinod, J., L. Husson, P. Roperch, D. Guillaume, and N. Espurt (2010), Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 299(3-4), 299-309, doi: 10.1016/j.epsl.2010.09.010.
- Mathalone, J. M. P., and R. M. Montoya (1995), Petroleum geology of the Sub-Andean basins of Peru, in *Petroleum basins of South America*, edited by A. J. Tankard, R. Suarez Soruco and H. J. Welsink, *AAPG Bull.*, 62, 423-444.
- McQuarrie, N. (2002), Initial plate geometry, shortening variations, and evolution of the Bolivian orocline, *Geology*, 30(10), 867-870, doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0867:IPGSVA>2.0.CO;2
- McQuarrie, N., J. B. Barnes, and T. A. Ehlers (2008a), Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15-17°S), *Tectonics*, 27(3), doi: 10.1029/2006TC002054.

Chapitre I - Introduction et Problématique

- McQuarrie, N., T. A. Ehlers, J. B. Barnes, and B. Meade (2008b), Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes, *Geology*, 36(12), 999-1002, doi: 10.1130/G25124A.1.
- McQuarrie, N., B. K. Horton, G. Zandt, S. Beck, and P. G. DeCelles (2005), Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau, *Tectonophysics*, 399(1-4), 15-37, doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.013.
- Mégard, F. (1984), The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru, *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, 893-900, doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0893.
- Montgomery, D. R., G. Balco, and S. D. Willett (2001), Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, *Geology*, 29(7), 579-582, doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2.
- Mora, A., M. Parra, M. R. Strecker, E. R. Sobel, H. Hooghiemstra, V. Torres, and J. V. Jaramillo (2008), Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 120(7-8), 930-949, doi: 10.1130/B26186.1.
- Mourier, T. (1988), La transition entre les Andes marginales et les Andes cordillerales a ophiolites: Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huacabamba (3°S à 8°S; Nord Pérou-Sud Equateur), *Thèse d'état*, 302 pp, Université Paris XI, Orsay.
- Navarro, P., and M. Mamani (2009), Geocronología, Geoquímica y estratigrafía volcánica del Cenozoico (grupo Calipuy) en Otuzco y Huamachuco, norte del Perú, *Bol. Soc. Geol. Peru*, 103, 233-243.
- Noble, D. C., E. H. McKee, T. Mourier, and F. Megard (1990), Cenozoic Stratigraphy, Magmatic Activity, Compressive Deformation, and Uplift in Northern Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102(8), 1105-1113, doi: 10.1130/0016-7606(1990)102<1105:CSMACD>2.3.CO;2.
- Oncken, O., D. Hindle, J. Kley, K. Elger, P. Victor, and K. Schemman (2006), Deformation of the Central Andean Upper Plate System - Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models, in *The Andes*, edited by O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Gotze, V. A. Ramos, M. R. Strecker and P. Wigger, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, 3-27, doi: 10.1007/978-3-540-48684-8_1.
- Pardo-Casas, F., and P. Molnar (1987), Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, 6(3), 233-248, doi: 10.1029/TC006i003p00233.
- Picard, D., T. Sempere, and O. Plantard (2008), Direction and timing of uplift propagation in the Peruvian Andes deduced from molecular phylogenetics of highland biotaxa, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 271(1-4), 326-336, doi: 10.1016/j.epsl.2008.04.024.
- Pilger, R. H. (1984), Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes, *J. Geol. Soc.*, 141, 793-802, doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0793.
- Ramos, V. A. (2010), The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes, *Geol. J.*, 45(1), 2-25, doi: 10.1002/gj.1193.
- Ramos, V. A., and A. Folguera (2009), Andean flat-slab subduction through time, in *Ancient Orogens and Modern Analogues*, edited by J. B. Murphy, J. B. Keppie and A. J. Hynes, *Geol. Soc. London, Spe. Pub.*, London, 327, 31-54, doi: 10.1144/SP327.3.
- Reyes Rivera, L. (1980), Geología de los cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 31 INGEMMET, Lima, 67 pp., doi.
- Robert, E. (2001), La transgression albiennaise dans le bassin andin (Pérou) : Biostratigraphie, Paléontologie (ammonites) et Stratigraphie séquentielle, *PhD thesis*, 377 pp, Université Paul Sabatier, Toulouse III, Toulouse.

Chapitre I - Introduction et Problématique

- Rochat, P., G. Hérail, P. Baby, and G. Mascle (1999), Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'altiplano, *C. R. Acad. Sci. (Paris), Serie Ila: Sci. Terre Planet.*, 328, 189-195, doi: 10.1016/S1251-8050(99)80095-0.
- Roddaz, M., W. Hermoza, A. Mora, P. Baby, P. M., F. Christophoul, S. Brusset, and N. Espurt (2010), Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system, in *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A look into the Past, 1st edition*, edited by C. Hoorn and F. P. Wesselingh.
- Roeder, D. (1988), Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia), *Tectonics*, 7(1), 23-39, doi: 10.1029/TC007i001p00023.
- Roeder, D., and R. L. Chamberlain (1995), Structural Geology of Sub-Andean Fold and Thrust Belt in Northwestern Bolivia, in *Petroleum Basins of South America*, edited by A. J. Tankard, R. Suarez Soruco and H. J. Welsink, *AAPG Bull.*, 62, 459-479.
- Rosenbaum, G., D. Giles, M. Saxon, P. G. Betts, R. F. Weinberg, and C. Duboz (2005), Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 239(1-2), 18-32, doi: 10.1016/j.epsl.2005.08.003.
- Sanchez, A. (1995), Geologia de los cuadrangulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebmba y Bolivar, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 56 INGEMMET, Lima, 287 pp.
- Sempere, T., R. F. Butler, D. R. Richards, L. G. Marshall, W. Sharp, and C. C. Swisher (1997), Stratigraphy and chronology of Late Cretaceous-early Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 109(6), 709-127, doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0709:SACOU>2.3.CO;2.
- Sempere, T., G. Carlier, P. Soler, M. Fornari, V. Carlotto, J. Jacay, O. Arispe, D. Neraudeau, J. Cardenas, S. Rosas, and N. Jimenez (2002), Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics, *Tectonophysics*, 345(1-4), 153-181, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00211-6.
- Sheffels, B. M. (1990), Lower bound on the amount of crustal shortening, in the central Bolivian Andes, *Geology*, 18(9), 812-815, doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<0812:LBOTAO>.
- Sobel, E. R., G. E. Hilley, and M. R. Strecker (2003), Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision, *J. Geophys. Res.*, 108(B7), doi: 10.1029/2002JB001883.
- Sobolev, S. V., and A. Y. Babeyko (2005), What drives orogeny in the Andes?, *Geology*, 33(8), 617-620, doi: 10.1130/G21557.1.
- Tapponnier, P., X. Zhiqin, F. Roger, B. Meyer, N. Arnaud, G. Wittlinger, and Y. Jingsui (2001), Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau, *Science*, 294(5547), 1671-1677, doi: 10.1126/science.105978
- Viramonte, J. G., S. M. Kay, R. Becchio, M. Escayola, and I. Notvitski (1999), Cretaceous rift related magmatism in central-western South America, *J. S. Am. Earth Sci.*, 12(2), 109-121, doi: 10.1016/S0895-9811(99)00009-7.
- Willett, S. D., F. Schlunegger, and V. Picotti (2006), Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps, *Geology*, 34(8), 613-616, doi: 10.1130/G22280.1
- Wilson, J. J. (1985), Geologia de los cuadrangulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendin, Pacasmayo, Chepen, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 38 INGEMMET, Lima, 104 pp.
- Wilson, J. J., and L. Reyes Rivera (1964), Geologia del cuadrangulo de Pataz, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 9 INGEMMET, Lima, 91 pp.

Chapitre I - Introduction et Problématique

- Wine, G., D. Vetrici, J. Arcuri, E. Martinez, C. Monges, J. Fernandez, Y. Calderon, and C. Galdos (2002), Final Report on the Huallaga basin and adjacent area, The hydrocarbon potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañon Basins Study, *Parsep report*, 74 pp.
- Wipf, M., G. Zeilinger, D. Seward, and F. Schlunegger (2008), Focused subaerial erosion during ridge subduction: impact on the geomorphology in south-central Peru, *Terr. Nova*, 20(1), 1-10, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00780.x.
- Witt, W. K., S. G. Hagemann, C. Villanes, and Q. Zeng (2013), New geochronological results and structural evolution of the Pataz gold mining district: Implications for the timing and origin of the batholith-hosted veins, *Ore Geol. Rev.*, 50(143-170, doi: 10.1016/j.oregeorev.2012.10.007.

Chapitre II

Méthodologie

Chapitre II - Méthodologie

Ce chapitre a pour but de présenter les méthodes utilisées dans le travail de thèse et la manière dont elles ont été conjointement utilisées. Au total, cinq missions ont été réalisées : seul ou en équipe, j'ai passé trois mois à répartir mon temps de manière plus ou moins équivalente sur les trois zones qui composent la chaîne le long du transect. Les méthodes classiques de terrain comme l'observation de la géomorphologie (chapitre 5 notamment), la compréhension du style structural (chapitres 4 et 5), la prise de mesure systématique (chapitres 4 et 5), la stratigraphie et la géométrie des dépôts sédimentaires (chapitres 3, 4 et 5), l'échantillonnage stratégique (chapitres 4 et 5) et la cartographie (chapitres 4 et 5) ont été utilisés.

Les techniques de datations utilisées dans cette thèse seront présentées dans une première partie (traces de fission sur apatite, (U-Th)/He sur apatite, ^{14}C , $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur roche totale, U-Pb sur zircon). L'accent sera mis sur les traces de fission sur apatites, puis je présenterai l'utilisation combinée des données de thermochronologie basse-température avec la réflectance de la vitrinite, pour finalement intégrer ces données dans la construction des coupes équilibrées et des états restaurés.

I. THERMOCHRONOLOGIE BASSE – TEMPERATURE

I.1. Introduction à la Thermochronologie

La Thermochronologie est une méthode de datation basée sur la radioactivité naturelle d'atomes dans les minéraux d'une roche (Figures II.1 et II.2). Dans un système donné, passés en deçà d'une certaine gamme de températures, les éléments fils issus de la désintégration d'éléments pères sont conservés. Connaissant la loi de désintégration atomique, le rapport des éléments fils sur pères donnent le temps depuis lequel le système s'est fermé, c'est-à-dire, l'âge de refroidissement de la roche sous la température de fermeture (T_C) du système considéré. La thermochronologie s'applique à certains types de minéraux qui concentrent les éléments radioactifs tels que les apatites, les zircons, les micas etc... Par conséquent, il convient d'isoler les minéraux en question en utilisant les méthodes classiques de broyage, de séparations minérales aux liqueurs denses et magnétiques.

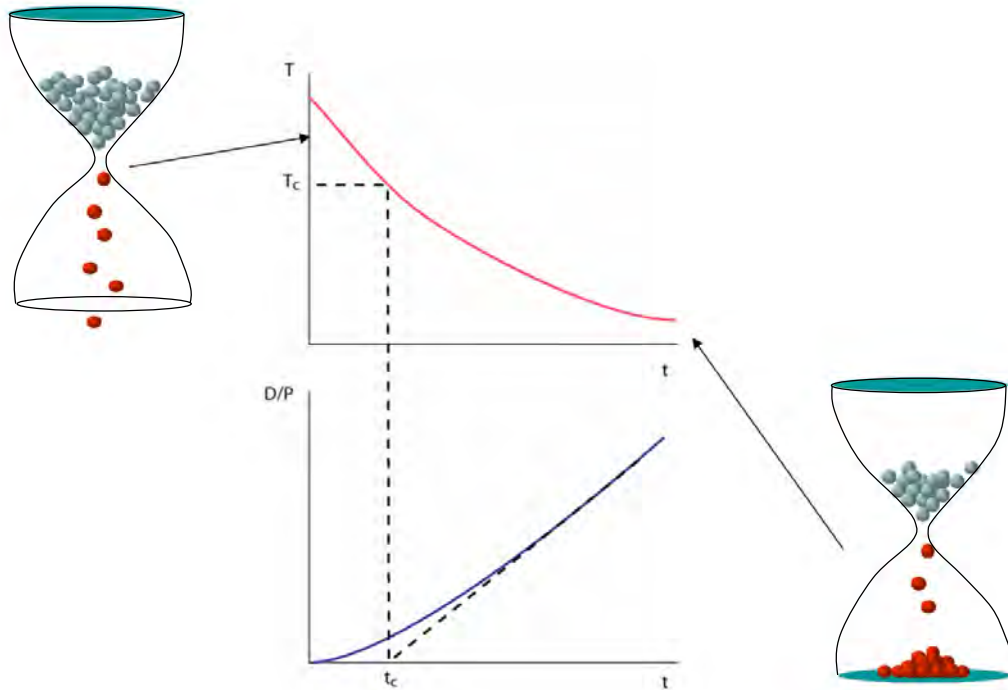


Figure II.1. Schéma explicatif de la décroissance radioactive, d'après *Braun et al*, [2006]. Dans les sabliers représentant un système minéral, les billes bleues représentent les éléments radioactifs pères (P) qui se désintègrent en créant les billes rouges éléments fils (D). Dans le temps (t), la température (T) diminue sous une température de fermeture (T_c), à partir de laquelle, la diffusion des éléments fils peut être négligée de manière à considérer le système fermé (sablier ouvert puis fermé). Le rapport mesurable D/P augmente alors depuis la date approximée t_c , asymptote du graphique du dessous.

Les techniques, les calibrations des appareils et quelques conseils sont présents en Annexe C de ce manuscrit (*Rapport de séjour ATUPS, Séparation minérales pour la thermochronologie*). Une partie du broyage des roches a été réalisée dans les laboratoires de l'*Instituto Geologico Minero y Metalurgico* (Ingemmet) au Pérou, entre octobre et novembre 2010, puis les séparations minérales du premier groupe d'échantillon au laboratoire *London Fission Track Research Group* du *Birkbeck College of London* (actuellement *London Geochronology Centre*) entre mai et août 2011 grâce à une bourse ATUPS de l'*Université Paul Sabatier de Toulouse* pour la mobilité des doctorants. Les échantillons des missions suivantes ont ensuite été traités au laboratoire *Géosciences Environnement Toulouse*. Une fois les minéraux séparés, les datations peuvent être réalisées. Les âges produits pendant cette thèse ont été associés à une compilation de donnée tirée de la littérature. Les systèmes de

datation exploités sont : U-Pb sur zircon pour la datation de mise en place de corps granitiques ; Ar-Ar ou K-Ar sur différents minéraux et sur roche totale pour la datation des épanchements volcaniques ; les traces de fission sur zircon également pour des datations de refroidissements de granitoïdes, et enfin les systèmes de « basse-température » (BT) traces de fission et (U-Th)/He sur apatite en ce qui concerne l’histoire des derniers stades d’exhumation (Figure II.2). Un échantillon suffisamment enfoui ou chauffé au-delà de la température de fermeture d’un thermochronomètre (système ouvert, Figure II.1.) peut être remis à zéro (anglicisme « reseté ») permettant de définir l’âge de ce dernier événement et potentiellement dans le cas d’un enfouissement, l’épaisseur maximum de sédiment atteinte pour « reseter » le système.

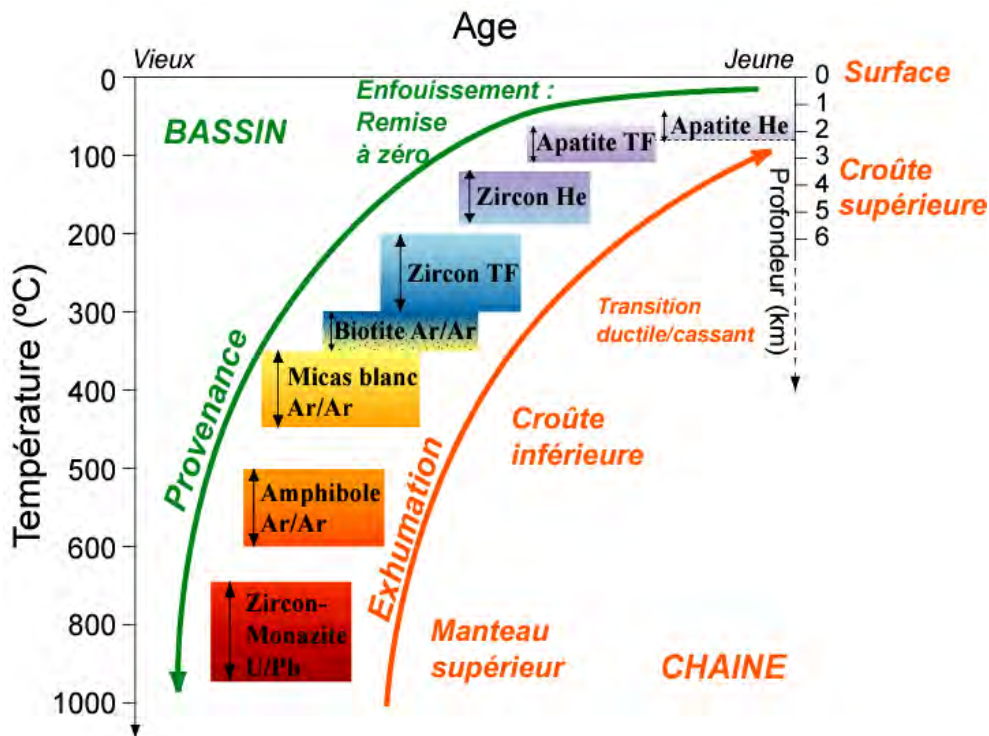


Figure II.2. Systèmes thermochronologiques représentés selon leur gamme de température de fermeture reliée à la profondeur, extrait de *Brichau*, [2004] (à partir de [*McDougall et Harrison*, 1988 ; *Gallagher et al.*, 1998 ; *Cherniak et Watson*, 2000 ; *Farley*, 2002 ; *Elhers et Farley*, 2003 ; *Elhers*, 2005]). TF : trace de fission. En orange, utilisation des thermochronomètres relatifs aux problématiques d’exhumations ; en vert leur utilisation appliquée aux problèmes de provenance.

I.2. Application à la datation de la déformation

Dans l'étude de la construction des chaînes de montagne, la thermochronologie BT date le refroidissement des échantillons associé à leur mouvement verticaux. Dans le contexte d'une chaîne de montagnes, les âges traces de fission sur apatite (AFT) et (U-Th)/He sur apatite (AHe) datent principalement l'érosion reliée à la formation des reliefs [p.e., *Spotila, 2005*] si le champ thermique de la croûte reste stable. Rappelons ici la formule suivante qui traduit le chemin d'un échantillon vers la surface en une dimension verticale : Rock Uplift – Erosion = Surface Uplift, [*England et Molnar, 1990*] (Figure II.3).

Formule historique qui, traduite par une phrase, peut donner ceci : le relief créé (soulèvement de la surface topographique) résulte du soulèvement absolu des roches (par rapport au géoïde, Figure II.3) moins la quantité érodée. La thermochronologie qui enregistre le refroidissement, est donc sensible à l'exhumation des roches vers la surface.

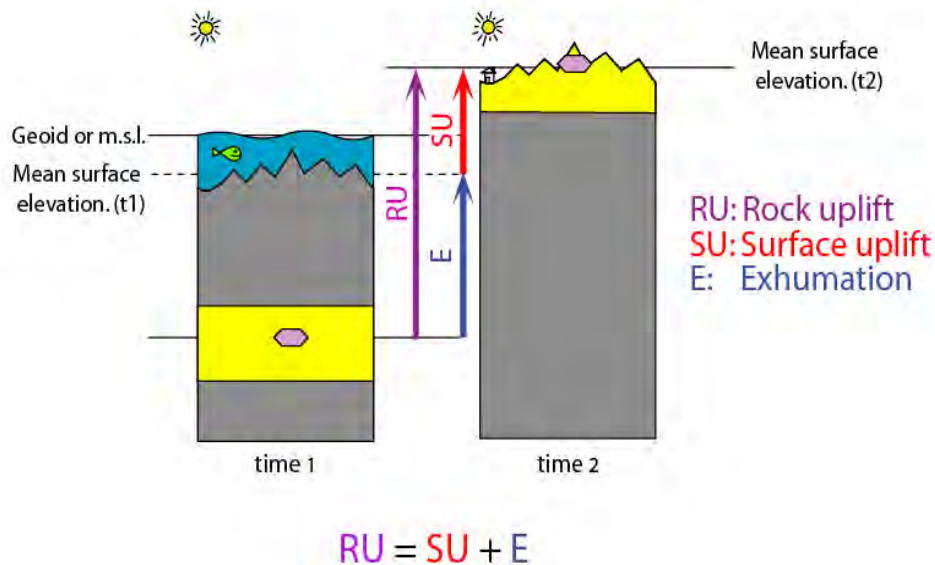


Figure II.3. Explication unidimensionnelle de l'uplift entre t1 et t2 (soulèvement vertical). Minéral d'apatite en rose, voir texte pour les traductions. Modifié de *England et Molnar, [1990]*.

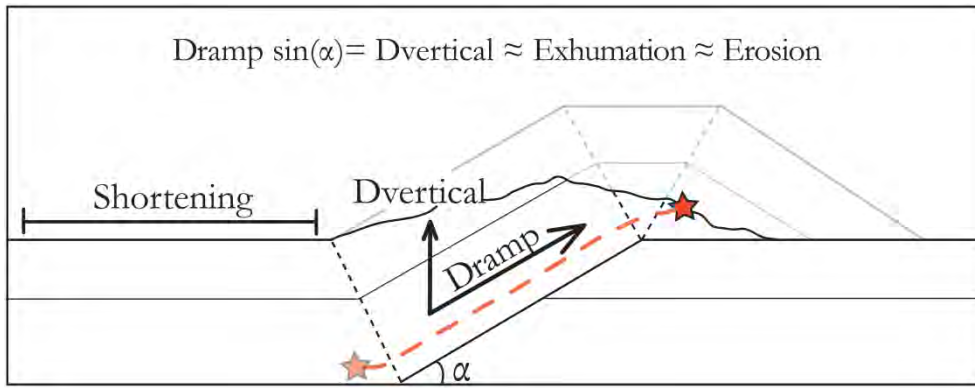


Figure II.4. Illustration de la datation de l'activité d'un chevauchement en plat et rampe (rampe de pente α). L'échantillon (étoile rouge) subit une quantité de raccourcissement (« shortening » égal au déplacement le long de la rampe « Dramp » en pointillés rouges) qui l'amène à l'affleurement grâce au fonctionnement synchrone du soulèvement de roches dû à la formation du pli (en transparent) et de l'érosion. La datation thermochronologique BT donne le temps depuis lequel l'échantillon s'est exhumé sous une certaine distance (« Dvertical ») de la surface en relation à l'activité du chevauchement.

En supposant une advection des isothermes négligeable et une érosion contemporaine à la déformation attestée par la présence de discordances progressives, les âges récoltés dans les bassins déformés de la zone Subandine servent à dater le fonctionnement des chevauchements qui la structurent (Figure II.4) [Espurt *et al.*, 2011]. La thermochronologie de basse-température enregistre ainsi un événement tectonique que si celui-ci engendre du refroidissement [Gallagher *et al.*, 1998 ; Elhers, 2005]. Ainsi, un certain nombre d'hypothèses doivent être envisagées pour assimiler le refroidissement à la déformation.

I.3. Les traces de fission sur apatite

I.3.1. Calcul de l'âge

Dans le système traces de fission sur apatite (AFT), c'est la désintégration des noyaux d'uranium 238 (éléments père ^{238}U) qui provoque une perturbation ionique du réseau cristallin laissant une trace de fission (élément fils FT) [p.e., Green *et al.*, 1989]. Au-dessus d'une température d'environ 110°C [p.e., Gallagher *et al.*, 1998 ; Donelick *et al.*, 2005], les traces se résorbent rapidement ; entre 110 et 60°C, elles cicatrisent lentement puis sous 60°C, elles

sont figées dans le réseau [Green *et al.*, 1989]. Cette gamme de température, dépendante de la vitesse de refroidissement [p.e., Hurford *et Green*, 1982 ; Donelick *et al.*, 2005], s'appelle la zone de recuit partiel ou « Partial Annealing Zone » (PAZ).

Les âges traces de fission sur apatite ont été comptés par la méthode du détecteur externe [Hurford *et Green*, 1983] et calculés par la méthode du « grain individuel » avec une valeur de ξ personnel de 312.75 ± 19.94 , obtenue après le comptage de 15 standards [Hurford, 1990 ; Hurford *et Green*, 1983]. Les résultats de ces comptages sont présents en annexe (Annexe D). La méthode du détecteur externe (Figure II.5) est la suivante : les grains d'apatites sont répartis sur une lame de verre et collés à l'aide d'une résine d'époxyde, puis polis pour laisser une surface du minéral à nu. Cette surface est attaquée (« etched ») à l'acide nitrique (5 mol.l^{-1} pendant 20 s) pour élargir les traces (« spontaneous tracks ») et les rendre visibles au microscope. La concentration d'atomes d'Uranium non désintégrés de la surface (les éléments pères), va être déterminée en appliquant sur la surface du minéral un détecteur externe (feuillet de mica) qui va imprimer les traces induites (« induced tracks ») par la désintégration des atomes d'Uranium 235 après irradiation, de l'ensemble lames d'apatites – mica (« sandwich »), à travers un flux de neutrons produit dans un réacteur nucléaire [Green *et Hurford*, 1984]. Pour ce travail, les échantillons ont été envoyés au *München Garching nuclear reactor*, en Allemagne. Le mica est lui attaqué à l'acide fluoridrique pour révéler les traces. Finalement à l'aide d'un microscope (Olympus BX61) sous un grossissement $\times 1250$, associé à un tube à dessin, une platine motorisée et une tablette digital, les traces de fission peuvent être mesurées et dénombrées. Le rapport du nombre de traces spontanées (Ns) de l'apatite sur le nombre de traces induites (Ni) du mica est déterminé en comptant les traces une à une avec un compteur à main. Les longueurs des traces de fission vont renseigner sur la vitesse de refroidissement d'un échantillon et sur son histoire d'enfouissement. Les traces de fission produites dans les apatites par désintégrations des noyaux d'uranium 238 vont être conservées quand le minéral est sous une température de fermeture de 60°C , partiellement cicatrisées dans la PAZ. La mesure de la répartition des longueurs des traces de fission, dans l'axe cristallographique c, [Donelick *et al.*, 1999] s'avère donc être un paramètre thermique essentiel d'un échantillon [p.e., Barbarand *et al.*, 2003b ; Donelick *et al.*, 2005]. La composition chimique des apatites influe sur la température de fermeture du système AFT [Carlson *et al.*, 1999 ; Barbarand *et al.*, 2003a ; Ketcham, 2005]. Dans le but de mettre en évidence si des anomalies en chlore pouvaient influencer le système thermochronométrique, j'ai réalisé les analyses en utilisant la microsonde du laboratoire GET de Toulouse. Les

résultats sont présentés en Annexe D. Dans la mesure du possible, pour chaque grain compté, la composition en chlore (pourcentage en poids de la concentration en chlore, [Cl] wt%) est déterminée en utilisant une microsonde CAMECA SX50 avec une automation SAMx. Les conditions opératoires sont : un voltage accéléré de 15 kV, un faisceau de courant de 10nA et 40nA pour le F et le Cl, et une surface analysée de $3 \times 3 \mu\text{m}^2$. Pour calibrer les analyses, les concentrations des éléments suivants (entre parenthèses) ont été déterminées sur les minéraux standards suivants : apatite de Durango (F), Tugtupite (Cl), Wollastonite (Ca), Pyrophanite (Mn), Hématite (Fe), Graftonite (P), Célestine (Sr) et Synthetic CePO_4 (Ce).

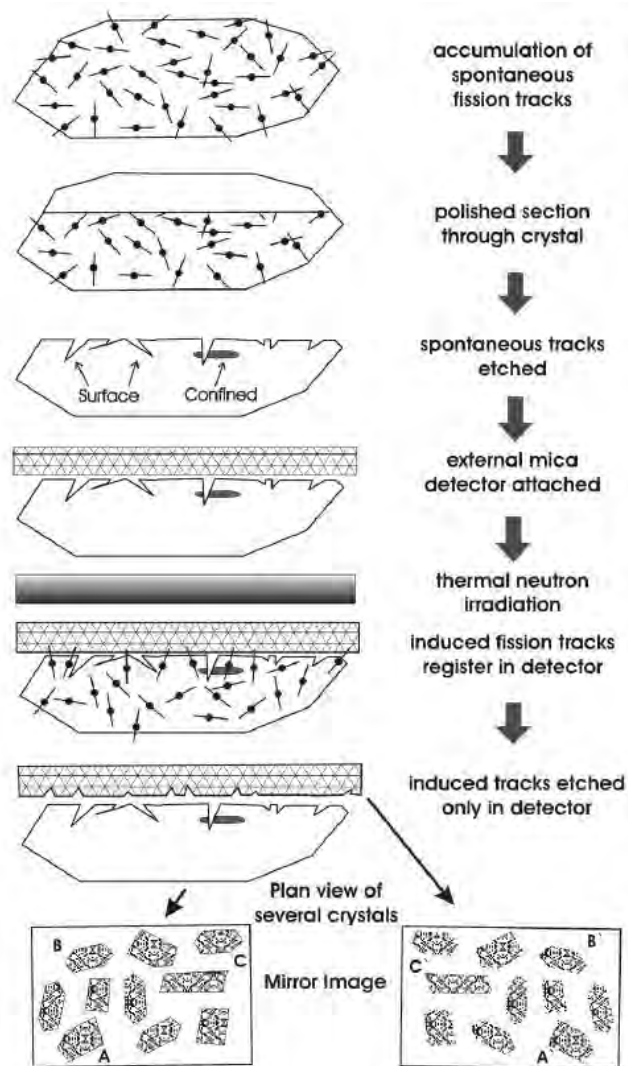


Figure II.5. Illustration de la méthode du détecteur externe, voir texte pour explications. Modifié après *Hurford et Carter*, [1991].

Chapitre II - Méthodologie

Le comptage manuel permet de définir le rapport N_s/N_i ou en densité ρ_s/ρ_i donnant l'âge d'un grain individuel selon la formule suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln\left(1 + \frac{\lambda_d \phi \sigma I \rho_s g}{\lambda_f \rho_i}\right)$$

[Price et Walker, 1963] et [Naeser, 1967]

Où λ_d , σ , I et λ_f sont constants ;

λ_d : Constante de désintégration de l'Uranium = $1,551 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$

σ : Section (cross section) de capture des neutron thermiques = $580,2 \cdot 10^{-24} \text{ cm}^2$

Φ : Fluence neutronique en n.cm^2

I : Rapport d'abondance isotopique $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7,2527 \cdot 10^{-3}$

λ_f : Constante de désintégration de l' ^{238}U (pour les traces de fission)

g : Rapport de section $4\pi/2\pi=1/2$ dû à la méthode du détecteur externe

ρ_s : Densité de traces spontanées

ρ_i : Densité de traces induites ^{235}U sur le mica « détecteur »

La calibration ξ (zêta) a été mise en place [Hurford et Green, 1983] dans le but de s'affranchir des erreurs sur la valeur de λ_f , sur la valeur de Φ selon l'irradiation dans les réacteurs nucléaires, ainsi que selon chaque opérateur. L'opérateur doit compter, avant ses propres échantillons, une dizaine d'échantillons volcaniques. Ces échantillons dits « standards » sont considérés insensibles à l'altération et, ayant refroidi rapidement, sont datés par d'autres thermochronomètres [Hurford, 1990]. Avec un âge de t^{std} , le facteur ξ s'exprime ainsi :

$$\xi = \frac{e^{\lambda_d t^{\text{std}}}}{\lambda_d \left(\frac{\rho_s}{\rho_i}\right)_{\text{std}}} \quad \text{et l'équation générale devient alors } t = \frac{1}{\lambda_d} \ln\left(1 + \frac{\lambda_d \rho_s g \xi}{\rho_i}\right)$$

Le comptage de chaque grain individuel (traces spontanées dans l'apatite et induites dans le mica) donne un âge pour chaque grain d'un échantillon qu'il s'agit ensuite de traiter statistiquement pour obtenir l'âge global de l'échantillon. Les représentations « radial plot » [Galbraith, 1988] de tous les échantillons avec les compositions en chlore des apatites sont

présentées en Annexe D. Les âges centraux calculés suivant les processus statistiques de *Galbraith et Laslett*, [1993] ainsi que la représentation graphique a été générée par l'application RadialPlotter [*Vermeesch*, 2009].

I.3.2. Représentation sous forme de “radial plot”

La représentation radial plot (Figure II.6), proposée pour la première fois par *Galbraith*, [1988 ; *Galbraith et Green*, 1990], est une représentation graphique permettant de faire apparaître un ou plusieurs âges d'une population d'âges individuels et leurs incertitudes associées. L'âge central calculé constitue l'origine de l'axe des ordonnées. Chaque âge est ensuite reporté sur une droite d'origine ($x=0 ; y=0$) et dirigé vers la valeur de l'âge sur l'axe circulaire. Selon sa précision, le point est situé plus (forte incertitude) ou moins (faible incertitude) proche de l'origine. Les valeurs d'âges minimum et maximum de l'axe circulaire dépendent de la dispersion des âges de chaque grain. Si 95% des âges individuels sont dans la gamme d'incertitude $\pm 2\sigma$ (ordonnées), alors l'âge central est validé (voir paragraphe suivant : sur les incertitudes de datation).

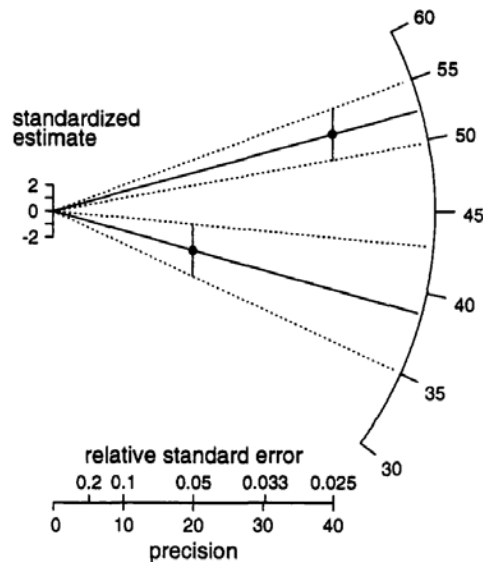


Figure II.6. Illustration d'une représentation radiale montrant deux hypothétiques points d'âges différents (52.5 et 38 Ma dans le cas) et leur incertitudes associées. D'après *Galbraith et al.*, [1999].

I.3.3. Sur les incertitudes de datation

Pour chacun des échantillons comptés, l'incertitude est déterminée statistiquement en fonction du nombre de grains comptés (influence sur la dispersion : « Var ») et du nombre de traces comptées (influence sur le « σ »). La variable qui détermine finalement la validité d'un âge est le test du χ^2 [Galbraith, 1981 ; Green, 1981 ; Brandon, 1992]. Ce test compare la variance observée de la population de grains et la variance du processus de décroissance radioactive seul. Le $P(\chi^2)$ retourne donc la probabilité que la différence de variation ne soit due qu'au hasard. Concrètement, si la valeur de $P(\chi^2)$ est supérieure à 5%, l'âge central calculé est validé ; si $P(\chi^2) < 5\%$ l'échantillon a une histoire thermique plus complexe qu'un refroidissement simple. L'âge communément utilisé si le test de concordance est validé est le « pooled age ». Celui-ci considère le rapport de la somme de traces spontanées sur induites. Les âges centraux et « pooled » seront semblables quand la répartition est cohérente, je n'ai donc considéré que les âges centraux. Le programme RadialPlotter [Vermeersch, 2009] détermine automatiquement si plusieurs populations d'âges émanent de l'échantillon : combien et de quels âges [Galbraith et al., 1999]. C'est ce que j'ai fait pour les échantillons présentant un $P(\chi^2) < 5\%$. Si un échantillon ne satisfait pas au test du $P(\chi^2)$, j'ai choisi de représenter l'âge de son peak (P1, P2, ... P_i) le plus jeune donnant normalement la dernière histoire d'exhumation.

I.3.4. Sur les algorithmes de calcul

Plusieurs programmes sont fréquemment utilisés pour calculer les âges traces de fission et pour représenter les « radial plots ». Je propose de rapidement décrire dans cette partie sur quels modèles mathématiques ils reposent et celui qui a été choisi.

L'algorithme de RadialPlotter [Vermeersch, 2009] utilise la méthode développée par Galbraith [Galbraith et Laslett, 1993], et améliorée par la suite [Galbraith et al., 1999], qui repose sur la statistique de l'école bayésienne [Bayes, 1763] utilisant les probabilités comme moyen de traduire numériquement un degré de connaissance : méthode dite du « maximum de vraisemblance ». Lorsque la répartition des âges individuels dans une population est hétérogène, l'algorithme calcul un âge moyen géométrique. Il estime aussi un écart-type de la population, basée sur la probabilité que l'hétérogénéité ne soit due qu'au hasard. De surcroît cet algorithme détermine l'âge minimum d'une population (« minimum age model » de Galbraith et al., [1999]). Il réalise une troncature séparant deux âges (« peaks ») autour desquels le test $P(\chi^2)$ est respecté.

Brandon propose une méthode de décomposition de la distribution des âges traces de fission en considérant une superposition de distributions gaussiennes (« the gaussian peak-fitting method » de *Brandon*, [1992]). Son logiciel BinomFit est fréquemment utilisé pour calculer les différents âges d'une population. Cette méthode est efficace quand il s'agit de déterminer l'âge le plus ancien d'une population [*Brandon*, 1992]. *Brandon*, [1992] considère que l'algorithme de *Galbraith* est plus « élégant » mais pose des problèmes lorsque la dispersion des âges est composée de plus de deux « peaks » d'âges. Les deux méthodes donnent des résultats similaires quand un échantillon est composé d'une ou de deux populations. Par ailleurs, cette procédure fonctionne bien quand il s'agit d'analyses trace de fission sur zircon mais moins pour les âges traces de fission sur apatite car le nombre de traces comptées est globalement moins important [*Brandon*, 1996].

Finalement, j'ai choisi d'utiliser RadialPlotter car (1) il effectue un nombre d'itérations égal au nombre de grains comptés automatiquement pour le calcul de l'âge central, (2) son utilisation est particulièrement pratique, (3) il permet de colorer les points selon un paramètre supplémentaire comme la concentration en chlore de chaque grain (Annexe D).

I.4. (U-Th)/He sur apatite

I.4.1. Introduction au système AHe

Le thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite (AHe) est l'un des thermochronomètres de plus basse température de fermeture (~70°C) [*Farley*, 2002 ; *Elhers et Farley*, 2003]. Il permet de résoudre des problèmes géologiques associés à la partie supérieure de la croûte terrestre. Combiné avec les analyses traces de fission sur apatites (AFT), il permet d'imager l'histoire thermique des 3 premiers kms de croûte sous la surface. Dans le cas de cette étude, il a été utilisé pour contraindre l'histoire de l'exhumation en relation avec la déformation. Le développement de cette méthode s'est fait au cours des années 1990 [*Wolf et al.*, 1996 ; 1998 ; *Farley et al.*, 1996 ; *Warnock et al.*, 1997 ; *Farley*, 2000] et continue depuis sur des questions relatives à la cinétique de diffusion [*Farley*, 2002 ; *Shuster et al.*, 2006 ; *Flowers et al.*, 2009 ; *Gautheron et al.*, 2009], à l'influence de la taille de grains [*Reiners et Farley*, 2001] ou aux conflits existant entre les deux méthodes thermochronologiques AHe et AFT [*Green et al.*, 2006 ; *Flowers et al.*, 2009 ; *Gautheron et al.*, 2009].

Le laboratoire de Toulouse GET n'étant pas encore équipé de la ligne d'extraction de l'hélium nécessaire à l'obtention des âges, les échantillons ont été sélectionnés manuellement sous binoculaire puis emballés dans des paquets de platine avant d'être envoyés au laboratoire *Caltech Noble Gas Lab (California Institute of Technology)* qui réalise ces analyses en routine.

I.4.2. Physique de la méthode

Production

Les âges (U-Th)/He [Zeitler *et al.*, 1987] sont gouvernés par la production, l'éjection et la rétention de particules alpha (noyaux d'hélium 4 gazeux : ${}^4\text{He}$) issus de la désintégration des noyaux d'Uranium 235 238, de Thorium 232 et de leurs éléments fils . Dans un minéral, à un temps t , la concentration en hélium 4 produit est :

$$4[{}^4_2\text{He}] = 8[{}^{238}_{92}\text{U}](e^{\lambda_{238}t} - 1) + \frac{7}{137.88}[{}^{235}_{92}\text{U}](e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6[{}^{232}_{90}\text{Th}](e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Avec λ_X les constantes de désintégration des éléments X considérés. La mesure des concentrations de ces isotopes détermine le temps depuis lequel le minéral s'est refroidi sous la température de fermeture du système considéré.

α -Ejection

La désintégration nucléaire étant fortement énergétique, les noyaux d'hélium sont éjectés à une distance appelée « α -stopping distance » de l'ordre de 19 à 23 μm [Farley *et al.*, 1996]. Ainsi l'éjection d'un noyau d'hélium hors du minéral d'apatite peut se produire, modifiant la concentration volumique moyenne, tandis que l'implantation d'un noyau d'hélium venant d'un minéral voisin peut également se faire (Figure II.7). Le phénomène d'éjection est quant à lui corrigé par une méthode quantitative développée par Farley et ses collaborateurs en calculant un facteur de correction (F_T de Farley *et al.*, [1996]) dépendant de la taille des grains (Figure II.7).

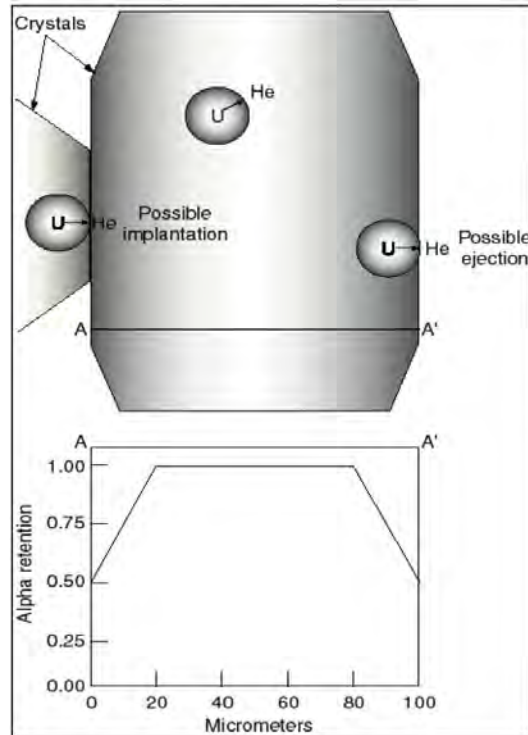


Figure II.7. Illustration schématique [Brichau, 2004, modifiée après Farley, 2002] des effets d'éjection. La Figure du haut illustre les trois possibilités après désintégration d'un noyau père (U) en noyaux d'hélium (He et sa sphère de probable localisation) : α -rétention, α -éjection, α -implantation. La Figure du bas illustre comment la concentration d'hélium (normalisée) peut varier le long d'une coupe AA' ; l'équation exacte dépend de la forme du grain [Farley *et al.*, 1996].

Sélection des grains

Les effets d'éjections en diminuant la concentration d'hélium vont avoir l'effet de sous-estimer l'âge de refroidissement du minéral, des grains d'une largeur minimum de 60 μm sont donc sélectionnés pour pouvoir appliquer la correction. De la même manière, une trop forte concentration d'éléments radioactifs va biaiser la mesure. Par exemple un minéral d'apatite contenant une inclusion de zircon, fortement concentré en Uranium, doit être exclu. Ainsi des minéraux de taille correcte et ne présentant ni inclusion ni fracture sont sélectionnés dans l'éthanol à l'aide d'une pince à épiler sous un microscope binoculaire polarisé avec un grossissement de x125 en utilisant la combinaison de lumière polarisée et transmise (méthode du « hand picking »). Chaque grain ou groupe de grains sélectionnés est placé dans des capsules de platine. Pour chaque échantillon au moins trois aliquotes sont réalisées. Chaque

aliquote de un ou plusieurs grains va être analysé et daté (Figure II.8). L'âge d'un échantillon sera donné par la moyenne des âges de chaque aliquote [Farley, 2002]. De même que pour le système AFT, on parle de zone de rétention Partiel (PRZ) pour le système AHe. Elle est située entre 80 et 40°C [Farley, 2002].

I.4.3. Matériel utilisé

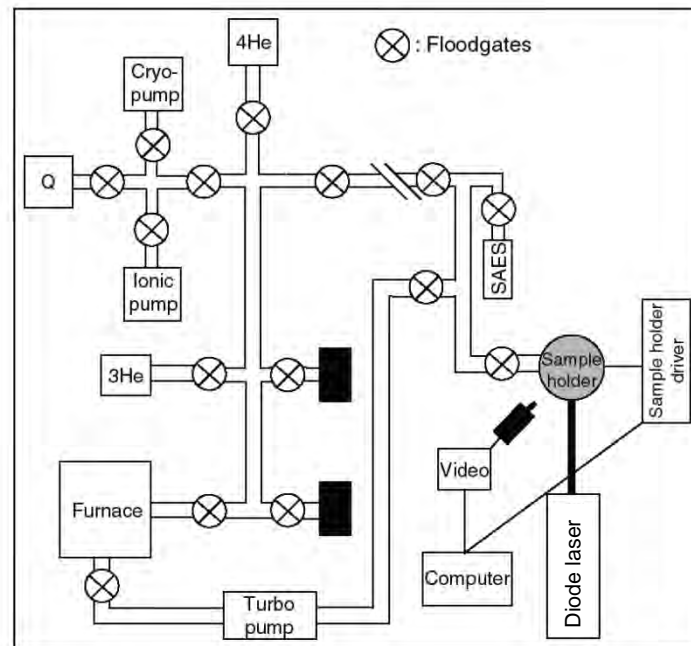


Figure II.8. Schéma de l'équipement utilisé pour les mesures AHe dans cette étude, extrait de [Brichau, 2004]. Q = Quatrupole mass spectrometer, SAES = Gas cleaner, boîtes noires = volumes utilisés pour les expériences de diffusion. La Cryo-pompe (Cryo-pump) est utilisée pour piéger l'hélium, les pompes ioniques (ionic pump) et les pompes turbo (turbo-pump) sont utilisées pour nettoyer la ligne. L' ^3He est utilisé pour spiker l'échantillon et l' ^4He est utilisé uniquement comme standard pour connaître le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$. Le laser (« Photon Machines diode laser ») chauffe l'échantillon deux fois (pour extraire puis ré-extraire le gaz) durant 5 minutes à 1050°C. Les grains sont extraits du système de dégazage pour être dissout dans l' HNO_3 , spikés avec du ^{230}Th , ^{235}U and ^{149}Sm et analysés en solution par l'ICP-MS. L'analyse contrôlée par ordinateur dure 15 min.

I.5. Profils verticaux

La relation des âges thermochronologiques sur leur altitude d'échantillonnage permet d'estimer les quantités érodées et les vitesses de dénudations (Figure II.9).

I.5.1. Relation âge-altitude

La relation âge-altitude théoriquement linéaire d'échantillons récoltés dans une vallée approxime la vitesse d'érosion relative au soulèvement [*Gleadow et al.*, 1984 ; *Fitzgerald et Gleadow*, 1990 ; *Brown*, 1991 ; *Fitzgerald et al.*, 1993 ; 1995 ; *Braun*, 2002 ; *Elhers*, 2005 ; *Braun*, 2005]. Cette relation approxime les taux de dénudations si les isothermes de température de fermeture des thermochronomètres sont horizontaux, non influencés par la forme du relief ou par de l'advection de chaleur externe, ce qui n'est pas le cas des thermochronomètres de basse température comme les âges AFT où les âges AHe [*Stüwe et al.*, 1994 ; *Braun*, 2002 ; *Braun*, 2005 ; *Valla et al.*, 2010 ; *van der Beek et al.*, 2010]. Les taux de dénudation sont surévalués dans une vallée qui a une largeur telle qu'elle a une influence non négligeable sur la courbure des isothermes [*Braun*, 2002]. La valeur de la régression linéaire faite sur la relation âge-altitude peut être évaluée grâce à une grandeur adimensionnelle. La largeur de la vallée doit être inférieure à une longueur d'onde critique ω_c [*Braun*, 2005], dépendant du gradient géothermique moyen de la zone (G_0) et de la température de fermeture T_c du système thermochronologique considéré. En appliquant la formule suivante : $\omega_c = \frac{T_c}{G_0}$

Par exemple, avec une température de fermeture de 110°C pour le système traces de fission sur apatite, on obtient une longueur d'onde critique de 3.7 km ou 5.5 km avec des gradients géothermiques de respectivement 30 et 20°C.km⁻¹. Avec une température de fermeture de 70±5°C pour le système AHe et les mêmes gradients, on obtient des longueurs d'ondes critiques encore plus petites entre 2.2 et 3.8 km. Or les deux vallées échantillonnées dans cette étude sont plus larges que ω_c . La largeur de la vallée du Marañón (chapitre 4) est de presque 30 km au niveau de Balsas, et plus grande encore si on prend en compte le rayon courbure. Au niveau où le nombre d'échantillons récoltés est le plus important sur les flancs de la rivière Moche (chapitre 5), la largeur de la vallée est de 7 km. Donc les isothermes de fermeture des systèmes utilisés dans cette étude seront courbés.

I.5.2. Exhumation des PAZ et PRZ

Il a également été mis en évidence que la répartition des âges thermochronologiques dans les diagrammes âge-altitude pouvait montrer une rupture de pente (« break-in-slope » [Fitzgerald et Gleadow, 1990] ; Figure II.9). Celle-ci correspond à l'âge de l'exhumation de la base de la PAZ ou de la PRZ (Figures II.9 et II.10). Cette technique a démontré son potentiel dans de nombreuses études relatives aux domaines orogéniques [Brown, 1991 ; Fitzgerald et al., 1993 ; 1995 ; review dans Gallagher et al., 1998 ; Green et al., 2002 ; Reiners, 2007 ; Glotzbach et al., 2008 ; Espurt et al., 2011]. Dans le diagramme âge-altitude, une régression linéaire sur les âges apparents à partir de la base de la PAZ ou de la PRZ permet d'évaluer les vitesses de dénudation (Figure II.10).

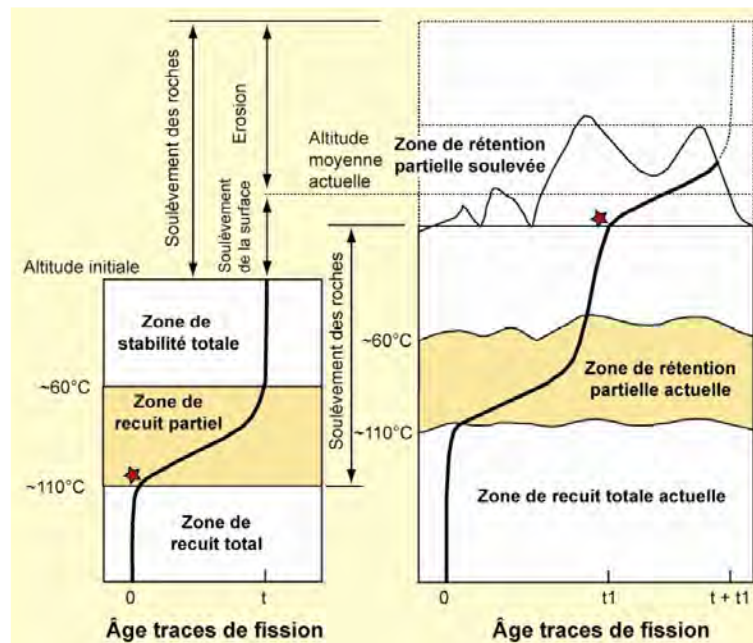


Figure II.9. Relation entre Soulèvement des roches, érosion et soulèvement de la surface [England et Molnar, 1990] et concept de « rupture de pente exhumée » [Fitzgerald et Gleadow, 1990], modifié de Fitzgerald et al., [1995] et extrait de J.Barbarand (cours). A gauche, les âges apparents dans le système AFT sont représentés dans une tranche de croûte. Nuls sous la température de fermeture, ils vieillissent à partir de la base de la zone de recuit partiel (étoile rouge) et ont un âge t au-dessus de la PAZ, dans le domaine de stabilité totale. A droite, lorsque que l'érosion a eu lieu de manière concomitante au soulèvement, cette tendance d'âges apparents se retrouve dans le diagramme âge-altitude. L'âge t_1 de la rupture de pente (étoile rouge à l'affleurement), marque le temps depuis lequel la tranche de croûte a subis le soulèvement.

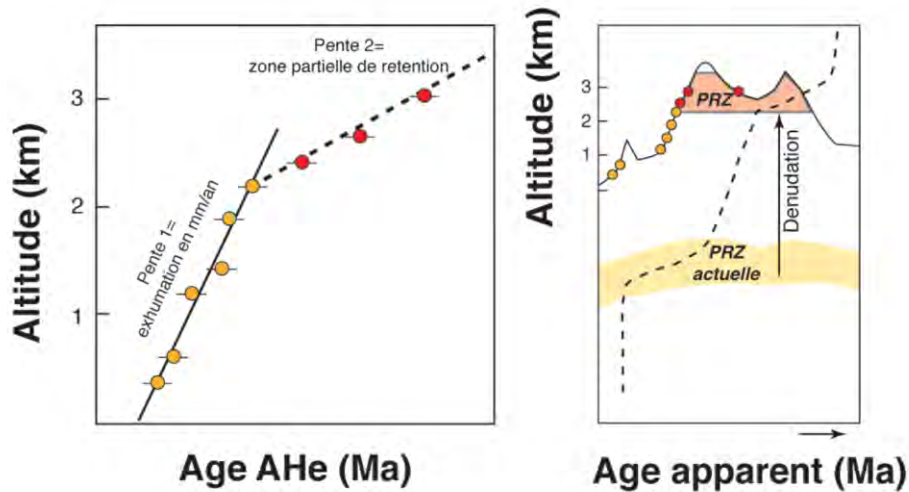


Figure II.10. Estimation de la vitesse de dénudation grâce au concept de rupture de pente exhumée. La pente 1, à gauche donne une approximation de la vitesse d'exhumation des échantillons situés sous la base de la PRZ avant soulèvement, la pente 2 donne la position de la PRZ exhumées. Modifié de [Fitzgerald et al., 1995]. Extrait de Cécile Gautheron (cours).

I.5.3. Sur les altitudes

Pour la représentation graphique sous forme de profil âge-altitude, j'ai souhaité représenter une altitude la plus vraie possible. La valeur communément utilisée par les géologues est celle du GPS (*Global Positioning System*) de terrain. La mesure GPS peut-être très bonne dans une vallée dégagée. Dans des vallées encaissées, les reliefs environnants cachent la réception des satellites. J'ai donc calculé une moyenne entre la mesure GPS récupérée sur le terrain et les valeurs extraites des modèles numériques de terrain (MNT). La mission SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) de la NASA propose une couverture à 80% du globe de MNT, distribués gratuitement par l'USGS (*United States Geological Survey*) sur le serveur de leur site internet (<http://srtm.usgs.gov/>). La résolution est de 3'' d'arc soit environ 90 m. Une couverture complète du globe est proposée par la NASA et le ministère japonais du commerce et de l'industrie avec une résolution à 1'' d'arc (environ 30 m) nommée ASTER (*The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Finalement j'ai choisi de prendre la moyenne des trois altitudes si l'erreur relative sur la plus grande différence entre deux valeurs était inférieure à 10% (Table II.1), la moyenne des deux valeurs les plus proches sinon. L'incertitude est égale à la moitié du maximum de différence

Chapitre II - Méthodologie

entre deux valeurs d'altitudes si l'erreur relative est inférieure à 10%. Sinon elle est donnée par la différence entre les deux valeurs d'altitude les plus proches.

Table II.1. Altitudes des échantillons de la thèse.

Name	Z _{GPS} (m)	Z _{SRTM90} (m)	Z _{ASTER30} (m)	<Z> (m)	Max. Δ(m)	Err. Rel. (%)	Z final (m)	Incert. (m)
TRU1	500	217	209	308,7	291	94,3	213	8
TRU4	850	850	845	848,3	5	0,6	848	3
TRU5	1360	1363	1357	1360,0	3	0,2	1360	3
TRU6	1777	1764	1755	1765,3	22	1,2	1765	11
TRU7	2049	1988	2005	2014,0	61	3,0	2014	31
TRU8	2251	2189	2226	2222,0	62	2,8	2222	31
TRU10	2700	2684	2687	2690,3	16	0,6	2690	8
TRU11	2553	2494	2525	2524,0	59	2,3	2524	30
TRU124	3238	3238	3233	3236,3	5	0,2	3236	3
TRU137	1114	1146	1082	1114,0	64	5,7	1114	32
TRU138	570	561	546	559,0	24	4,3	559	12
TRU146	3837	3846	3841	3841,3	9	0,2	3841	5
TRU231	1546	1597	1579	1574,0	51	3,2	1574	26
TRU233	3007	3015	2992	3004,7	23	0,8	3005	12
TRU246	3271	3236	3240	3249,0	35	1,1	3249	18
TRU38	1032	1059	1013	1034,7	46	4,4	1035	23
TRU39	1169	1205	1167	1180,3	38	3,2	1180	19
TRU41	1355	1422	1372	1383,0	67	4,8	1383	34
TRU42	1500	1467	1476	1481,0	33	2,2	1481	17
TRU44	1578	1575	1580	1577,7	5	0,3	1578	3
TRU48	1826	1767	1801	1798,0	59	3,3	1798	30
TRU49	1991	1940	1972	1967,7	51	2,6	1968	26
TRU50	2682	2733	2579	2664,7	154	5,8	2665	77
TRU51	2790	2804	2779	2791,0	25	0,9	2791	13
TRU52	3300	3313	3268	3293,7	45	1,4	3294	23
TRU57	1731	1735	1734	1733,3	4	0,2	1733	2
TRU62	999	1103	1022	1041,3	104	10,0	1041	52
TRU64	1109	1120	1115	1114,7	11	1,0	1115	6
TRU68	350	344	355	349,7	11	3,1	350	6
TRU69	399	397	391	395,7	8	2,0	396	4
TRU70	918	935	914	922,3	21	2,3	922	11
TRU242	3280	3284	3282	3282,0	4	0,1	3282	2
TRU251	2032	2043	2021	2032,0	22	1,1	2032	11
TRU253	1975	1978	1964	1972,3	14	0,7	1972	7
TRU296	1000	1018	1024	1014,0	24	2,4	1014	12

I.6. Réflectance de la vitrinite

La réflectance de la vitrinite (R_o donné en pourcentage de réflexion) permet de mesurer la maturation d'une roche contenant de la matière organique [Castano et Sparks, 1974 ; Sweeney et Burnham, 1990]. Cette valeur est irréversible et est sensible à des gammes de température correspondant à celles de la génération des hydrocarbures (60 à 120°C). Par exemple, la fenêtre à huile est typiquement associée à des valeurs de vitrinite de 0.5-0.6% à 0.85-1.1%. La fenêtre à gaz est, quant à elle, associée à des valeurs de R_o entre 1 et 3% [Sweeney et Burnham, 1990]. Ces gammes de températures correspondent aussi aux températures de fermeture des systèmes thermochronométriques de basse-température. Ainsi nous avons essayé de prélever pour chaque échantillon (AFT, AHe) une argile riche en matière organique, située au plus près, pour le calcul d'une valeur de R_o [p.e., Green et al., 2002]. L'incertitude sur la valeur de R_o est l'écart-type sur le nombre de mesure de réflexion réalisée sur un échantillon. La valeur de R_o est dépendante de la vitesse de chauffe (Figure II.11) lié à l'enfouissement (heating rate, Sweeney et Burnham, [1990]) et peut être convertie en température maximale atteinte (Figure II.12). Par exemple $110 \pm 10^\circ\text{C}$ correspond à une valeur de réflectance de la vitrinite de 0.67% dans une gamme de taux de chauffe variant de 0.2 à $4^\circ\text{C}.\text{Myr}^{-1}$ (Figure II.11). Pour des valeurs de subsidences typiques des rétro bassins d'avant-pays (0.2 à 0.05 km.My-1) [Sinclair et Naylor, 2012], et en supposant un gradient géothermique de $20^\circ\text{C}.\text{km}^{-1}$, les taux de chauffe varient de 1 à $4^\circ\text{C}.\text{My}^{-1}$. Dans cette gamme de taux de chauffe, le graphique de la Figure II.11 montre clairement une faible dépendance du taux de chauffe sur la température maximale atteinte (incertitude relative <10%).

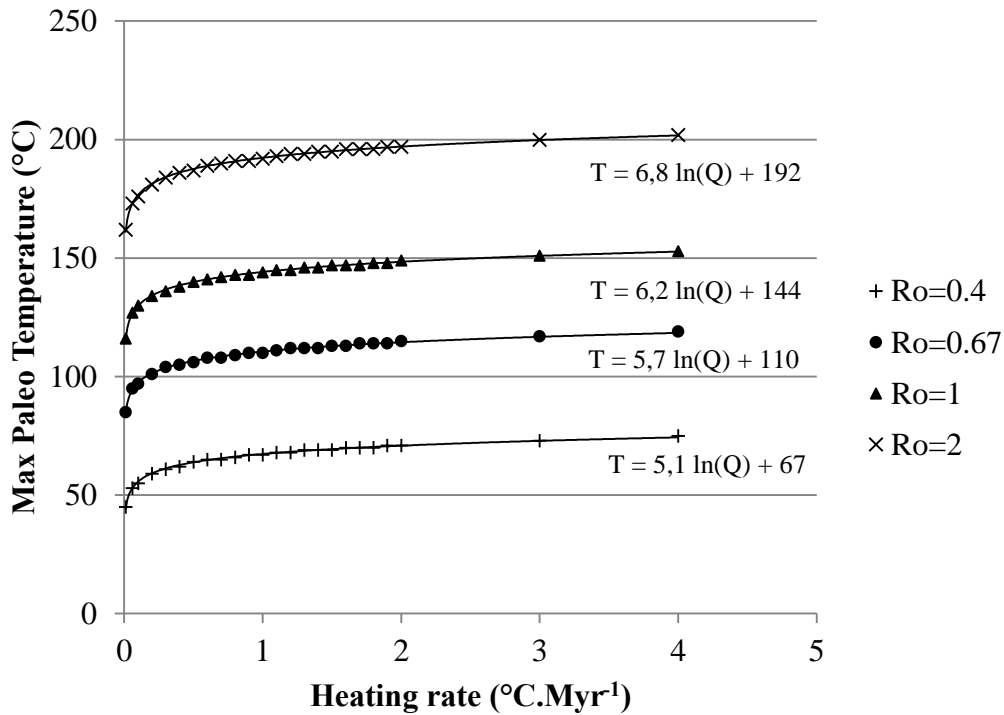


Figure II.11. Dépendance du taux de chauffe Q (heating rate) sur la température maximale atteinte par un échantillon pour quatre valeurs fixes de réflectance de la vitrinite, et équations log associées. Graphique réalisé à partir de Easy%Ro [Sweeney et Burnham, 1990].

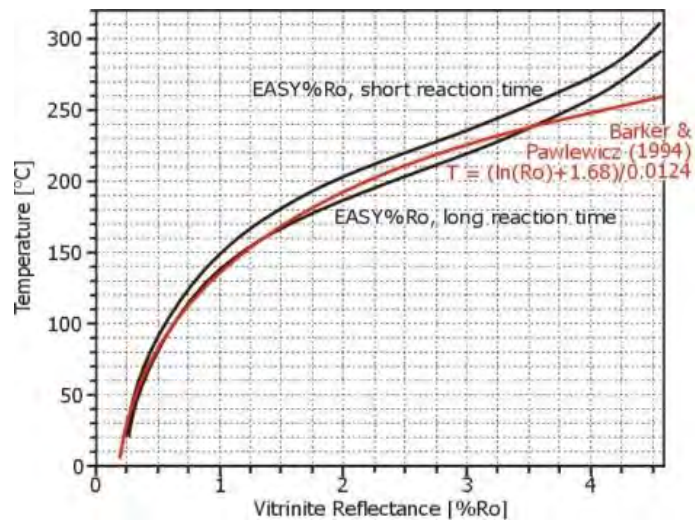


Figure II.12. Température maximale atteinte (T) par un échantillon sur sa valeur de Ro associée. Dépendance logarithmique ($\ln(Ro) = 0.0124T - 1.68$) de Barker et Pawlewicz, [1994] de T en fonction de Ro en rouge, comparée à celle de Easy%Ro, $\ln(Ro) = 0.0078T - 1.2$) de [Sweeney et Burnham, 1990].

Les valeurs de R_o seront donc utilisées pour estimer la profondeur d'enfouissement maximale atteinte par un échantillon sédimentaire [Hardebol *et al.*, 2009] et si celui-ci a été reseté dans le bassin avant son exhumation (voir chapitre 4). Moyennant un certain nombre d'hypothèses sur le gradient géothermique, sur la compaction des sédiments et sur la diagénèse en général (chapitre 4), cette valeur pourra être convertie en profondeur maximale atteinte par l'échantillon et contraindre la restauration des coupes.

I.7. Modélisation numérique des âges

Le logiciel de modélisation des données de la combinaison trace de fission sur apatite (AFT), (U-Th)/He sur apatite (AHe) et de la réflectance de la vitrinite (R_o) : HeFty [Ketcham, 2005 ; Ketcham *et al.*, 2007] permet de modéliser les chemins temps - Températures (t-T) possibles parcourus par un échantillon lors de son histoire thermique. Concernant les AFT, le principe de base de ce programme est une calibration caractérisant le recuit des AFT, en fonction du temps et de la température. Cette calibration est basée sur le fait que dans la nature, les apatites ne représentent qu'une simple population cinétique, et possèdent des comportements différents lors du recuit et des températures de fermeture différentes. Le logiciel HeFTy est basé sur le modèle de cicatrisation des traces conçu par Ketcham *et al.*, [1999] et les données expérimentales de Carlson *et al.*, [1999], incluant la projection des traces de fission sur l'axe c de l'apatite, et la concentration en chlore des apatites [Ketcham *et al.*, 2007].

Ce programme permet d'obtenir un modèle thermique (chemin t-T) à partir de l'inversion des données de longueur des traces, combiné aux âges AFT, AHe, R_o et aux données géologiques de la région étudiée. Cette inversion correspond à un calcul statistique en effectuant des itérations par la méthode Monte Carlo. Dans l'ensemble de l'étude, j'ai contraint les modélisations par des informations géologiques et thermochronologiques et les ai représentées par un code couleur. Dans les diagrammes t-T, les contraintes imposées sont visibles sous forme de rectangles. Le code couleur choisi a été : rectangles bleus pour les âges AFT ($110 \pm 10^\circ\text{C}$ sur la T_C et 2σ sur l'âge), orange pour les âges AHe ($70 \pm 10^\circ\text{C}$ sur la T_C et 2σ sur l'âge), jaune pour l'âge stratigraphique supposé (large) et rouge pour l'enfouissement (évaluation de l'âge d'enfouissement maximal large et incertitudes sur les températures à partir de la propagation des incertitudes sur la mesure de R_o et sa conversion en T_{MAX}). Finalement, pour la température de surface, j'ai choisi $23 \pm 5^\circ\text{C}$ [Wine *et al.*, 2002] (voir suite

du chapitre et chapitre 4). Les valeurs modélisées sont ensuite comparées aux données via un test de Kolmogorov-Smirnov. Le paramètre statistique du GOF (goodness-of-fit) indique si le modèle t-T s'accorde avec les données (GOF=1) ou pas (GOF=0). Les enveloppes des chemins modélisés, acceptables et bons, sont représentées. Elles indiquent des histoires thermiques statistiquement acceptables (enveloppe verte, $0.05 < \text{GOF} < 0.5$) et bonnes (enveloppe magenta, $\text{GOF} > 0.5$).

I.8. Autres datations

Dans le but de préciser certains propos de ce travail, trois autres types de datations ont été réalisés sur sept échantillons : la datation de mise en place de corps plutoniques à l'U-Pb sur zircon, la datation d'épanchements volcaniques par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur roche totale, et la datation radiométrique d'échantillons de bois au radiocarbone. Je propose de décrire succinctement ces méthodes en me référant aux notices des laboratoires qui ont fait l'étude. Pour alléger le manuscrit, ces résultats sont présentés en annexes.

I.8.1. Datation U-Pb sur zircon (Annexe E)

La méthode de datation U-Pb sur minéraux de zircon est une méthode de datation thermochronologique (Figure II.2) de température de fermeture $950 \pm 150^\circ\text{C}$ [Cherniak et Watson, 2000]. Elle permet de mesurer l'âge de cristallisation de corps plutoniques. Deux échantillons proviennent du batholite côtier de la vallée Moche pour lequel nous voulions préciser l'âge de mise en place autour de la zone d'échantillonnage. Un autre âge détritique provient de l'échantillon TRU69 récolté au toit du plat du chevauchement de Chazuta (chapitre 4). Nous avons donc utilisé les zircons des échantillons prélevés pour les datations AFT et AHe. Les échantillons ont été envoyés dans le laboratoire d'Andrew Carter : *London Geochronology Centre de l'University and Birkbeck College of London*.

Les échantillons ont été analysés par LA-ICP-MS en utilisant un système d'ablation laser (213 nm) New Wave 213, couplé à un Agilent 750a à base quadripolaire ICP-MS. Les données en temps réel ont été traitées par GLITTER. Les mesures répétées sur zircon externe standard PLESOVIC (âge référence TIMS de 337.13 ± 0.37 Ma, Slama et al., [2008]) et le verre de silicate NIST 612 [Pearce et al., 1997] ont été utilisés pour corriger le biais de masse instrumental et la dépendance en profondeur de l'inter-fractionnement entre élément Pb, Th et

U. Les données ont été traitées à l'aide du logiciel Isoplot [Ludwig, 2003] en suivant les normes internationales recommandées [Horstwood *et al.*, 2009].

I.8.2. Méthode Argon/Argon (Annexe F)

Deux échantillons ont été datés sur roche total (majorité de plagioclases) dans le but de dater des éruptions volcaniques du groupe Calipuy (chapitres 3 et 5). Nous avons sélectionné un concentré non magnétique de la fraction 100-150 μm , enrichi en plagioclase. Les échantillons ont ensuite été conditionnés dans des feuilles d'aluminium et irradiés à travers plusieurs moniteurs de flux de MMhb-1 hornblende et de TCR2-sanidine. Les échantillons et les moniteurs ont été irradiés au *LENA* de Pavie (Italie) pendant 50 heures jusqu'à obtention d'une valeur proche de $J=0.005$. Les sels K_2SO_4 et CaF_2 ont également été irradiés afin de déterminer les facteurs de correction pour les réactions d'interférences à partir de K et de Ca. Le dégazage de l'argon a été effectué dans le laboratoire de Patrick Monier : *Géosciences Montpellier* (France) en utilisant un laser à CO_2 à 50W. L'épuration des gaz a été réalisée dans un système à faible volume de gaz d'épuration UHV incluant les pièges (getters) Ti/Zr. La mesure des isotopes de l'argon a été effectuée sur un spectromètre de masse gaz noble ArgusVI de Thermo Fisher - directement relié au système de purification UHV. Les analyses sous vide ont été effectuées à chaque run pour éliminer la contribution gazeuse libérée par l'échantillon lui-même. Chaque échantillon a été chauffé par étapes, en augmentant l'intensité du faisceau laser par paliers successifs jusqu'à la fusion finale. Les âges ont été calculés en utilisant la version 2.5.2 du logiciel ArArCALC [Koppers, 2002]. Un plateau est défini par trois ou plusieurs étapes de chauffage contiguës comprenant 50% ou plus de ^{39}ArK libéré et s'affiche avec une incertitude de 2σ (Annexe F). Les âges de corrélation isotopique ont été calculés par l'intercepte des abscisses avec la courbe $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Finalement, le carré moyen des écarts-types pondérés (MSWD) a été utilisé pour évaluer la validité des corrélations isotopiques.

I.8.3. Datation par le carbone 14 (Annexe G)

La datation au ^{14}C est une méthode de datation radiométrique basée sur la mesure de l'activité radiologique du ^{14}C contenu dans la matière organique. La matière organique échange en permanence du carbone 12 et ses isotopes (13, 14) avec son environnement et l'assimile. Lorsque l'organisme meurt, le système se ferme et la désintégration du ^{14}C peut se mesurer [Libby *et al.*, 1949]. Les échantillons vieux de plus de 50 000 ans ne peuvent être

datés au carbone 14, car le rapport ^{14}C sur C total est trop faible; les résultats ne sont relativement précis que pour les âges inférieurs à 35 000 ans. Deux échantillons de bois mort contenu dans des terrasses alluviales ont été datés par cette méthode (chapitre 5). Les échantillons ont été envoyés au laboratoire de Jean Pascal Dumoulin & Christophe Moreau *Laboratoire de Mesure du Carbone 14* de Gif sur Yvette.

II. LES COUPES EQUILIBREES

La technique des coupes équilibrées permet d'obtenir des contraintes précises sur le raccourcissement de la croûte terrestre [p.e., *Dahlstrom*, 1969]. L'objectif, outre de déterminer la structure géométrique de la chaîne, est de trouver la quantité de raccourcissement horizontal minimal qu'a subi la croûte, et au mieux, la lithosphère.

II.1. Modes de déformation et de restauration

Même si historiquement, un certain nombre de concepts avaient été énoncés avant [*Willis*, 1893 ; *Chamberlin*, 1910 ; review dans *Wiltschko et Groshong*, 2012], les principes de construction des coupes équilibrées ont été pour la première fois discutés par *Dahlstrom* en [1969] puis résumés par *Hossack*, [1979]. La méthode des coupes équilibrées répond au principe de conservation de la matière et permet de contraindre la validité d'une coupe géologique. Les types de plis observés dans les systèmes compressifs ont été décrits et quantifiés dans les années 1980 [*Boyer et Elliott*, 1982 ; *Davis et al.*, 1983 ; *Suppe*, 1983 ; *Mitra*, 1990]. La nomenclature de *McClay*, [1992] a été utilisée pour la description structurale des coupes. Les deux types de plis rencontrés majoritairement sur le terrain sont les plis sur rampes de chevauchements (Figure II.4) [*Suppe*, 1983], et les plis par propagation de faille (Figure II.13) [*Mitra*, 1990]. Une combinaison de ces deux derniers, avec des empilements, des niveaux de décollements multiples et des configurations tridimensionnelles complexes, répondent à quasiment tous les problèmes structuraux. Pour la construction des coupes, les cinq modes de déformation ont été utilisés (Figure II.14). Ceux-ci ont été choisis selon le style tectonique de la zone (chapitres 4 et 5). Sur 700 kilomètres de cordillères, tous ont été rencontrés ! Classiquement, pour les domaines de bassins sédimentaires déformés en compression (chapitres 4 et 5), la méthode de restauration utilisée est le flexural slip [p.e., *Espurt et al.*, 2011] (Figure II.14).

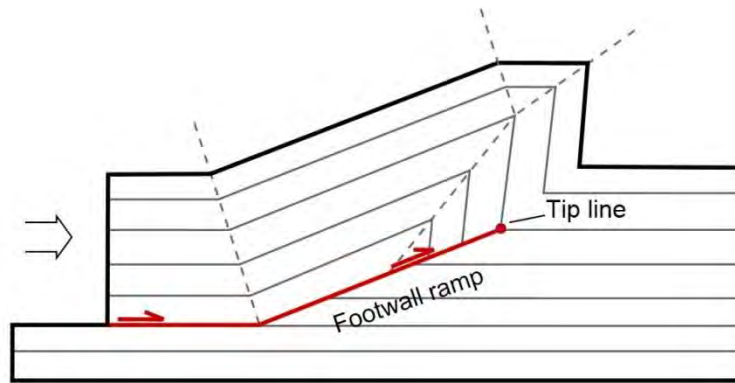


Figure II.13. Pli par propagation de faille [Mitra, 1990]. Une faille (en rouge) se propage sur un niveau de décollement (toit du 2^e banc en partant du bas), puis à travers les séries jusqu'à la « Tip line » (ligne en 3D), déformant les strates au toit de celle-ci et laissant les strates au mur (« Footwall ») non-déformées.

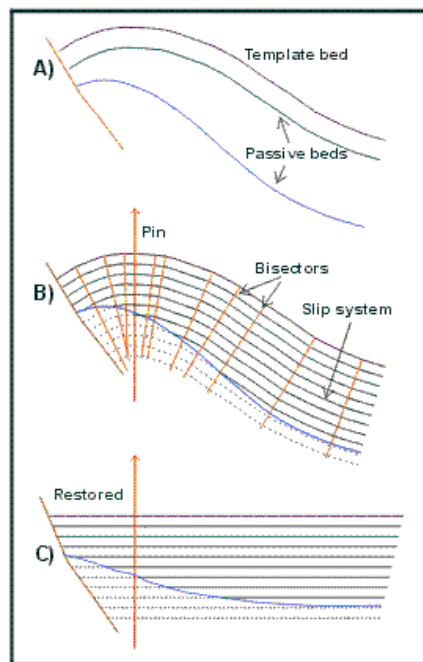


Figure II.14. Méthode du flexural slip sous 2DMove™. (A), Pour l'équilibrage d'un pli anticlinal, le lit (bed) le plus long est classiquement choisi comme cible (Template) qui va être mis à l'horizontal, les autres lits sont passifs. (B), Une Pin line est dessinée, sur laquelle aucun point ne va bouger durant le dépliage. A chaque rupture de pente du lit, des bissectrices sont tracées, par rapport auxquelles les autres bancs peuvent être construits de manière isopaques. (C), état restauré par rapport au lit violet. La topographie en bleu est également restaurée de manière passive.

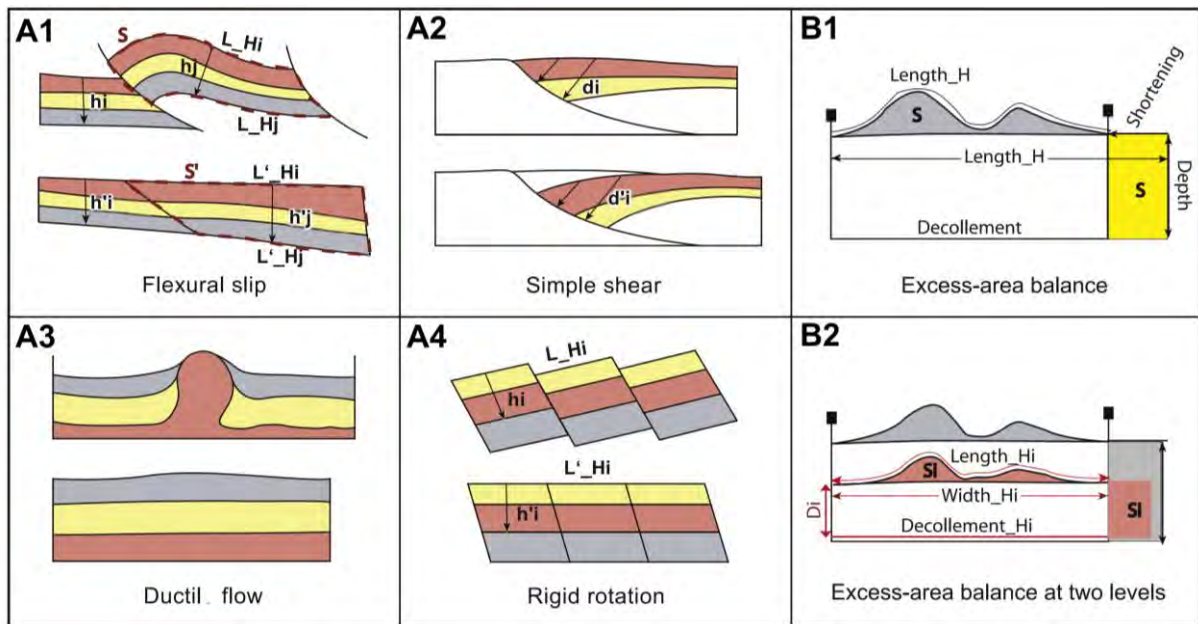


Figure II.15. Concepts basiques de géologie structurale pour la construction et l'équilibrage des coupes. D'après *Moretti et Callot*, [2012]. A - Approche géométrique des modes de déformation : A1-Flexural-slip, dans lequel les longueurs ($L_{Hi}=L'_{Hi}$, $L_{Hj}=L'_{Hj}$), les surfaces ($S=S'$) et les épaisseurs des bancs ($h_i=h'_i$, $h_j=h'_j$) sont conservées. A2-Simple shear (cisaillement simple) seules les distances ($d_i=d'_i$) sont conservées dans le sens de cisaillement. Ni les longueurs, ni les épaisseurs des bancs ne le sont sinon. A3-Ductil flow (conservation de l'aire globale) l'intégralité du banc est mis à l'horizontale et les aires sont conservées. A4-Rigid rotation (rotation rigide) les longueurs, les épaisseurs et les aires sont conservées. B - Méthodes d'aire en excès pour la détermination de la profondeur des niveaux de décollements : B1-La surface du relief en excès est égale à S, surface valant le raccourcissement par la profondeur du décollement. B2-Approche par horizons distincts. Considérant que le banc est isopaque (D_i), le raccourcissement S est déduit de la différence entre la longueur (H_i) et la largeur (H_i). La profondeur du décollement (D_i) est la surface anticlinale (S_i) divisée par le raccourcissement (S).

Lorsqu'il s'agit de restaurer des coussins de sel qui intrudent les bancs, la méthode du ductile flow est utilisée [*Moretti et Callot*, 2012 ; *Rowan et Ratliff*, 2012]. La méthode du simple shear a été employée pour restaurer les failles listriques des bordures de bassin extensif repris en compression, combinée à de la rotation et du flexural slip pour corriger la flexure (chapitre 4). Les blocs situés sur la bordure orientale du bassin du Marañón (chapitre 4) ont été équilibrés par la méthode de rotation rigide (Figure II.15). Finalement pour contrôler la

profondeur des niveaux de décollement dans la zone Subandine (chapitre 4), la méthode de surface en excès a été utilisée.

II.2. Base de données pour la construction des coupes

II.2.1. Cartographie

Pour la construction des coupes, un gros travail de numérisation des cartes géologiques a été réalisé. Au début du travail de thèse, les cartes au 100 000^e de *l'Instituto Geologico Minero y Metalurgico* (Ingemmet, au Pérou) n'étaient pas numérisées. Le traçage des contours a donc été fait à l'aide d'une mosaïque de cartes, des travaux de terrain et des Modèles Numériques de Terrain (MNT) sous l'interface cartographique de 2DMoveTM. A présent, la plupart des cartes péruviennes sont numérisées et disponibles en ligne [www.ingemmet.gob.pe]. Les données de pendages sous forme graphique sur les cartes, ont été digitalisées une à une (Annexe H pour la méthode).

II.2.2. Interprétation sismique et données de puits

Les profils de sismique réflexion des bassins subandins nous ont été fournis migrés en temps par *l'agence péruvienne pour l'évaluation des hydrocarbures Perupetro S.A.* L'interprétation sismique a donc été traitée de manière classique. Un line drawing a d'abord été réalisé. Il s'agit de dessiner tous les réflecteurs visibles, de repérer les failles et les motifs répétitifs de successions de réflecteurs. Les profils sont ensuite migrés en profondeur utilisant le module « Convert to depth use polygons » du logiciel 2D MoveTM. Cet algorithme est basé sur des lois de vitesses multicouches. Il s'agit globalement d'attribuer à chaque polygone une vitesse d'onde sonore, reliée à la densité du matériel qu'elle traverse. Les densités ainsi que les épaisseurs sont fournies dans les données de puits. Il faut ensuite vérifier la compatibilité des données de pendage récoltées en surface ainsi que les épaisseurs des séries repérées dans les puits et ajuster les densités si besoin.

II.2.3. Intégration de données de Géophysique

Les coupes équilibrées sont particulièrement bien adaptées aux systèmes compressifs à l'échelle de la couverture sédimentaire (chapitres 4 et 5). Pour la construction d'une coupe équilibrée d'échelle crustale (chapitre 4), puis lithosphérique (chapitre 6), la nécessité intégrer des données géophysiques s'impose.

La profondeur de la discontinuité de *Mohorovičić*, (profondeur du Moho) a été déterminée à partir de la génération de cartes fournie par le *Bureau Gravimétrique International*. Le BGI a réalisé une carte de la profondeur du Moho sous les Andes et jusqu'à la fosse de subduction [Balmino *et al.*, 2012 ; *International Gravimetric Bureau*, 2012]. Pour une profondeur moyenne sous l'Amazonie de 35 km et s'épaississant vers le craton brésilien, le Moho atteint sous la Cordillère Orientale, une profondeur de 48 km. Au minimum, vers la côte (sous Trujillo), celle-ci ne dépasse pas une profondeur de 25 km. Ces épaisseurs sont intégrées sous forme de données d'entrée pour la construction de la coupe équilibrée. Par ailleurs pour guider la position de certaines failles, j'ai projeté les séismes dans une bande de 25 km autour du tracé de coupe. Ceci permet aussi de voir les domaines actifs actuellement. Plus de précisions seront apportées dans le chapitre 4 de ce manuscrit.

II.3. Datation de la déformation

Comme écrit par *Oreskes et al.*, [1994] concernant les modèles numériques appliqués aux sciences naturalistes, et repris par *Erdos et al.*, [2014] sur le potentiel de la thermochronologie pour valider une restauration séquentielle : « [...] *confirming observations do not demonstrate the veracity of a model hypothesis, they only support its probability* ». Ainsi, la construction des états restaurés de la coupe équilibrée au cours du Cénozoïque (chapitre 4) est basée à la fois sur les données thermochronologiques et sur les contraintes géométriques, géologiques et géomorphologiques. Ces données utilisées pour calibrer la déformation sont détaillées ci-dessous.

II.3.1. Relations cross-cutting

Dans la zone Subandine notamment, les relations de recoupement (cross-cutting, p.e., *Echavarría et al.*, [2003]) des structures permettent de dater la séquence d'activation des chevauchements (chapitre 4). Le fait qu'une unité d'âge stratigraphique donné soit recoupée par une structure chevauchante indique que l'activité du chevauchement postdate l'âge stratigraphique.

II.3.2. Discordances progressives

Les discordances progressives (*Growth strata*, *Medwedeff*, [1989]) s'observent lorsque que l'accumulation sédimentaire accompagne la déformation. A l'échelle d'un pli, si les sédiments sont bien datés, elles datent de manière très précise sa formation (exemples dans les

chapitres 3, 4 et 5). A plus grande longueur d'onde, elles peuvent accompagner la propagation de la flexure dans un bassin sédimentaire [p.e., *Sinclair et Naylor*, 2012]. Dans cette étude, c'est l'interprétation qui est donnée aux discordances progressives visibles en sismique dans le synclinal de Biabo (chapitre 4).

II.3.3. Discordances

Les discordances angulaires progressives et érosives locales sont celles directement reliées à la croissance des structures. Une surface d'érosion étendue doit être interprétée dans un contexte plus global. Dans cette étude certaines sont liées à des phénomènes extensifs, à une période de soulèvement généralisé ou encore à des phénomènes transgressifs et régressifs reliés ou non à la tectonique (chapitre 3).

II.3.4. Provenance

L'incorporation de matériel remanié (galets, minéraux, tufs, ...) dans une unité sédimentaire donne une datation relative des strates entre elles. Différents exemples seront présentés dans cette étude (chapitres 3, 4 et 5).

IV. LA RESTAURATION SEQUENTIELLE

Dans le chapitre 4, les méthodes de restauration séquentielles sont exposées relativement brièvement. Dans ce chapitre, j'ai souhaité les expliquer et les discuter plus précisément. J'expose ici quelques méthodes supplémentaires qui ont été utilisées lors de la construction de la restauration séquentielle ainsi que les tentatives d'intégrer d'autres paramètres physiques.

IV.1. Thermochronologie BT

La déformation ne peut pas être considérée comme un proxy du soulèvement seul [*Schilgen et al.*, 2007]. Il faut étudier la déformation et la surrection indépendamment et les confronter à la fin [*Schilgen et al.*, 2007]. Je souhaite ici insister sur l'indépendance des méthodes géométriques et thermochronologiques. En effet, si l'élaboration des coupes équilibrées permet de contraindre le plus précisément possible la structure profonde de la chaîne de montagne, la thermochronologie BT est sensible aux phénomènes de surface. La

reconstitution cinématique du prisme orogénique (chapitre 4) en intégrant toutes les données, a été un véritable challenge. Dans le but de construire une reconstitution cinématique, toutes les données géologiques et géomorphologiques sont d'abord prises en compte, puis les données thermochronologiques vont permettre de proposer un âge à chaque état restauré. Le terme calibration dans « restaurations calibrées par la thermochronologie », est un abus de langage. La thermochronologie enregistre le temps depuis lequel un échantillon s'est refroidi sous une certaine température. C'est-à-dire que la déformation doit permettre d'amener les échantillons à une profondeur sous la surface topographique telle que le thermochronomètre se déclenche. Il a donc fallu proposer des hypothèses fortes sur la thermicité du sous-sol et sur l'évolution de la topographie.

IV.1.1. Paléo relief (chapitre 4)

En introduction de ce manuscrit (chapitre 1), le manque de données sur le nord des Andes Centrales a été souligné. Nous n'avons que peu ou pas de contrôle sur le remplissage et l'incision des vallées, contrairement à *Fillon et van der Beek*, [2012] pour les Pyrénées par exemple. Ainsi, un certain nombre d'hypothèses ont dû être faites pour calibrer les modèles. L'évolution stratigraphique des bassins d'avant-pays a été primordiale pour évaluer la paléotopographie des derniers 30 Ma. Les hypothèses ont donc principalement porté sur les pentes des profils en long des rivières reliées à l'environnement de dépôts dans les bassins d'avant-pays. Depuis le Miocène supérieur, par exemple, le profil en long du rio Marañón (chapitre 4) a été considéré à l'équilibre topographique [*Willet et Brandon*, 2002].

IV.1.2. Gradient géothermique (chapitre 4)

J'ai considéré le gradient géothermique actuel (donné par les températures du puits Ponasillo) constant pour contraindre la profondeur de refroidissement des thermochronomètres. Les modélisations Genex réalisées par les équipes de Perupetro S.A. [*Wine et al.*, 2002] à partir des données du puits Ponasillo (chapitre 4), donnent un gradient géothermique actuel de $20.1^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ et une température moyenne de surface de 23°C . L'équation supposée linéaire et invariante dans le temps devient $T(z) = z \times \nabla T + T_s$, avec T_s la température de surface moyenne actuelle en $^{\circ}\text{C}$ et ∇T le gradient géothermique en $^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. Cette équation donne une température de fermeture du système AFT, située à 4300 m de profondeur. La profondeur de fermeture du système AHe devient 2300 m. Les données de réflectance de la vitrinite sont converties en profondeur maximale d'enfouissement en

prenant en compte l'incertitude sur leurs valeurs, des taux de chauffe variant de 1 à 4°C.km⁻¹ et aucune incertitude sur le gradient géothermique (chapitre 4).

Si la croissance des Andes influence fortement le climat en termes de précipitations (aridification de la côte et humidification de l'Amazonie), la température de cette ceinture climatique équatoriale depuis que le continent est à cette latitude n'a pas dû trop évoluer [p.e., *Elhers et Poulsen, 2009*]. Ainsi sans données supplémentaires, j'ai considéré la température de surface moyenne T_s constante pour la conversion des T_c en profondeur, et de $\pm 5^\circ\text{C}$ dans les modélisations HeFty. Concernant le gradient géothermique, il a été mesuré dans le puits Ponasillo qui est au centre du bassin Huallaga [*Wine et al., 2002*]. Les restaurations séquentielles montrent que cette position est relativement centrale dans le bassin d'avant-pays qui se développe depuis au moins 35 Ma [*Hermoza et al., 2005 ; Roddaz et al., 2010*]. Or en l'absence de plutonisme dans la région, j'ai supposé que ce bassin n'avait subi aucune modification majeure de son régime thermique. De surcroît la valeur de $\nabla T = 20.1^\circ\text{C.km}^{-1}$, est une valeur typique de bassin d'avant-pays [p.e., *Husson et Moretti, 2002*].

IV.2. Conservation de la matière et flexure de la lithosphère

IV.2.1. Conservation du raccourcissement

La construction des coupes équilibrées permet de proposer une structure crustale qui répond au principe de conservation du raccourcissement. En effet, considérant que le raccourcissement de couverture est alimenté par celui de la croûte, au moyen de chevauchements branchés sur le Moho, il doit être équivalent pour la tectonique de surface (thin-skinned) et pour celle de croûte (thick-skinned). C'est en restaurant le raccourcissement de couverture que la position des rampes crustales est déterminée. Ainsi ce principe impose une contrainte supplémentaire lors de la construction des états restaurés. La table (Table II.2), non- intégrée à l'article du chapitre 4, représente la contribution au raccourcissement par faille nommée. Cette table est également un outil de contrôle pour vérifier que le raccourcissement imposé sur un chevauchement à une étape, n'est pas retiré à l'étape d'après. Par ailleurs, la méthode des coupes équilibrées impose une conservation de la matière en 2 dimensions, sans fluage et sans mouvements latéraux de matières. Tout matériel qui dépasse la surface topographique supposée à chaque stade d'évolution est soumis à l'érosion et « disparaît ». Cette contrainte impose une valeur de raccourcissement supplémentaire sur les chevauchements dont l'histoire de fonctionnement est inconnue. A plus grande échelle, les

plis d'échelle crustale vont considérablement épaissir la croûte et impliquer une compensation isostatique et de la flexure.

Table II.2. Distribution du raccourcissement (± 0.1 km si sismique, ± 0.5 km sinon) cumulé à chaque période de la restauration séquentielle d'ouest en est par faille du prisme orogénique oriental (Figure IV.9, chapitre 4). Failles numérotées pour la déformation de couverture (thin-skinned) et nommées (lettre) pour la déformation de croûte (thick-skinned). La valeur négative fait référence à de l'extension sur une faille héritée du système de rift (chapitre 4).

W																		E	
30-24 Ma shortening																			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10										Thin-skinned
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0										2
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	Thick-skinned
1.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	2
17 Ma shortening																			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10										Thin-skinned
2	18	0	0	0	14	8.5	6.5	0	0										49
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	Thick-skinned
1.5	1.5	0	-1	0	0	45	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	49
8 Ma shortening																			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10										Thin-skinned
2	22	0	1.5	0	30.5	13	44	0	0										113
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	Thick-skinned
1.5	1.5	0	-1	0	0.5	107.5	0	0	0	1.5	1.5	0	0	0	0	0	0	0	113
Present-day shortening																			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10										Thin-skinned
2	27	0.5	2.5	6.5	35	14	50	1.5	3										142
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	Thick-skinned
2.5	1.5	0	-1	0	0.5	110	3.5	5	3.5	3	8	3	0.2	0.3	1	0.2	0.4	0.4	142

IV.2.2. Flexure de la lithosphère

Les coupes restaurées de cette étude (chapitre 4), représentent la propagation du prisme orogénique et l'évolution du bassin d'avant-pays associé. Les restaurations séquentielles qui utilisent la thermochronologie et/ou les données de vitrinite sont généralement faites sur des plus petites distances, à l'échelle du bassin d'avant-pays [p.e., *Espurt et al.*, 2011 ; *Hardebol et al.*, 2009], isolées dans la chaîne [p.e., *Sanchez et al.*, 2012] ou même à l'échelle de la chaîne [p.e., *McQuarrie et al.*, 2008], mais en considérant les décollements de socle rigides et immobiles dans le temps. La coupe des Pyrénées centrales [*Muñoz*, 1992] a été restaurée à différentes époques avec des contraintes géométriques et une évolution de la flexure [*Beaumont et al.*, 2000] mais sans intégrer de données

thermochronologiques. Récemment *Erdos et al.*, [2014] ont montrés que cette dernière répondait bien aux données thermochronologiques.

L'originalité de la restauration séquentielle de cette thèse réside dans le fait de prendre en compte l'évolution de la flexure à chaque stade de propagation de la déformation (chapitre 4). La conservation de la matière en 2D impose de compenser l'épaississement crustal à chaque stade par de la flexure (chapitre 4). Une quantification de la valeur de l'épaisseur élastique (T_e) a été tentée en prenant en compte la forme du Moho à chaque stade de déformation. La forme du Moho devait répondre à l'influence de la charge tectonique. En considérant un modèle statique à chaque stade de déformation, un module de 2DMOVETM permet de faire des tests avec différentes T_e . Le problème majeur rencontré a été que T_e devait changer latéralement le long de la coupe et au cours du temps. La flexure a finalement servi d'ajustement pour répondre à la fois aux données (discordances progressives dans le bassin, thermochronologie) et à l'épaississement crustal, de manière passive. La longueur d'onde de la flexure du bassin d'avant-pays a par contre été respectée (chapitre 4), faisant ainsi l'hypothèse que la T_e n'évoluait pas dans le temps pour la partie orientale. La conséquence lors de la construction des états intermédiaires, est la déformation, notamment la rotation, des chevauchements de socle (voir chapitre 6).

V. REFERENCES DU CHAPITRE 2

- Balmino, G., N. Vales, S. Bonvalot, and A. Briaies (2012), Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies, *J. Geodesy*, 86, 499-520. doi: 10.1007/s00190-011-0533-4.
- Barbarand, J., A. Carter, I. Wood, and T. Hurford (2003a), Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite, *Chem. Geol.*, 198, 107-137. doi: 10.1016/S0009-2541(02)00424-2.
- Barbarand, J., T. Hurford, and A. Carter (2003b), Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling, *Chem. Geol.*, 198, 77-106. doi: 10.1016/S0009-2541(02)00423-0.
- Barker, C. E., and M. J. Pawlewick (1994), Calculation of Vitrinite Reflectance from Thermal Histories and Peak Temperatures : A Comparison of Methods, in *Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter*, edited, pp. 216-229, *Am. Chem. Soc. Symp. Ser.*, doi: 10.1021/bk-1994-0570.ch014.
- Bayes, T. (1763), An Essay towards solving a Problem in the Doctrine of Chances, *Philosophical Transactions of the Royal Soc. London*, 53, 370-418.

Chapitre II - Méthodologie

- Beaumont, C., J. A. Muñoz, J. Hamilton, and P. Fullsack (2000), Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models, *J. Geophys. Res.*, 105, 8121-8145. doi: 10.1029/1999JB900390.
- Bernet, M., M. Zattin, J. I. Garver, M. T. Brandon, and J. Vance (2001), Steady-state exhumation of the European Alps, *Geology*, 29, 35-38. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0035:SSEOTE>2.0.CO;2.
- Boyer, S. E., and D. Elliott (1982), Thrust Systems, *AAPG Bull.*, 66, 1196-1230.
- Brandon, M. T. (1992), Decomposition of Fission-Track Grain-Age Distributions, *Am. J. Sci.*, 292, 535-564. doi: 10.2475/ajs.292.8.535.
- Brandon, M. T. (1996), Probability density plot for fission-track grain-age samples, *Radiat. Meas.*, 26, 663-676. doi: 10.1016/S1350-4487(97)82880-6.
- Braun, J. (2002), Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 200, 331-343. doi: 10.1016/S0012-821X(02)00638-6.
- Braun, J. (2005), Quantitative Constraints on the Rate of Landform Evolution Derived from Low-Temperature Thermochronology, in *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*, edited by P. W. Reiners and T. A. Ehlers, pp. 351-374, *Rev. Mineral. Geochem.*, doi: 10.2138/rmg.2005.58.13.
- Braun, J., P. van der Beek, and G. Batt (2006), Quantitative Thermochronology. Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data, 270 pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- Brichau, S. (2004), Constraining the tectonic evolution of extensional fault systems in the Cyclades (Greece) using low-temperature thermochronology, *PhD thesis*, 181 pp, Université de Montpellier II and Johannes Gutenberg Universität Mainz, Montpellier.
- Brown, R. W. (1991), Backstacking Apatite Fission-Track Stratigraphy - a Method for Resolving the Erosional and Isostatic Rebound Components of Tectonic Uplift Histories, *Geology*, 19, 74-77. doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0074:BAFTSA>2.3.CO;2.
- Carlson, W. D., R. A. Donelick, and R. A. Ketcham (1999), Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results, *Am. Mineral.*, 84, 1213-1223.
- Castano, J. R., and D. M. Sparks (1974), Interpretation of vitrinite reflectance measurements in sedimentary rocks and determination of burial history using vitrinite reflectance and authigenic minerals, in *Carbonaceous materials as indicators of metamorphism*, edited by R. R. Dutcher, et al., *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*.
- Catuneau, O. (2004), Retroarc foreland systems - evolution through time, *J. Afr. Earth Sci.*, 38, 225-242. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2004.01.004.
- Chamberlin, R. T. (1910), The Appalachian folds of central Pennsylvania, *J. Geol.*, 18, 228-251.
- Cherniak, D. J., and E. B. Watson (2001), Pb diffusion in zircon, *Chem. Geol.*, 172, 5-24. doi: 10.1016/S0009-2541(00)00233-3.
- Dahlstrom, C. D. A. (1969), Balanced cross sections, *Can. J. Earth Sci.*, 6, 743-757. doi: 10.1139/e69-069.

Chapitre II - Méthodologie

- Davis, D., J. Suppe, and F. A. Dahlen (1983), Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *J. Geophys. Res.*, 88, 1153-1172. doi: 10.1029/JB088iB02p01153.
- Donelick, R. A., R. A. Ketcham, and W. D. Carlson (1999), Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects, *Am. Mineral.*, 84, 1224-1234.
- Donelick, R. A., P. B. O'Sullivan, and R. A. Ketcham (2005), Apatite Fission-Track Analysis, in *Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications*, edited by P. W. Reiners and T. A. Ehlers, pp. 49-94, *Rev. Mineral. Geochem.*, doi: 10.2138/rmg.2005.58.3.
- Echavarría, L., R. Hernández, R. Allmendinger, and J. Reynolds (2003), Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution, *AAPG Bull.*, 87, 965-985. doi.
- Ehlers, T. A. (2005), Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data, in *Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications*, edited by P. W. Reiners and T. A. Ehlers, pp. 315-350, *Rev. Mineral. Geochem.*, doi: 10.2138/rmg.2005.58.12.
- Elhers, T. A., and K. A. Farley (2003), Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206, 1-14. doi: 10.1016/S0012-821X(02)01069-5.
- England, P., and P. Molnar (1990), Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks, *Geology*, 18, 1173-1177. doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2
- Erdos, Z., P. Van der Beek, and R. S. Huismans (2014), Evaluating balanced section restoration with thermochronology data: a case study from the Central Pyrenees, *Tectonics*, Online. doi: 10.1002/2013TC003481.
- Espurt, N., J. Barbarand, M. Roddaz, S. Brusset, P. Baby, M. Saillard, and W. Hermoza (2011), A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12°S): Implications for growth of the northern Andean Plateau, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123, 2050-2068. doi: 10.1130/B30165.1.
- Eude, A. (2010), Modélisation numérique du rebond Plio-Quaternaire des Alpes Centrales, *Master 2 report*, 37 pp, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Farley, K. A. (2000), Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite, *J. Geophys. Res.*, 105, 2903-2914. doi: 10.1029/1999JB900348.
- Farley, K. A. (2002), (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications, in *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*, edited by P. D. Porcello, et al., pp. 819-844. doi: 10.2138/rmg.2002.47.18.
- Farley, K. A., R. A. Wolf, and L. T. Silver (1996), The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 4223-4229. doi: 10.1016/S0016-7037(96)00193-7.
- Fillon, C., and P. A. van der Beek (2012), Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data, *Basin Res.*, 24, 418-436. doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x.
- Fitzgerald, P. G., and A. J. W. Gleadow (1990), New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: Examples from the transantarctic mountains, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17, 351-357. doi: 10.1016/1359-0189(90)90057-5.

Chapitre II - Méthodologie

- Fitzgerald, P. G., R. B. Sorkhabi, T. F. Redfield, and E. Stump (1995), Uplift and Denudation of the Central Alaska Range: A Case-Study in the Use of Apatite Fission-Track Thermochronology to Determine Absolute Uplift Parameters, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100, 20175-20191. doi: 10.1029/95JB02150.
- Fitzgerald, P. G., E. Stump, and T. F. Redfield (1993), Late Cenozoic Uplift of Denali and Its Relation to Relative Plate Motion and Fault Morphology, *Science*, 259, 497-499. doi: 10.1126/science.259.5094.497.
- Flowers, R. M., R. A. Ketcham, D. L. Shuster, and K. A. Farley (2009), Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, 2347-2365. doi: 10.1016/j.gca.2009.01.015.
- Galbraith, R. F. (1981), On statistical models for fission track counts, *Math. Geol.*, 13, 471-478. doi: 10.1007/BF01034498.
- Galbraith, R. F. (1988), Graphical display of estimates having differing standard errors, *Tectonometrics*, 30, 271-281. doi: 10.1080/00401706.1988.10488400.
- Galbraith, R. F., and P. F. Green (1990), Estimating the component ages in a finite mixture, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17, 197-206. doi: 10.1016/1359-0189(90)90035-V.
- Galbraith, R. F., and G. M. Laslett (1993), Statistical models for mixed fission track ages, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 21, 459-470.
- Galbraith, R. F., R. G. Roberts, G. M. Laslett, H. Yoshida, and J. M. Olley (1999), Optical dating of single and multiple grains of quartz from jinnium rock shelter, northern Australia, part 1, Experimental design and statistical models, *Archaeometry*, 41, 339-364. doi: 10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x.
- Gallagher, K., R. Brown, and C. Johnson (1998), Fission track analysis and its applications to geological problems, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 519-572. doi: 10.1146/annurev.earth.26.1.519.
- Gautheron, C., L. Tassan-Got, J. Barbarand, and M. Pagel (2009), Effect of alpha-damage annealing on Apatite (U-Th)/He thermochronology, *Chem. Geol.*, 266, 157-170. doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.
- Gleadow, A. J. W., and P. G. Fitzgerald (1987), Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, 1-14. doi: 10.1016/0012-821X(87)90102-6.
- Gleadow, A. J. W., B. C. McKelvey, and K. U. Ferguson (1984), Uplift history of the Transantarctic Mountains in the Dry valleys area, southern Victoria Land, Antarctica, from apatite fission track ages, *New Zeal. J. Geol. Geophys.*, 27, 457-464. doi: 10.1080/00288306.1984.10422265.
- Glotzbach, C., J. Reinecker, M. Danisik, M. Rahn, F. W., and Spiegel (2008), Neogene exhumation history of the Mont Blanc massif, western Alps, *Tectonics*, 27. doi: 10.1029/2007TC002247.
- Green, P. F. (1981), A new look at statistics in fission-track dating, *Nucl. Tracks*, 5, 77-86. doi: 10.1016/0191-278X(81)90029-9.
- Green, P. F., P. V. Crowhurst, I. R. Duddy, P. Japsen, and S. P. Holford (2006), Conflicting (U-Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 250, 407-427. doi: 10.1016/j.epsl.2006.08.022.

Chapitre II - Méthodologie

- Green, P. F., I. R. Duddy, and K. A. Hegarty (2002), Quantifying exhumation from apatite fission-track analysis and vitrinite reflectance data: precision, accuracy and latest results from the Atlantic margin of NW Europe, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 196, 331-354. doi: 10.1144/GSL.SP.2002.196.01.18
- Green, P. F., I. R. Duddy, G. M. Laslett, K. A. Hegarty, A. J. W. Gleadow, and J. F. Lovering (1989), Thermal annealing of fission tracks in apatite 4: quantitative modelling techniques and extension to geological timescales, *Chem. Geol. (Isot. Geosci. section)*, 79, 155-182. doi: 10.1016/0168-9622(89)90018-3.
- Green, P. F., and A. J. Hurford (1984), Thermal-Neutron Dosimetry for Fission-Track Dating, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 9, 231-241. doi: 10.1016/0735-245X(84)90190-X.
- Hardebol, N. J., J. P. Callot, G. Bertotti, and J. L. Faure (2009), Burial and temperature evolution in thrust belt systems: Sedimentary and thrust sheet loading in the SE Canadian Cordillera, *Tectonics*, 28. doi: 10.1029/2008TC002335.
- Hermoza, W., S. Brusset, P. Baby, W. Gil, M. Roddaz, N. Guerrero, and M. Bolanos (2005), The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes, *J. S. Am. Earth Sci.*, 19, 21-34. doi: 10.1016/j.jsames.2004.06.005.
- Horstwood, M. S. A., J. Kosler, S. Jackson, N. Pearson, and P. Sylvester (2009), Investigating Age Resolution in Laser Ablation Geochronology: Workshop on Data Handling in *LA-ICP-MSU-Th-Pb Geochronology*; Vancouver, British Columbia, Canada, 12–13 July 2008, *Eos, Trans., Am. Geophys. Union*, 90, 45-49. doi: 10.1029/2009EO060004.
- Hossack, J. R. (1979), The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review, *J. Geol. Soc.*, 136(3), 705-711, doi: 10.1144/gsjgs.136.6.0705
- Hurford, A. J. (1990), Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology, *Chem. Geol.: Isot. Geosci. section*, 80, 171-178. doi: 10.1016/0168-9622(90)90025-8.
- Hurford, A. J., and A. Carter (1991), The role of FT dating in discrimination of provenance, in *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, edited by A. C. Morton and P. D. W. Haughton, pp. 67-78, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, London. doi: 10.1144/GSL.SP.1991.057.01.07.
- Hurford, A. J., and P. F. Green (1982), A Users Guide to Fission-Track Dating Calibration, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 343-354. doi: 10.1016/0012-821X(82)90136-4.
- Hurford, A. J., and P. F. Green (1983), The Zeta-Age Calibration of Fission-Track Dating, *Chem. Geol.*, 41, 285-317. doi: 10.1016/S0009-2541(83)80026-6.
- Husson, L., and I. Moretti (2002), Thermal regime of fold and thrust belts - an application to the Bolivian sub Andean zone, *Tectonophysics*, 345, 253-280. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00216-5.
- International Gravimetric Bureau (2012), in *The Geodesist's Handbook 2012*, edited by H. Drewes, et al., *J. Geodesy*. doi: 10.1007/s00190-012-0584-1.

Chapitre II - Méthodologie

- Ketcham, R. A. (2005), Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, in *Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications*, edited by P. W. Reiners and T. A. Ehlers, pp. 275-314, *Rev. Mineral. Geochem.*, doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.
- Ketcham, R. A., A. Carter, R. A. Donelick, J. Barbarand, and A. J. Hurford (2007), Improved modeling of fission-track annealing in apatite, *Am. Mineral.*, 92, 799-810. doi: 10.2138/am.2007.2281.
- Koppers, A. A. P. (2002), ArArCALC—software for ⁴⁰Ar/³⁹Ar age calculations, *Comput. Geosci.*, 28, 605-619. doi: 10.1016/S0098-3004(01)00095-4.
- Libby, W. F., E. C. Anderson, and J. R. Arnold (1949), Age determination by radiocarbon content : World-wide assay of natural radiocarbon, *Science*, 109, 227-228. doi: 10.1126/science.109.2827.227
- Ludwig, K. R. (2003), User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel, *Spec. Pub. No. 4a ed., Berkeley Geochronology Center*, Berkeley, California.
- McDougall, I., and T. M. Harrison (1988), *Geochronology and thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*, 269 pp., Oxford University Press, Oxford.
- McClay, K. R. (1992), Glossary of thrust tectonics terms, in *Thrust Tectonics*, edited by K. R. McClay, pp. 419-433, Chapman & Hall, London.
- McQuarrie, N., J. B. Barnes, and T. A. Ehlers (2008), Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15-17°S), *Tectonics*, 27. doi: 10.1029/2006TC002054.
- Medwedeff, D. A. (1989), Growth fault-bend folding at southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California, *AAPG Bull.*, 73, 54-67.
- Mitra, S. (1990), Fault-Propagation Folds: Geometry, Kinematic Evolution, and Hydrocarbon Traps, *AAPG Bull.*, 74, 921-945.
- Moretti, I., and J. P. Callot (2012), Area, length and thickness conservation: Dogma or reality?, *J. Struct. Geol.*, 41, 64-75. doi: 10.1016/j.jsg.2012.02.014.
- Muñoz, J. A. (1992), Evolution of a continental collision belt: ECORS Pyrenees crustal balanced cross section, in *Thrust Tectonics*, edited by K. R. McClay, pp. 235-246, Chapman & Hall, London. doi: 10.1007/978-94-011-3066-0_21.
- Naeser, C. W. (1967), The use of apatite and Sphene for fission track age determinations, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 78, 1523-1526. doi: 10.1130/0016-7606(1967)78[1523:TUOAAS]2.0.CO;2.
- Oreskes, N., K. Shrader-Frechette, and K. Belitz (1994), Verification, Validation, and Confirmation of Numerical Models in the Earth Sciences, *Science*, 263, 641-646. doi: 10.1126/science.263.5147.641
- Pearce, N. J. G., W. T. Perkins, J. A. Westgate, M. P. Gorton, S. E. Jackson, C. R. Neal, and S. P. Chenery (1997), A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials, *Geostand. Newsl.*, 21, 115-144. doi: 10.1111/j.1751-908X.1997.tb00538.x.
- Price, P. B., and R. M. Walker (1963), Fossil tracks of charged particules in mica and the age of minerals, *J. Geophys. Res.*, 68, 4847-4862. doi: 10.1029/JZ068i016p04847.

Chapitre II - Méthodologie

- Reiners, P. W. (2007), Thermochronologic approaches to paleotopography, *Rev. Mineral. Geochem.*, 66(1), 243-267. doi: 10.2138/rmg.2007.66.10.
- Reiners, P. W., and K. A. Farley (2001), Influence of crystal size on apatite (U–Th)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188, 413-420. doi: 10.1016/S0012-821X(01)00341-7.
- Roddaz, M., W. Hermoza, A. Mora, P. Baby, P. M., F. Christophoul, S. Brusset, and N. Espurt (2010), Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system, in *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A look into the Past, 1st edition*, edited by C. Hoorn and F. P. Wesselingh.
- Rowan, M. G., and R. A. Ratliff (2012), Cross-section restoration of salt-related deformation: Best practices and potential pitfalls, *J. Struct. Geol.*, 41, 24-37, doi: 10.1016/j.jsg.2011.12.012.
- Shuster, D. L., R. M. Flowers, and K. A. Farley (2006), The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 249, 148-161. doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.028.
- Sinclair, H. D., and M. Naylor (2012), Foreland basin subsidence driven by topographic growth versus plate subduction, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 124, 368-379. doi: 10.1130/B30383.1.
- Sláma, J., J. Košler, D. J. Condon, J. L. Crowley, A. Gerdes, J. M. Hanchar, M. S. A. Horstwood, G. A. Morris, L. Nasdala, N. Norberg, U. Schaltegger, B. Schoene, M. N. Tubrett, and M. J. Whitehouse (2008), Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis, *Chem. Geol.*, 249, 1-35. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.
- Spotila, J. A. (2005), Applications of low-temperature thermochronometry to quantification of recent exhumation in mountain belts, in *Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications*, edited by P. W. Reiners and T. A. Ehlers, *Rev. Mineral. Geochem.*, 58, 449-466, doi: 10.2138/rmg.2005.58.17.
- Suppe, J. (1983), Geometry and kinematics of fault-bend folding, *Am. J. Sci.*, 283, 684-721. doi: 0.2475/ajs.283.7.684
- Sweeney, J. J., and A. K. Burnham (1990), Evaluation of a Simple-Model of Vitrinite Reflectance Based on Chemical-Kinetics, *AAPG Bull.*, 74, 1559-1570.
- Valla, P. G., F. Herman, P. A. van der Beek, and J. Braun (2010), Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history — I: Theory and conceptual model, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295, 511-522. doi: 10.1016/j.epsl.2010.04.033.
- van der Beek, P. A., P. G. Valla, F. Herman, J. Braun, C. Persano, K. J. Dobson, and E. Labrin (2010), Inversion of thermochronological age–elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history — II: Application to the French Western Alps, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 296, 9-22. doi: 10.1016/j.epsl.2010.04.032.
- Vermeesch, P. (2009), RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots, *Radiat. Meas.*, 44, 409-410. doi: 10.1016/j.radmeas.2009.05.003.
- Warnock, A. C., P. K. Zeitler, R. A. Wolf, and S. C. Bergman (1997), An evaluation of low-temperature apatite (U–Th)/He thermochronometry, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 5371-5377. doi: 10.1016/S0016-7037(97)00302-5.
- Watts, A. B. (2001), *Isostasy and flexure of the lithosphere*, Cambridge University Press ed., 458 pp., Cambridge.

Chapitre II - Méthodologie

- Willett, S. D., and M. T. Brandon (2002), On steady state in mountain belts, *Geology*, 30, 175-178. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0175:OSSIMB>2.0.CO;2.
- Willis, B. (1893), The Mechanics of Appalachian Structure, *U.S. Geol. Survey 13th Annual report*, 211-281.
- Wiltshko, D. V., and R. H. Groshong Jr. (2012), The Chamberlin 1910 balanced section: Context, contribution, and critical reassessment, *J. Struct. Geol.*, 41, 7-23. doi: 10.1016/j.jsg.2012.01.019.
- Wine, G., D. Vetrici, J. Arcuri, E. Martinez, C. Monges, J. Fernandez, Y. Calderon, and C. Galdos (2002), Final Report on the Huallaga basin and adjacent area, The hydrocarbon potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañon Basins Study, *Parsep report*, 74 pp.
- Wolf, R. A., K. A. Farley, and D. M. Kass (1998), Modelling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer, *Chem. Geol.*, 148, 105-114. doi: 10.1016/S0009-2541(98)00024-2.
- Wolf, R. A., K. A. Farley, and L. T. Silver (1996), Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 4231-4240. doi: 10.1016/S0016-7037(96)00192-5.
- Zeitler, P. K., A. L. Herczeg, I. McDougall, and M. Honda (1987), U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2865-2868. doi: 10.1016/0016-7037(87)90164-5.

Chapitre III

Charte Stratigraphique et Héritage Tectonique

I. CHRONO-STRATIGRAPHIE, INTRODUCTION

I.1. Chronologie des études antérieures

L'étude de la géologie des Andes Centrales remonte au début du 20^e siècle [McLaughlin, 1924 ; Stappenbeck, 1929 ; Steinmann, 1929]. C'est Steinmann en 1929 qui donne les grands traits de la déformation des Andes péruviennes. Ses études font référence lorsque que les grandes périodes de déformation des Andes Centrales sont nommées (« phases » péruviennes, incaïques, quechuas). Les collaborations entre équipes allemandes, américaines et péruviennes, du début des années 1940 à la fin des années 50, vont donner lieu à la plupart des noms des formations [Cabrera la Rosa, 1936 ; Broggi, 1942 ; Newell et Tafur, 1943 ; Dunbar et Newell, 1946 ; Kummel, 1946 ; 1948 ; 1950 ; Tafur, 1950 ; Newell et al., 1953 ; Benavides, 1956]. C'est ensuite, à partir du début des années 60, que le programme de cartographie au 100 000^e du Pérou commence [p.e., Wilson, 1963, 1985 ; Wilson et Reyes Rivera, 1964 ; Cossio et Jaen, 1967 ; Reyes Rivera, 1980 ; Sanchez, 1995 ; Sanchez et al., 1997 ; Sanchez et Herrera, 1998]. Lors du congrès de Géologie péruvienne à Lima en Septembre 2012, Mr. Luis Reyes Rivera et Mr. John Wilson m'ont fait l'honneur de m'interroger sur les nouvelles données relatives à la datation de l'acquisition du relief. C'est ensuite durant le programme de cartographie du Pérou que la collaboration franco-péruvienne va se mettre en place, à travers notamment la participation de l'ORSTOM (*Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer*), aujourd'hui dénommé IRD (*Institut de Recherche pour le Développement*) [p.e., Mégard, 1978 ; Dalmayrac et al., 1980 ; Janjou et al., 1981 ; Mégard, 1984 ; Mourier, 1988 ; Jaillard et al., 1990 ; Noble et al., 1990 ; Jaillard, 1993].

I.2. Héritage tectonique

Les études récentes montre que l'héritage tectonique joue un rôle très important dans la structuration de la chaîne [p.e., Espurt et al., 2008 ; Bump et al., 2008 ; Gautheron et al., 2013 ; Scherrenberg et al., 2012 ; 2014]. Dans le but de comprendre l'héritage tectonique affectant la région et pouvant influencer le style structural de la déformation actuelle, j'ai réalisé une synthèse stratigraphique le long de la coupe étudiée. Cette synthèse géologique est représentée (Figure III.1) sous forme de diagramme de Wheeler [Wheeler, 1985]. Elle permet de situer dans le temps et dans l'espace, les évènements érosifs andins majeurs.

I.3. Diagramme Chrono-stratigraphique

Dans le diagramme chrono-stratigraphique, les formations sont représentées selon une échelle de temps linéaire. Les relations concordantes ou discordantes entre unités sont visibles. Les surfaces d'érosion sont matérialisées par un trait sinueux. Les changements d'épaisseur ne sont, quant à eux, pas représentables. Les unités sont représentées en ordonnée, séparées par domaines morpho-structuraux. L'échelle des temps géologiques est représentée en abscisse avec une précision relative aux datations des formations (traits pleins ou transparents). Concernant les discordances, on ne distinguera pas une érosion régionale qui créera une discordance érosive subhorizontale, d'une discordance angulaire due à une déformation. Les deux sont représentées par une ligne sinueuse.

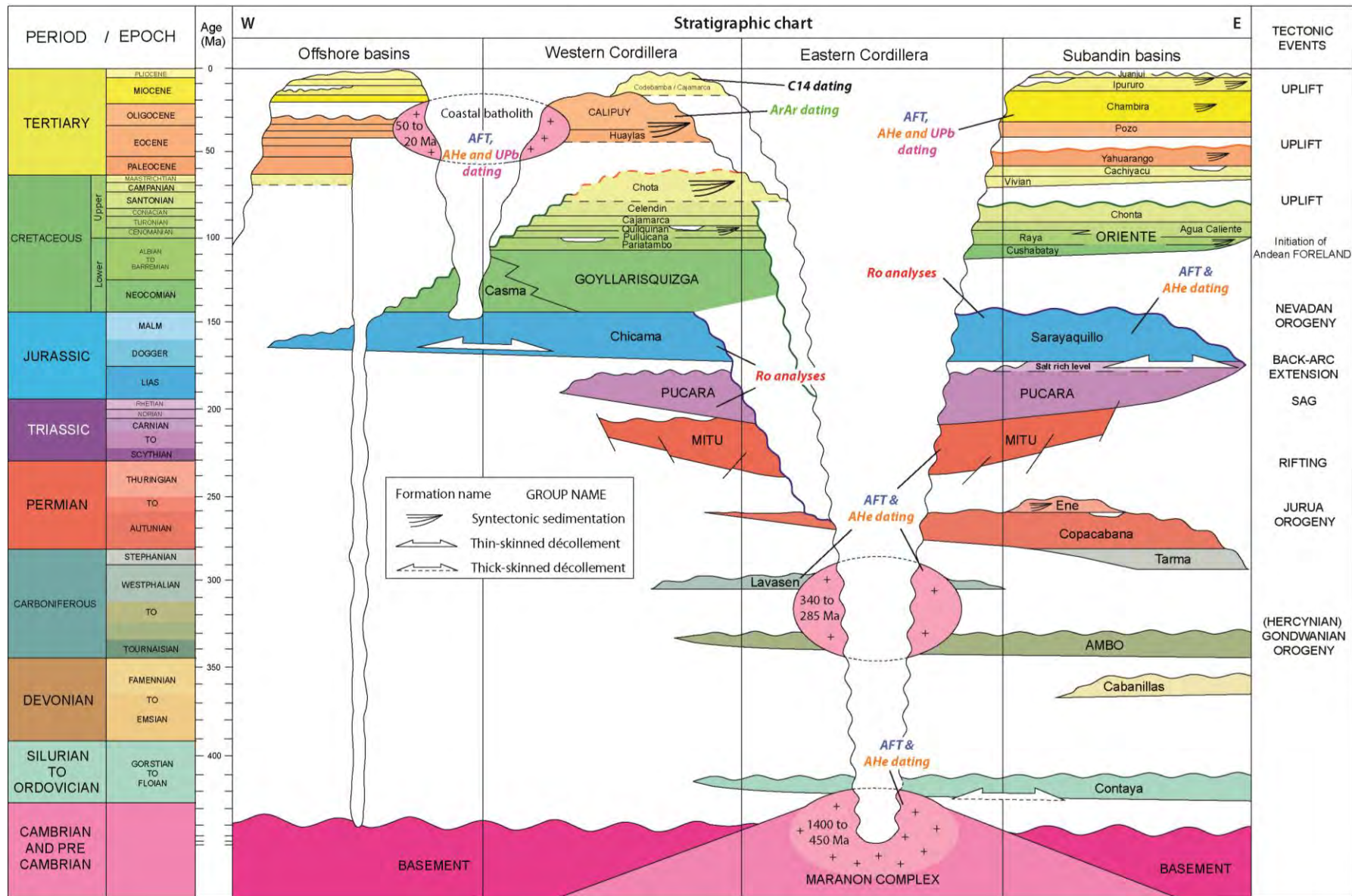
J'ai utilisé principalement les descriptions, âges et corrélations des formations décrites dans les livrets accompagnant les cartes au 100 000^e du service national de géologie péruvienne (*Instituto Geologico Minero y Metalurgico*, Ingemmet). Les formations « préandines » sont toutes les formations qui ne sont pas associées directement à l'orogène andin s'initiant à partir de l'Albien [p.e., *Mégard*, 1984]. Les travaux stratigraphiques sur les Andes Centrales pour toute la période préandine sont assez nombreux (références dans le chapitre). Pour certaines périodes clés, comme celle de l'extension permo-jurassique ou l'initiation de la déformation au Crétacé, j'ai utilisé des travaux plus récents de la littérature [p.e., *Sempere et al.*, 2002; *Rosas et al.*, 2007; *Scherrenberg et al.*, 2012]. Concernant les dépôts off-shore des bassins de Trujillo et Salaverry, j'ai utilisé un rapport universitaire de master 2 [*Vega Guzmán*, 2003] et les rapports disponibles sur le site internet [www.perupetro.com.pe] du service national pour l'évaluation des hydrocarbures : *Perupetro S.A.* [*Wine et al.*, 2001a ; 2001b]. Enfin, certaines périodes de sédimentations ou de mise en place d'unités plutoniques ont été précisées grâce aux datations faites publiées [p.e., *Rivera et al.*, 2005 ; *Chew et al.*, 2007 ; *Cardona et al.*, 2009 ; *Miskovic et al.*, 2009 ; *Navarro et Mamani*, 2009 ; *Witt et al.*, 2013]. J'ai fait les corrélations spatiales nécessaires en joignant des unités de même âge et d'environnement de dépôts proches. La description des formations suivra l'ordre chronologique et sera entrecoupée d'une explication du contexte géodynamique associé.

Par ailleurs, les travaux sur la sédimentation syn-tectonique manquent pour comprendre l'histoire de la surrection des Cordillères reliée à leur déformation. Ainsi, quelques résultats de mes travaux de terrain, de synthèse de travaux récents ainsi que

d'interprétations sismiques publiées alimenteront et illustreront la description des unités. Pour faciliter la lecture du manuscrit, le diagramme (Figure III.1) et la carte géologique (Figure III.2) sont présents en annexe (Annexes A et B) et peuvent être détachés.

Figure III.1. (Page suivante) charte stratigraphique le long de la coupe d'étude. Les périodes d'érosion majeures sont représentées par la couleur de leurs âges supposés en trait sinueux gras. Les traits en pointillés sur le diagramme et transparent en ordonnée, marquent une incertitude sur l'âge de la base ou du haut de la formation. Les niveaux de décollement sont indiqués par les flèches bidirectionnelles blanches le long des unités morpho-structurales rencontrées. Les formations échantillonnées pour les analyses (réflectance de la vitrinite en rouge) et datations (radiocarbone en noir, AHe en orange, AFT en bleu, ArAr en vert et UPb en violet) sont identifiées (présent en Annexe B).

Chapitre III - Charte Stratigraphique et Héritage Tectonique



I. SOCLE NEOPROTEROZOÏQUE ET PALEOZOÏQUE

II.1. Le Complexe Marañón

Le socle est composé de matériel d'âge Précambrien à Paléozoïque. Autour du transect d'étude (Figure III.2), le complexe métamorphique de faible degré (phyllites noires, micaschistes, méta-andésites dont schistes verts et amphibolites de faible degré dans la région de Balsas) est dénommé complexe Marañón [Wilson et Reyes Rivera, 1964]. Les roches y sont la plupart du temps foliées et intrudées de matériel volcanique et de granitoïdes. Les datations obtenues donnent deux périodes Protérozoïques de mise en place : Une période datée à l'U-Pb sur zircons de ~1400 à 900 Ma [Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009; Miskovic et al., 2009], et une période entre 650 et 450 Ma entrecoupée d'épisodes métamorphiques datées sur des phyllites à ~478, 450 et 420 Ma [Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009]. Les épisodes métamorphiques et tectoniques associés à l'accrétion des blocs continentaux qui vont façonner le continent Gondwana, portent les noms suivants : Sunsas ou Greenville (ca. 1 Ga), Pampéen (ca. 530 Ma), Famatinien ou Calédonien (ca. 420 à 480 Ma), [Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009].

Un autre groupe de roches intrusives correspond à la présence d'un arc magmatique carbonifère sur la façade NW du continent Gondwana entre 340 et 285 Ma [Chew et al., 2007 ; Cardona et al., 2009 ; Witt et al., 2013]. Un événement métamorphique et compressif est daté vers 320-310 Ma [Chew et al., 2007 ; Cardona et al., 2009 ; Witt et al., 2013]. Ces derniers épisodes donnent lieu à des minéralisations aurifères dans des veines de quartz du batholite de Pataz, situé dans la vallée du Marañón, très légèrement au Sud du transect d'étude. Ce batholite possède un gros gisement d'or dont la mise en place est associée à l'orogène hercynien ou « gondwanien » selon les dénominations [Wilson et Reyes Rivera, 1964 ; Sanchez, 1995 ; Haberman et al., 2004 ; Chew et al., 2007]. Les corps granitiques de la Cordillère Orientale seront décrits avant les formations qui la constituent.

II.2. Monzonite à Syénite de Balsas

Granite massif d'un volume d'environ 10 sur 5 km, le granite de Balsas est d'une coloration rose claire, il possède une texture grenue en mosaïque [Sanchez, 1995]. Le massif

est traversé par des dykes plus sombres. Sa structure est globalement phanéritique, isotropique et holocristalline. Trois types lithologiques peuvent cependant se distinguer dans le pluton. Le corps principal est un monzogranite à syénogranite. Cinq échantillons ayant donné des apatites proviennent de ce corps (chapitre 4). Il est entrecoupé de corps porphyriques, leucocrates à phénocristaux de plagioclases, d'orthoclases dans une matrice très fine de quartz, de biotites et de feldspaths potassiques. La troisième lithologie qui peut s'observer dans ce massif, se présente sous forme de dykes de syénite. Leur grosseur peut atteindre les dix mètres d'épaisseur mais ne dépasse pas parfois quelques centimètres. Les analyses chimiques montrent une roche de nature calco-alcaline et une bonne corrélation avec les autres granites de la zone [Sanchez, 1995].

II.3. Granite rouge de Saullamur

Granite de couleur rose à rouge obscur rencontré entre des affleurements des groupes Mitú et Goyllarisquizga, son volume est d'approximativement 1 km sur 14 le long d'une faille normale [Sanchez, 1995]. Il affleure autour de Balsas (Figure III.2). Ce corps massif est de texture holocristalline, il est isotrope à grains moyens de feldspaths potassiques, plagioclases, de quartz et de micas. Ces minéraux présentent une forte altération [Sanchez, 1995]. Bien que situé entre les granites de Balsas et de Plazapampa, ce massif est plus altéré que les deux autres. L'échantillonnage de ce granite a donné lieu à la datation de TRU51 (chapitre 4). Sa mise en place est datée du Carbonifère inférieur [Sanchez, 1995].

II.4. Monzonite-granodiorite de Plazapampa

Corps plutonique d'environ 22 km sur 8, massif à tonalites claires, leucocrates à mézocrates, de texture phanéritique, il est isotrope à grains moyens : quartz, plagioclases, feldspaths potassiques, biotites en lamines irrégulières et hornblendes en minéral accessoire [Sanchez, 1995]. Sa lithologie est uniforme et correspond majoritairement à un monzogranite avec des variations à granodiorites. Le granite de Plazapampa (5 km à l'est de Balsas, Figure III.2) intrude les gneiss du complexe Marañón et il est recouvert par la formation volcanique Lavasen (Carbonifère moyen à supérieur) ou par le Groupe Mitú (Permien supérieur à Trias). Sa mise en place date donc probablement du Carbonifère inférieur comme le reste des granites de la zone [Sanchez, 1995]. Son échantillonnage a permis la datation de l'échantillon TRU52 (chapitre 4).

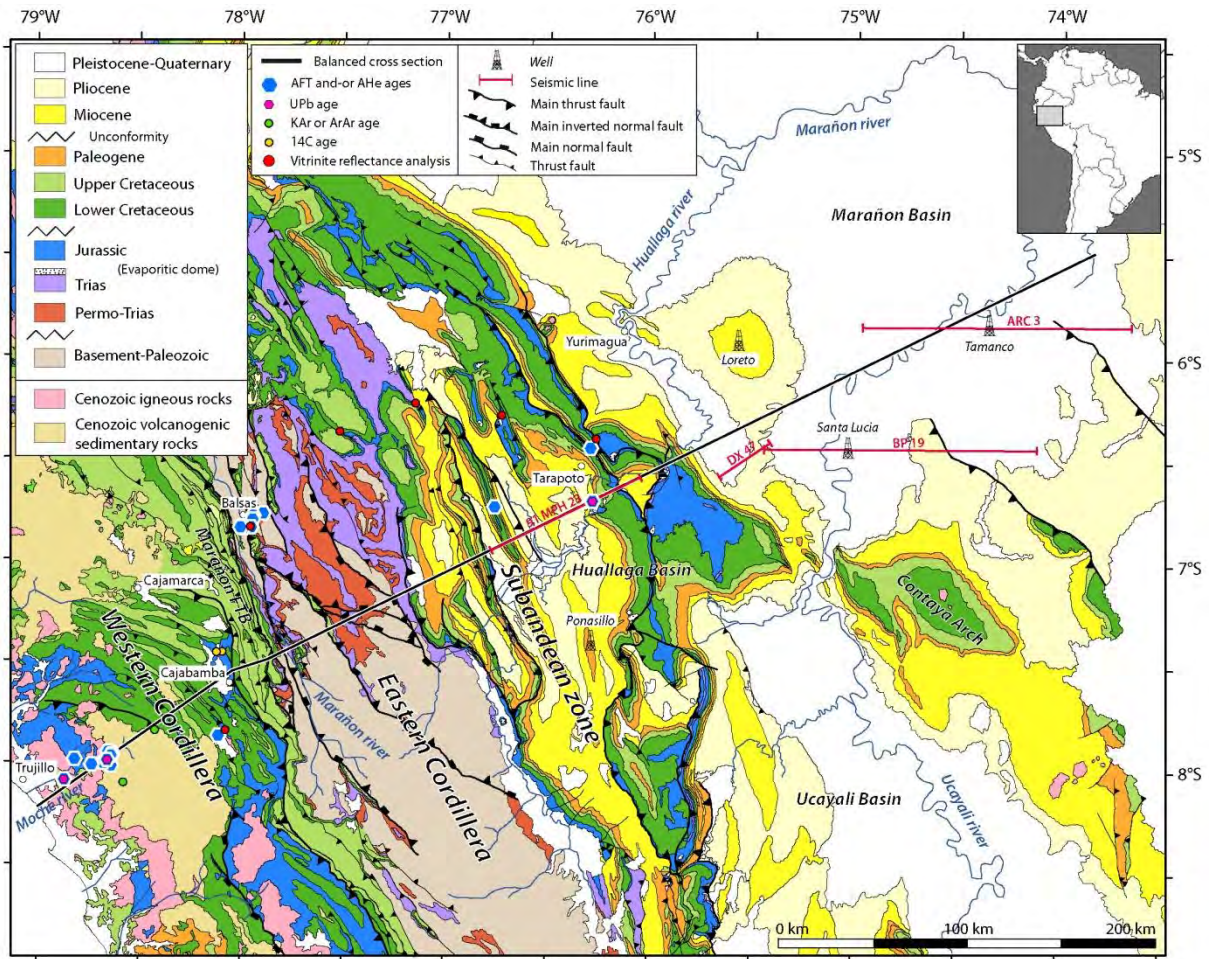


Figure III.2. Carte géologique de la zone étudiée (Annexe A). Les localisations des différents bassins, villes et vallées cités dans le texte sont visibles. Marañón FTB (Fold and Thrust Belt).

Sur le socle de la cordillère Orientale ainsi que sur les cratons guyanais et brésilien en zone amazonienne, se déposent des sédiments depuis l’Ordovicien jusqu’à aujourd’hui.

II.5. Formation Contaya (Ordovicien inférieur à moyen)

Les argiles, ardoises, grès silico-clastiques métamorphisés et lutites de la Formation (Fm) Contaya [Newell et Tafur, 1943] sont discordantes sur le complexe Marañón [Witt et al., 2013]. Elle a été datée par la faune présente dans les ardoises de l’Ordovicien inférieur et moyen [Wilson et Reyes Rivera, 1964]. Sa forte déformation résulte de la tectonique contemporaine à la chaîne Hercynienne [Mourier, 1988 ; Sanchez, 1995 ; Bump et al., 2008], dites Gondwanienne sur la marge occidentale du continent Gondwana [Chew et al., 2007 ; Cardona et al., 2009]. Dans le nord du Pérou, la formation ne dépasse pas les 500 m [Wine et al., 2002].

II.6. Formation Cabanillas (Devonien)

La Fm Cabanillas [Newell et al., 1953] se compose de grès fluvio-deltaïques à marin peu profond. Cette formation est très peu représenté au nord du Pérou, elle disparaît en direction de l'Equateur au centre du bassin Marañón [Wine et al., 2002].

II.7. Orogène Hercynien ou Gondwanien au Pérou

Décrite originellement dans le Pérou Central [Mégard, 1978], l'orogène hercynien se manifeste également au nord du Pérou. La subduction le long de la marge occidentale du continent Gondwana est active depuis ca. 530 Ma [Witt et al., 2013]. Celle-ci est responsable de l'accrétion de blocs continentaux au niveau de l'actuelle Cordillère Orientale (orogène Pampéen, Famatien) et de la mise en place d'un arc magmatique actif épisodiquement de ca. 480 Ma (orogène Famatien) à 310 Ma (orogène Hercynien : plutons de Balsas, Pataz ; Fm Lavasen) [Witt et al., 2013]. La sédimentation du Groupe Ambo est associée à la période Hercynienne (Figures III.1 et III.3). Dans le bassin d'Ucayali (11°S), les chevauchements hercyniens à vergence NE ont été réactivés à la faveur de grands décollements de socle lors de la phase andine [Espurt et al., 2008]. Une grande surface d'érosion affecte la base du Carbonifère supérieur avec le dépôt en discordance progressive de sédiments du Carbonifère inférieur (Figure III.3).

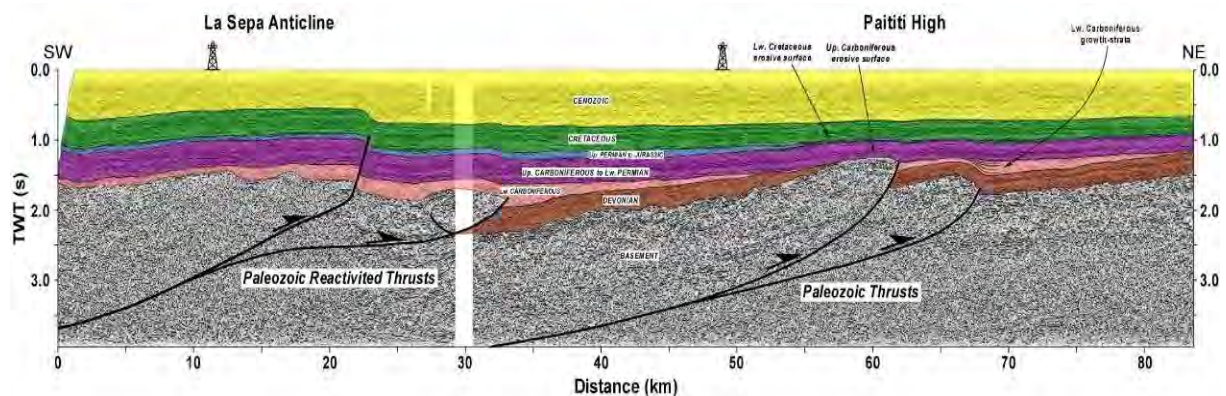


Figure III.3. Interprétation sismique dans le bassin d'Ucayali vers 11°S [Espurt et al., 2008]. Le groupe Ambo (en rose) est déposé en discordances progressives relié à l'activité chevauchements à vergence NE, réactivés durant le tertiaire.

II.8. Groupe Ambo (Carbonifère inférieur)

Les conglomérats, grès et argiles carbonifère inférieur du Groupe Ambo [Newell *et al.*, 1953] reposent en discordance angulaire sur la Fm Contaya [Mourier, 1988; Sanchez *et Herrera*, 1998; Espurt *et al.*, 2008; Scherrenberg *et al.*, 2012]. Elle est surmontée en discordance par les formations Lavasen dans la vallée du Marañón, Copacabana au centre de la Cordillère Orientale ou directement par le Groupe Mitú sur le flanc est de la vallée du Marañón.

II.9. Formation Lavasen (Carbonifère moyen à supérieur)

La Fm Lavasen [Wilson *et Reyes Rivera*, 1964] est une séquence datée du Stéfanién (Carbonifère moyen à supérieur), de roches volcaniques à intercalations sédimentaires consistant en des roches pyroclastiques, des brèches, des corps subvolcaniques et quelques laves porphyriques de couleur grise, verte et parfois rose. Cette formation affleure au nord du Pérou dans la Cordillère Orientale et disparaît vers l'est. L'observation des apatites de cette formation indique que certains niveaux sédimentaires sont probablement des sédiments éoliens. En effet toutes les apatites récoltées dans cette formation sont arrondies, lissées par leur transport. Cette formation volcanique et volcano-clastique riche en minéraux lourds (échantillonnée et datée pour TRU50) est contemporaine de la mise en place du granite de Balsas [Wilson *et Reyes Rivera*, 1964]. La Fm Lavasen est surmontée tantôt par le Groupe Mitú, tantôt par la Fm Copacabana en discordance angulaire.

II.10. Groupe Tarma-Copacabana (Carbonifère supérieur - Permien)

Les formations Tarma [Dunbar *et Newell*, 1946] et Copacabana [Cabrera La Rosa *et Petersen*, 1936] du permien inférieur à moyen [Wilson *et Reyes Rivera*, 1964; Espurt *et al.*, 2008 ; Sempere *et al.*, 2002 ; Wine *et al.*, 2002] constituent une séquence de carbonates massif de plateforme marine peu profonde initiée par les grès fins à grossiers de la Fm Tarma. Bien que le groupe soit présent sur une majeure partie des bassins péruviens, seule la Fm Copacabana affleure sur le flanc ouest de la Cordillère Orientale [Wilson *et Reyes Rivera*, 1964]. La Fm Copacabana est constituée de calcaires gris, parfois gréseux avec des intercalations d'argiles noires. Elle est affectée par une tectonique compressive de direction NE-SW (Figures III.4, III.5).

II.11. Orogène Juruá et Formation Ene (Permien moyen à supérieur)

Cette période orogénique, dénommée Juruá, est relativement peu décrite dans la littérature. Elle est observée au Brésil, en Equateur et au Pérou affectant les bassins de Solimoes, Oriente et Marañón [Barros et Carneiro, 1991 ; Rosas et al., 2007 ; Bump et al., 2008 ; Calderon et al., 2012]. Une vue synoptique est présentée dans les Figures III.4 et III.5. Elle se caractérise par la présence de chevauchements affectant les séries du Paléozoïque, scellées progressivement par la formation Ene [Calderon et al., 2012]. La Fm Ene [Laigh et Rejas, 1966] est présente à l'est de la coupe dans le bassin Marañón [Mathalone et Montoya, 1995 ; Alvarez-Calderon, 1999]. Elle est composée d'argiles riches en matière organique [p.e., Laigh et Rejas, 1966 ; Rosas et al., 2007] et est stratigraphiquement concordante au groupe Tarma-Copacabana, bien que Wine et al., [2002] décrivent une base érosive par endroits (Figure II.1). Elle est surmontée par le Groupe Pucara en discordance érosive, parfois angulaire (Figure III.4). Les chevauchements ont une vergence la plupart du temps SW (Figure III.4), parfois NE (Figure III.5). Dans le bassin Solimoes au Brésil, ces structures piègent les hydrocarbures [Barros et Carneiro, 1991]. Cette situation serait due à l'ouverture de l'Atlantique Nord [Szatmari, 1983] et/ou à l'initiation de la subduction au NW de l'Amérique du Sud [Barros et Carneiro, 1991].

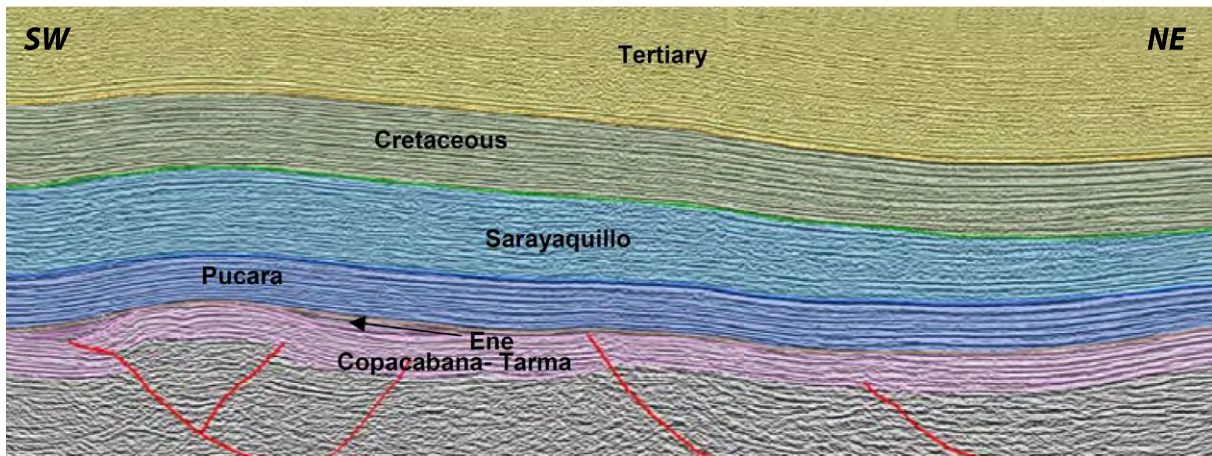


Figure III.4. Ligne sismique interprétée DX 51, Bassin Marañón [Calderon et al., 2012]. Rétro-chevauchements déformant les séries Copacabana (Carbonifère sup. Permien inf.), Tarma (Permien moyen) et scellées progressivement par la formation Ene (Permien sup.), réactivés durant le Tertiaire.

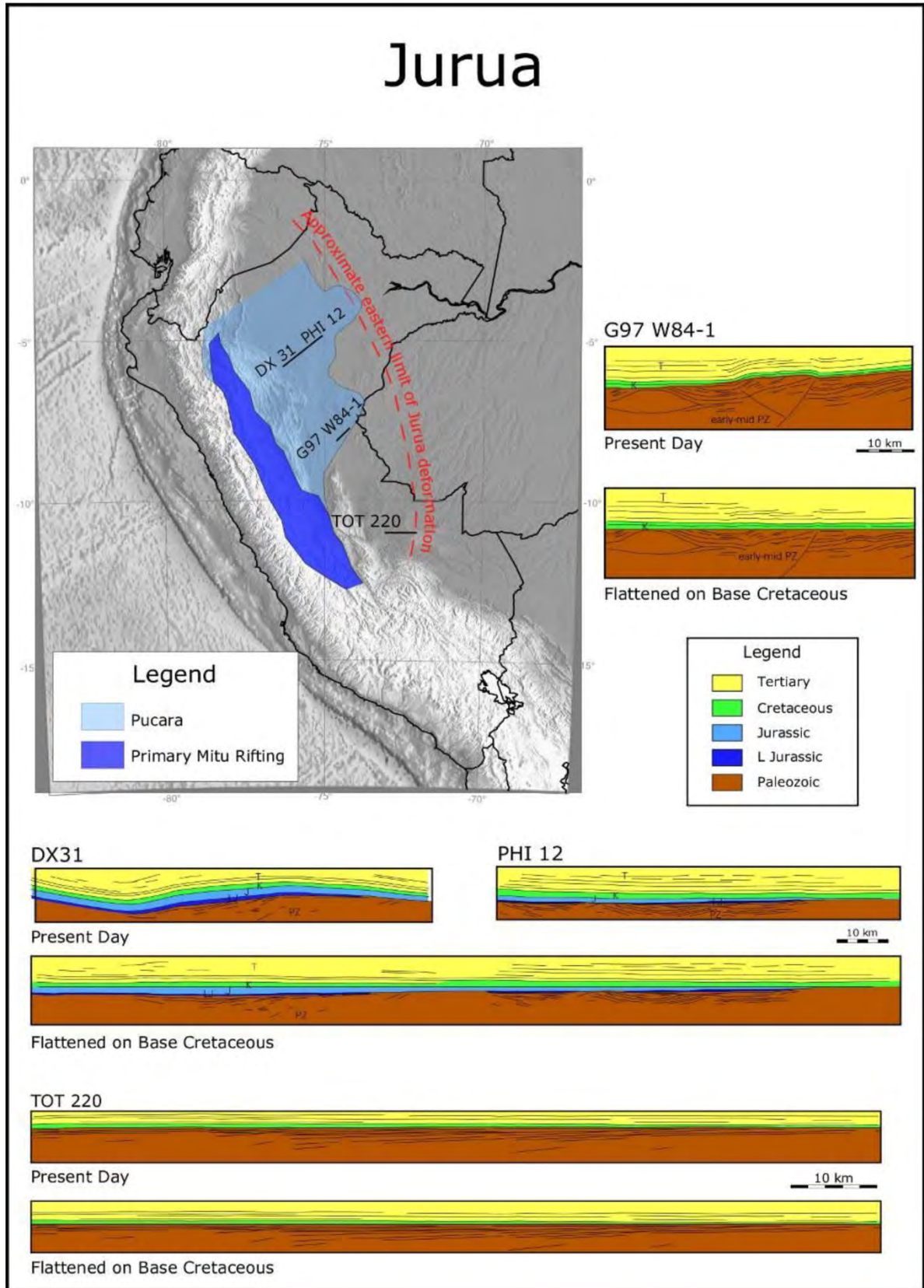


Figure III.5. Vue synoptique de l'orogène Juruá au Pérou [Bump et al., 2008]. Les lignes sismiques DX31 et PHI12 sont situées dans le bassin du Marañón.

II.12. Rift Permo-Triasique et Groupe Mitú (Permien supérieur - Trias)

Le Groupe Mitú [*McLaughlin*, 1924] affleure sur les flancs ouest et est de la vallée du Marañón (Figure III.6) ainsi que sur une grande partie de l'intérieur de la Cordillère Orientale. Il est par ailleurs visible en sismique jusqu'au bassin d'avant-pays actuel Marañón, à l'est du bassin Huallaga [*Bump et al.*, 2008 ; *Calderon et al.*, 2012]. Le Groupe Mitú est daté du Permien supérieur au Trias [*Wilson et Rivera*, 1964 ; *Wilson*, 1985 ; *Sanchez*, 1995]. Il est composé de matériel conglomératique (galets de quartz blancs ou rouges, galets d'andésites), de grès rouges en sa base sur environ 200 m, de matériel magmatique [*Sempere et al.*, 2002], de calcaires pour sa partie supérieure et de brèches volcaniques dans une matrice violacée à rouge. Allant jusqu'à des épaisseurs supérieures à 2500 m [*Sempere et al.*, 2002 ; chapitre 4 de cette étude], il est relié à une intense période extensive présente largement dans tout le nord de l'Amérique du Sud [p.e., *Mathalone et Montoya*, 1995 ; *Sempere et al.*, 2002].

En Equateur, la direction du rifting est N120 donnant naissance à des structures N30 [*Baby et al.*, 2013]. Dans le bassin Marañón, les structures ont une orientation NNE-SSW [*Calderon et al.*, 2012]. Elle est orientée NNW-SSE dans le Pérou central [*Sempere et al.*, 2002 ; *Rosas et al.*, 2007] et se propage vers le sud en Bolivie en suivant des directions équivalentes à l'axe de la Cordillère Orientale actuelle. Pour la partie étudiée, les structures extensives, reprises à l'actuel nous le verrons (chapitre 4), sont orientées NNW-SSE (Figure III.6), voir NW-SE dans l'intérieure de la Cordillère Orientale. La période de rifting est suivie d'une phase de relaxation thermique (« sag » de la Figure III.1) créant un bassin peu profond qui donne naissance à la vaste plateforme calcaire du Trias au Jurassique [*Sempere et al.*, 2002]. Des déplacements extensifs de petite à moyenne envergure s'observent toujours dans les bassins trias à jurassique dans la partie ouest de la Cordillère Orientale (Figure III.6) voir même jusqu'au Crétacé inférieur pour la partie est de la Cordillère Occidentale (Figure III.10).

Figure III.6. (Page suivante) photo interprétée du rift Mitú sur le flanc est de la vallée du Marañón dans la Cordillère Orientale, District de Balsas, Province Amazonas, nord Pérou. Notez la continuité de la phase de rifting lors du Jurassique (Fm Chambara du groupe Pucara) et la discordance angulaire des grès du groupe Goyllarisquizga.



II.13. Groupe Pucara (Trias supérieur – Jurassique inférieur)

Le Groupe Pucara [Mac Laughlin, 1924 ; Wilson et Reyes, 1964] repose en concordance sur le Groupe Mitú en zone Subandine et en discordance érosive et légèrement angulaire dans la partie occidentale du rift. Pucara a été élevé au rang de groupe après des études plus affinées [Wilson, 1985 ; Rosas et al., 2007] montrant qu'il est séparé en trois formations :

La Fm Chambara norienne à rhétienne est représentée par environ 1000 m de calcaires sombres siliceux et lités avec la présence de faciès bitumineux. Cette formation affleure le long du transect d'étude dans la partie ouest de la Cordillère Orientale. En zone Subandine, la plus ancienne formation qui affleure est la seconde du groupe : la Fm Aramachay, datée du Rhétien au Lias (Sinémurien) est composée majoritairement d'argiles noires et de calcaires très riches en matière organique [Rosas et al., 2007]. Pour le système pétrolier, ces deux dernières formations sont de très bonnes roches mères [Alvarez Calderon, 1999; Wine et al., 2002]. Enfin la Fm Condorsinga est principalement évaporitique et intercalée de bancs calcaires et gréseux [Rosas et al., 2007]. En zone Subandine, des dômes salifères larges de plus de deux kilomètres s'observent à l'affleurement. Si les épaisseurs de cette formation évaporitique dépassent les 2000 m dans le bassin de Huallaga (chapitre 4), elles s'affinent pour disparaître vers l'est sur les contreforts de la Cordillère Orientale (Figure III.2) et vers l'ouest dans le bassin du Marañón [Calderon et al., 2012]. Ces intercalations

vont changer graduellement vers les grès rouges de la Fm Sarayaquillo. Sur le terrain, des migrations de gypse s'observent dans la formation sus-jacente Sarayaquillo.

Pour ce qui suit, je propose de séparer les stratigraphies des bassins de la zone Subandine (Huallaga – Marañón), de la Cordillère Occidentale (bassin ouest péruvien) et offshore (Trujillo-Salaverry). Il est en effet maintenant établi que la période de rifting permotriasique qui affecte la partie péruvienne des Andes Centrales en suivant l'axe de la Cordillère Orientale actuelle, va structurer les bassins mésozoïques [p.e., *Mégard*, 1978 ; *Scherrenberg et al.*, 2014]. Les horsts créés ou blocs selon *Sanchez*, [1995] constituent des hauts structuraux qui vont séparer les bassins à partir du Permien [*Wilson et Reyes*, 1964 ; *Sanchez*, 1995 ; *Scherrenberg et al.*, 2012 ; 2014].

II. LES BASSINS SUBANDINS

La zone Subandine constitue le front de déformation des Andes. Dans la zone d'étude, elle comprend deux bassins sédimentaires (Figure III.2) qui diffèrent en raison de leur position structurale. Le bassin Huallaga est un bassin « piggy-back » et se trouve actuellement en position de « wedge-top » [*Hermoza et al.*, 2005]. Le bassin Marañón est actuellement en position de « foredeep basin » [*DeCelles et Giles*, 1996; *Calderon et al.*, 2012].

III.1. Formation Sarayaquillo (Jurassique supérieur)

La Formation Sarayaquillo [*Kummel*, 1946] est composée majoritairement de grès rouges continentaux fins à conglomératiques avec une forte proportion d'évaporites intercalées rarement de bancs fins d'argiles noires continentales lacustres [*Sanchez et Herrera*, 1998 ; *Sanchez et al.*, 1997]. Elle est touchée par bon nombre de puits [p.e., *Wine et al.*, 2002] et affleure aux fronts des chevauchements du bassin Huallaga [*Hermoza et al.*, 2005 ; chapitre 4]. Elle correspond à la fin de la période de subsidence postrifting de la zone Subandine. Nous verrons que le contexte géodynamique du bassin ouest péruvien est différent à cette époque. Cette formation est riche en minéraux lourds et permet l'échantillonnage de zircons et d'apatites [*Kennan*, 2008 ; chapitre 4].

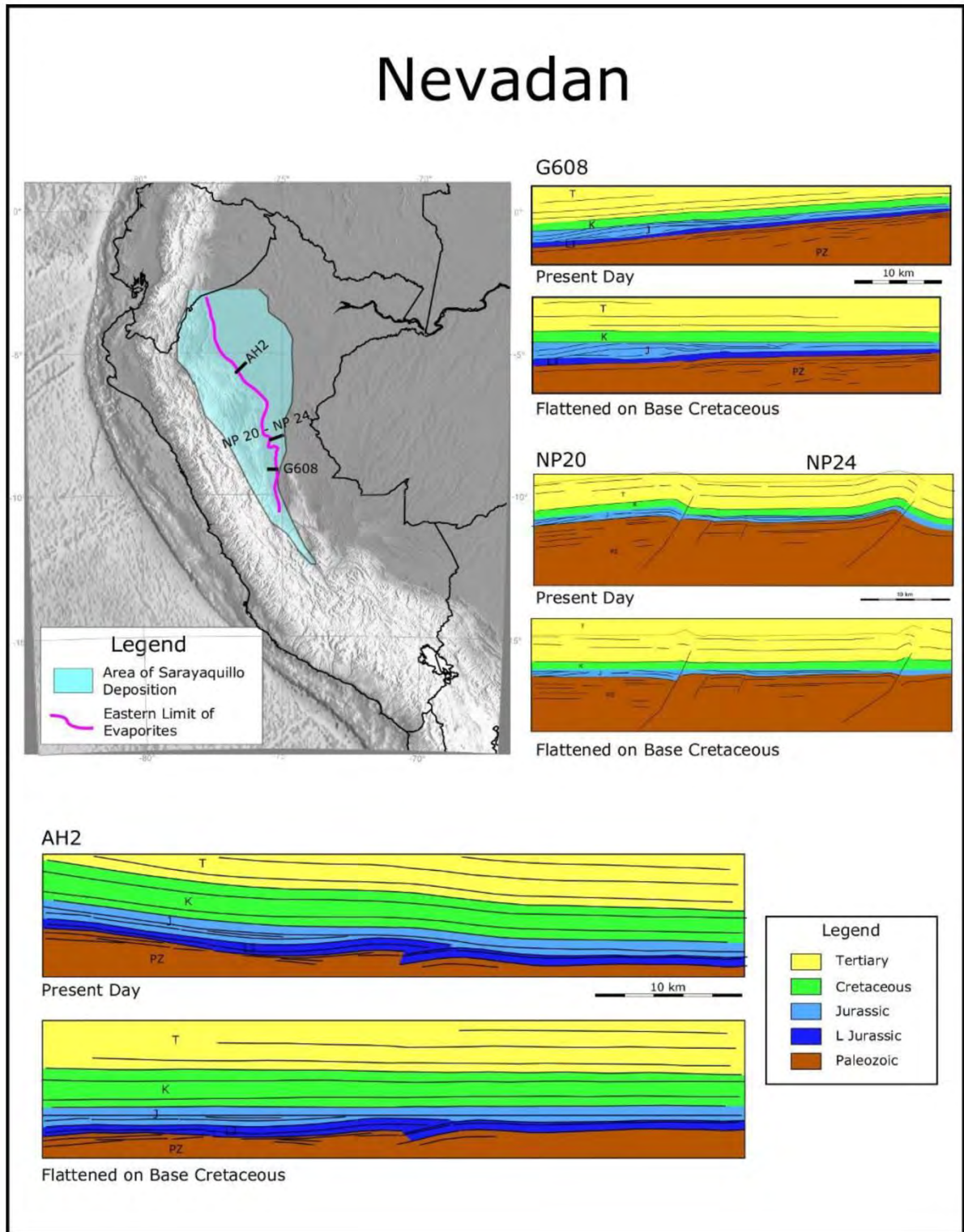


Figure III.7. Vue synoptique de la phase de déformation Névadienne, contemporaine de la Formation Sarayaquillo d'après [Bump et al., 2008]. Notez son caractère compressif (chevauchements à vergence est) au nord (ligne AH2) et extensif au sud (ligne NP20).

III.2. Orogène Névadien

Les formations fini-jurassiques sont affectées d'une déformation extensive selon certaines études [Rosas *et al.*, 2007], compressive selon d'autres [Bump *et al.*, 2008; Jaillard *et al.*, 1990]. Scherrenberg *et al.*, [2012] décrivent un horizon de brèches et de conglomérats entre les groupes Pucara et Goyllarisquizga dans le bassin ouest péruvien le long d'un transect situé un peu plus au sud que celui de cette étude (10°S). Jaillard *et al.*, [1990] décrivent, à la limite entre les bassins Oriente et Marañón au nord, une formation proximale turbiditique thitonienne indiquant une « *activité tectonique notable* ». J'ai personnellement observé des failles de petites influences dans la Fm Sarayaquillo (Figure III.8) dans la région de Tarapoto. La période de compression est dénommée orogène Névadien (Figure III.7) [Bump *et al.*, 2008]. Par comparaison, au nord de la Bolivie (20°S), des conglomérats et des grès continentaux du Jurassique supérieur ont été décrits et sont associés à des accidents andins majeurs [Martinez *et Laubacher*, 1991].



Figure III.8. Photo interprétée de la déformation syn-sédimentation de la Fm Sarayaquillo. District de Chazuta, proche Tarapoto, Province San Martin, nord Pérou.

III.3. Formation Cushabatay (Aptien - Albien)

La Fm Aptienne - Albien inférieur Cushabatay [Wilson, 1963] repose en zone Subandine en discordance sur la Fm Sarayaquillo. Les sédiments sont déposés en environnement fluvial à fluvio-deltaïque. Ces grès relativement massifs sont blancs à jaunes. Les grès sont parfois intégrés à une matrice calcaire et quelques bancs de charbon peuvent s'y observer [Sanchez et al., 1997]. La granulométrie varie de fine à micro conglomératique. La base érosive de la Fm Cushabatay est interprétée comm la « basal foreland unconformity » marquant le début du bassin d'avant-pays [p.e., Mathalone et Montoya, 1995 ; Hermoza et al., 2005]. De ~140 à ~110 Ma il existe donc un hiatus de sédimentation en zone Subandine alors qu'une crise de sédimentation continentale s'observe en Cordillère Occidentale.

III.4. Formation Raya (Albien supérieur à Cénomanién)

Composée d'argiles silts siliceux gris à vert, la Formation Raya [Kummel, 1946] est concordante avec la Fm Cushabatay. Elle est interprétée comme déposée en milieu marin à forts apports continentaux [Sanchez et al., 1997]. Elle est appelée Formation Esperanza dans le bulletin 122 (Juanjui, Figure III.2) du service national péruvien de géologie Ingemmet [Sanchez et Herrera, 1998], c'est la seule fois que je l'ai vu ainsi dénommée.

III.5. Formation Agua Caliente (Cénomanién à Turonien inférieur)

D'âge Cénomanién à Turonien inférieur [Alvarez-Calderon, 1999], la Fm Agua Caliente [Kummel, 1946] est concordante avec la Fm Raya. Elle est caractérisée par des grès blancs et jaunes très fins et bien classés avec occasionnellement des micros-conglomérats de quartzites. Elle est interprétée comme déposée en milieu deltaïque à fluvio-deltaïque [p.e. Sanchez et Herrera, 1998]. Cette sédimentation clastique est épisodique dans le Crétacé supérieur de la colonne du subandin [Mathalone et Montaya, 1995].

Les formations Cushabatay, Raya et Agua Caliente sont regroupées sous la dénomination groupe Oriente [p.e. Sanchez et Herrera, 1998 ; Jaillard et al., 2005], corrélable avec la partie supérieure du groupe Goyllarisquizga de la Cordillère Occidentale. Avec des changements latéraux de faciès distaux à l'ouest et plus proximaux à l'est, les formations Raya et Agua Caliente sont difficilement séparables dans le temps. Leur évolution pourrait traduire la continuité de la subsidence du bassin d'avant-pays.

III.6. Formation Chonta (Turonien supérieur - Santonien inférieur)

D'âge Turonien supérieur à Santonien inférieur [*Sanchez et Herrera, 1998 ; Alvarez-Calderon, 1999 ; Jaillard et al., 2005*], la Fm Chonta [*Kummel, 1946*] est la formation enregistrant la transgression marine majeure observée dans le bassin. Elle est concordante sur le groupe Oriente. Dans la partie du bassin Huallaga, l'environnement de dépôt de la formation est interprété comme majoritairement marin avec une intercalation de bancs de calcaires et d'argiles grises. La Formation Chonta constitue la roche mère principale pour le système pétrolier de la zone [p.e., *Alvarez-Calderon, 1999 ; Wine et al., 2002*]. Dans la partie est de la zone, vers le bassin du Marañón, elle consiste en une intercalation de bancs fins de calcaires et de microconglomérats de quartzites, d'argiles et de marnes pour sa partie inférieure [*Sanchez et Herrera, 1998*]. Plus massive dans sa partie moyenne, avec des bancs de grès fins rouges, elle a une composante clairement continentale. Dans le haut de la formation, les argiles fines sont intercalées de bancs fins calcaires et de grès. Durant le Santonien, dans tout le Pérou central, la sédimentation marine cesse de manière dé-corrélée aux variations eustatiques marquant clairement une période de déformation généralisée [*Mourier, 1988 ; Jaillard et al., 2005*].

III.7. Formation Vivian (Campanien moyen – Maastrichtien inférieur)

Formation composée de sables fluviaux bien triés, elle est discordante sur la Formation Chonta. Cette formation est le principal réservoir de la région car ses sables grossiers à fins donnent lieu à une très bonne porosité [p.e., *Alvarez-Calderon, 1999*]. La Formation Vivian [*Kummel, 1946*] est datée du Campanien moyen au Maastrichtien inférieur. *Jaillard et al.* [2005], la séparent en deux membres, séparés au Campanien supérieur d'un hiatus de sédimentation non corrélable avec les événements eustatiques sur une surface comprenant les bassins Oriente, Marañón et Rentema. Sa base présente un diachronisme de sédimentation plus jeune à l'ouest qu'à l'est, marquée par des variations d'épaisseurs et des successions d'onlap [p.e., *Mathalone et Montaya, 1995*].

III.8. Formation Cachiyacu (Maastrichtien)

La formation du Maastrichtien inférieur Cachiyacu [*Kummel, 1946*], concordante sur Vivian, est composée d'argiles grises sombres intercalées d'argiles plus claires, quartzeuses et micacées, grises à vertes. Elle constitue la couverture du système pétrolier [*Alvarez-Calderon,*

1999]. Elle est relativement peu épaisse et est absente à certain endroit du bassin, notamment au nord vers Moyobamba (~100 km du transect d'étude [*Sanchez et Herrera*, 1998]). *Jaillard et al.*, [2005] parlent d'un hiatus de sédimentation dans les bassins Oriente et Marañón indiquant une activité tectonique majeure à partir du Maastrichtien supérieur.

III.9. Formation Yahuarango (Paléocène - Eocène inférieur)

La Formation Paléocène-Eocène inférieur Yahuarango [*Kummel*, 1948] est composée de lutites rouges à grises intercalées de niveaux gréseux plus clairs et mieux triés, avec en base de formation, des conglomérats à clastes de calcaires. Elle est traditionnellement interprétée comme traduisant un environnement de dépôt continental de plaine d'inondation à milieu lacustre [*Hermoza et al.*, 2005]. Nous verrons dans le chapitre consacré à la déformation de l'avant-pays (chapitre 4) que la Formation Yahuarango se dépose localement en discordances progressives enregistrant probablement un début de diapirisme [*Eude et al.*, 2012] ou des mouvements compressifs de la zone Subandine.

III.10. Formation Pozo (Eocène inférieur - Oligocène)

La Formation Pozo [*Kummel*, 1948] peut se décomposer en un membre inférieur évalué à l'Eocène inférieur à moyen et un membre supérieur daté de l'Eocène moyen à Oligocène. La séquence inférieure est composée de grès conglomératiques non-consolidés, la séquence supérieure d'argiles charbonneuses intercalées de bancs de calcaires. L'approfondissement d'un milieu de shoreface à dominance tidal à un milieu marin peu profond est interprété comme résultant d'une période de subsidence due à l'augmentation de la charge tectonique [*Hermoza et al.*, 2005]. Cependant elle reste relativement fine par rapport à la période qu'elle représente (~15 Ma). En terme de caractérisation du bassin d'avant-pays, le bassin Huallaga passe d'une position structurale de « Foresag » à une position de « Foredeep » [*DeCelles et Giles*, 1996; *Hermoza et al.*, 2005].

III.11. Formation Chambira (Oligocène - Miocène moyen)

Des variations d'épaisseurs considérables sont observées dans la Formation Oligo-Miocène Chambira [*Kummel*, 1946] (3 à 5 km, Figure III.9). Composée de grès rouges continentaux intercalés de bancs de lutites grises à vertes et de rares bancs de calcaires, elle est interprétée comme traduisant un environnement de dépôt fluvio-deltaïque méandrique

avec la présence de rares incursions marines. La présence de minéraux lourds dans ces grès a servi à l'échantillonnage de zircons et d'apatites (TRU69).

III.12. Formation Ipururo (Miocène moyen - Pliocène)

La situation se maintient jusqu'au Miocène moyen où la Formation Ipururo [Kummel, 1946] enregistre aussi des formidables variations d'épaisseur (de 3 à 6 km, Figure III.9) avec des lithologies clairement fluviales : grès gris, marrons et lutites rouges. Les variations d'épaisseur s'observent sur des distances relativement peu importantes à l'échelle du bassin. Les variations sont dites de petite longueur d'onde comparées aux régressions et transgressions à l'échelle de l'avant-pays paléocène-éocène [Hermoza et al., 2005 ; chapitre 4]. Les Formations Chambira et Ipururo enregistrent la propagation des chevauchements structurant le bassin transporté Huallaga durant l'Oligocène et le Miocène [Hermoza et al., 2005 ; chapitre 4].

III.13. Formation Juanjui (Pliocène - Pléistocène)

La Formation Plio-Pléistocène Juanjui [Sanchez et Herrera, 1998] traduit la situation actuelle de la zone, elle est composée de conglomérats polygéniques dans une matrice sableuse. L'association des faciès suggère un environnement fluvial avec le développement de cônes alluviaux [Hermoza et al., 2005 ; chapitre 4].

III.14. Remarques sur le remplissage latéral

Le fleuve Marañón draine actuellement l'est de la Cordillère Occidentale et l'ouest de la Cordillère Orientale (Figure III.2). Pour étudier l'évolution des environnements de dépôts reliée aux épisodes de déformation des Cordillères, il est nécessaire de regarder de part et d'autre du transect d'étude. Le Marañón dépose une grande partie de ses sédiments dans le synclinal de Bagua Grande, situé structurellement dans l'axe de la déflexion de Huacabamba (voir chapitre 1). Ce synclinal profond de plus de dix kilomètres, enregistre le remplissage cénozoïque relié à l'érosion des cordillères de cette étude [Naeser et al., 1991]. L'étude stratigraphique combinée à des datations radiométriques (tufs transportés) montre la présence de faciès proximaux notamment micro-conglomératiques dès 30 Ma. Les périodes de déformation qui s'y observent sont datées du Paléocène supérieur, de l'Eocène moyen et une propagation de la déformation de ~15 Ma à maintenant [Naeser et al., 1991].

Series/Period			thickness	
Pleistocene		andean Series	> 150 m	Jyafjub
Pliocene			3500 - 5700 m	Ipururo
Miocene			900 - 5000 m	Chambira
Oligocene			100 - 800 m	Pozo
Eocene			400 - 1000 m	Yabuarango
Paleocene			100 - 300 m	Cachiyacu
Cretaceous	Late		100 - 200 m	Vivian
		350 - 900 m	Chonta	
	Early	200 - 480 m	Agua Caliente	
		200 - 300 m	Rave	
Jurassic		285 - 1050 m	Cushabatay	
Triassic		300 - 1000 m	Sarayaquillo	
Permian		Pre andean Series	700 - 2500 m	Trujillo
Carboniferous			0 - 3000 m	Copacabana MITU
Devonian			0 - 1500 m	AMBO
Silurian-Ordovicien			0 - 2000 m	Trujillo
Cambrian-Precambrian				+ + + + +

Figure III.9. Lithostratigraphie du bassin Huallaga, extrait de [Eude et al., 2012], modifié de Hermoza et al., [2005]. Le niveau évaporitique, décollement du bassin Huallaga, est représenté en dégradé de rouge. Les épaisseurs sont extraites de la littérature [Sanchez et Herrera, 1998; Alvarez Calderon, 1999; Wine et al., 2002 ; Hermoza et al., 2005] combinées aux coupes de cette étude [Eude et al., 2012 et chapitre 4].

III. BASSINS OUEST PERUVIEN

Les structures de la Cordillère Occidentale sont largement visibles le long de cette coupe (voir chapitre 5) car elles ne sont que partiellement recouvertes par le remplissage sédimentaire volcano-clastique cénozoïque qui les masque vers le sud. C'est dans cette partie de la chaîne que les formations du Crétacé ont été décrites. Avant de décrire le remplissage du bassin ouest péruvien, je commencerai par décrire les unités plutoniques présentes.

IV.1. Batholite côtier, Trujillo

Le batholite côtier est un corps granitique impressionnant par son volume, il affleure sur plus de 1600 km le long de la côte Pacifique péruvienne et subparallèle à celle-ci [Cossio

et Jaen, 1967). Son aspect spectaculaire est en partie dû au fait qu'il n'a pas été perturbé par une déformation trop importante [p.e., *Cobbing et Pitcher, 1972 ; Wipf, 2006*]. Le long de la côte péruvienne, il est constitué de multiples intrusions du Jurassique inférieur à l'Eocène supérieur [*Bussell et Pitcher, 1985 ; Wipf, 2006 ; Demouy, 2012*]. Les données sur le batholite d'Arequipa, le long de l'arc de Toquepala montre que sa mise en place durant le Crétacé supérieur au Paléocène est associée à la création de reliefs [*Demouy, 2012*]. Une partie de l'impressionnant volume du batholite d'Arequipa (plus de 33000 km³) s'est mis en place relativement proche de la surface sous une pile de sédiments d'environ 3 à 4 km [*Demouy, 2012*]. Dans la zone de Trujillo, il se met en place de l'Eocène au Miocène sous les séries plissées jurassiques et crétacées (voir chapitre 5 pour les datations). Il est directement issu du magmatisme d'arc associé à la subduction de la plaque de Nazca sous la plaque sud-américaine [*Cossio et Jaen, 1967*]. La composition du batholithe varie d'une composition dioritique à granitique moyennement à fortement alcaline [*Cossio et Jaen, 1967 ; Navarro et Mamani, 2009*]. Les textures donnent globalement des corps homogènes mais sont parfois en cours d'arérisation. Les échantillons thermochronologiques de la Cordillère Occidentale (chapitre 5) proviennent des intrusions cénozoïques.

La situation géodynamique relativement complexe de l'époque du Jurassique au Crétacé supérieur peut être résumée à l'aide du schéma suivant (Figure III.10) tiré des synthèses stratigraphiques de *Jaillard et al., [1990]*.

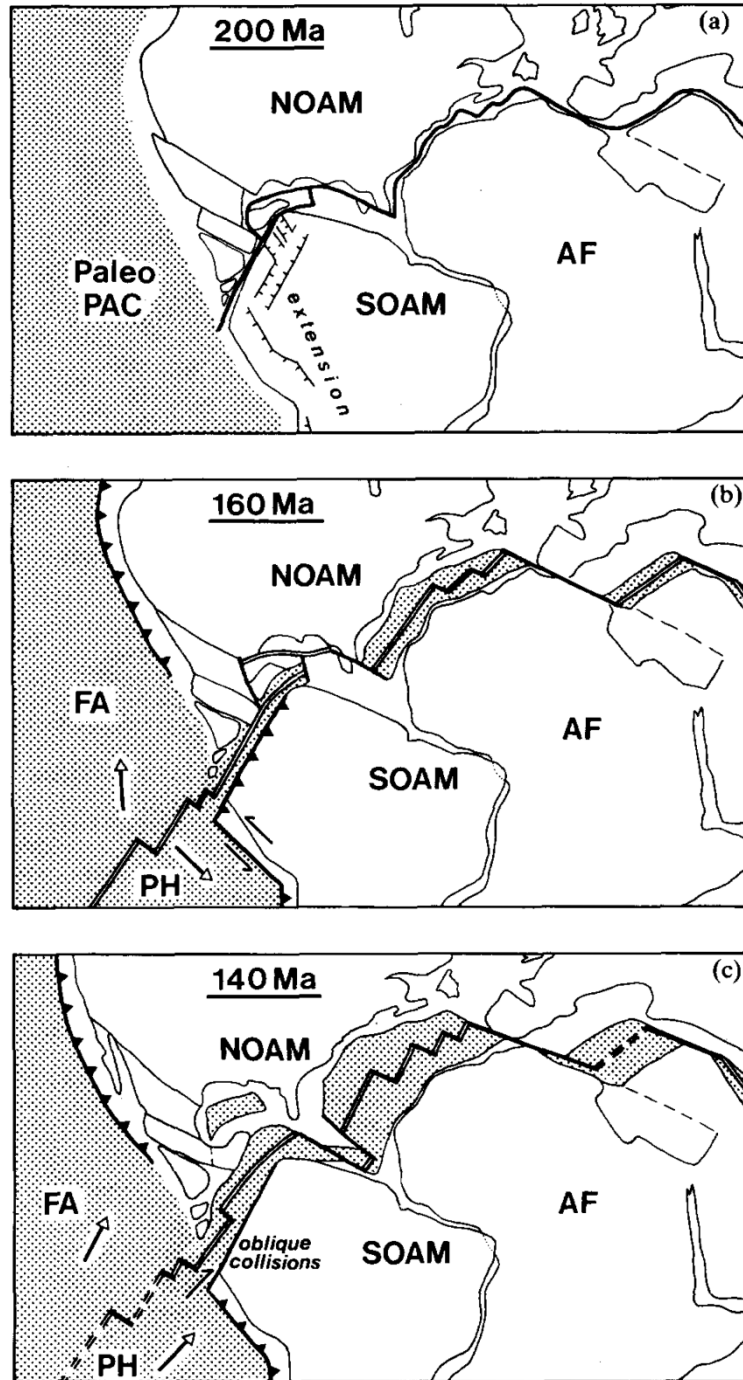


Figure III.10. Modèle géodynamique pour l'évolution des Andes du Nord et Centrales pour la période 200 à 140 Ma [Jaillard *et al.*, 1990]. Les zones blanches représentent les plaques continentales : AF (Afrique); NOAM (Amérique du Nord); SOAM (Amérique du Sud). Les zones grisées représentent les plaques océaniques : FA (Farallon); PH (Phoenix); PaleoPAC (Paléo-Pacifique). **(a)** Durant la période Triasique-Liasique, le rift de la Téthys passent entre les plaques Amériques provoquant les structures extensives décrites dans le texte. **(b)** Durant le Jurassique moyen à supérieur, la subduction vers le Sud du jeune Océan Téthys provoque l'individualisation des plaques Farallon et Phoenix et provoque également les mouvements

décrochants responsables de la création du bassin « Chicama » sur la côte nord péruvienne ainsi que l'orientation des structures de la Cordillère Orientale. (c) Durant la période Jurassique supérieur à Crétacé inférieur, l'extension le long de la marge Colombienne cesse pour initier la subduction vers le NE responsable de la collision oblique des Andes du Nord et de la création du bassin « Goyllarisquizga ».

IV.2. Formation Chicama (Jurassique moyen à supérieur)

La Formation Chicama [Stappenbeck, 1929] présente une série d'alternances de grès blancs et de lutites très sombres légèrement métamorphisées par endroits. Le matériel argileux de ce bassin jurassique permet de l'interpréter comme un large bassin en pull apart, développé sur la côte Pacifique en environnement anoxique [Reyes Rivera, 1980; Mourier, 1988; Jacay, 1992 ; Jaillard et Soler, 1996 ; Sempere et al., 2002]. La Fm Chicama affleure sur la côte Pacifique jusqu'à Chiclayo au nord, ainsi que dans la vallée du Codebamba. Cette formation est intrudée de filons d'andésites gris à verdâtres. Certaines intercalations de lutites prennent une coloration marron à rose, car riches en alumine, permettant à la ville de Cajabamba d'être un excellent producteur de tuiles pour toute la région. Chicama est supposé être en discordance angulaire sur le Groupe Pucara et concordante avec la Fm Chimu subjacente. La limite orientale du bassin est située aux alentours de la vallée du Marañón [Jacay, 1992]. En effet, vers l'est de la Cordillère Orientale, la Fm Chicama est présente dans des bassins limités par des failles normales, alors que le groupe subjacent Goyllarisquizga repose parfois directement en discordance sur le Groupe Mitú. Les argiles de la Fm Chicama forment le niveau de décollement principal de la Cordillère Occidentale [p.e., Mourier, 1988, voir chapitre 5].

IV.3. Groupe Casma (Tithonien - Albien)

Le Groupe Casma (Tithonien - Albien) de sédiments volcano-clastiques intercalés de bancs de calcaires assez fins est déposé en environnement marin [Cossio et Jaen, 1967]. Il constitue le bassin arrière-arc du Crétacé inférieur le long de la côte Pacifique péruvienne [Jaillard et al., 1990 ; Cossio et Jaen, 1967]. Il est constitué de pillow lavas andésitiques, hyaloclastiques et de tufs intrudés par des dykes andésitiques et basaltiques [Wilson, 1985].

IV.4. Groupe Goyllarisquizga (Crétacé inférieur)

Présent sur la quasi-totalité de la Cordillère Occidentale, le Groupe Goyllarisquizga [Mac Laughlin, 1924 ; Wilson, 1985 ; 1963] regroupe les formations Chimu, Santa, Carhuaz, Farrat, Inca et Chulec [Reyes Rivera, 1980]. Les formations Inca et Chulec campaniennes et maastrichtiennes n'y sont pas toujours intégrées [Wilson, 1985]. La raison est qu'au nord de la zone, ces deux dernières formations présentent des petits bancs calcaires alors que le long du transect elles sont continentales [Reyes Rivera, 1980 ; Wilson, 1985]. Par exemple, la Fm Inca est composée de grès fins à moyens jaunes à rouge ferrugineux dans la zone de Cajabamba (le long du transect) et contient quelques pélites calcaires dans la région de Cajamarca (~50 km au nord, Figure III.2). Leur composition principalement silico-clastique, comme le reste des formations du groupe, me pousse à les y intégrer. Le groupe s'initiant par les lutites de la Fm Chimu (décollement, Figure III.11) est majoritairement composé de grès blancs, de quartzites blanches et de grès jaunes avec de rares intercalations de bancs de calcaires et de bancs d'argiles rouges de moins d'un mètre d'épaisseur. Le groupe est interprété comme déposé lors d'une régression marine majeure [Reyes Rivera, 1980]. Il est daté du Néocomien à l'Albien. Composée de grès fins jaunes parfois mélangés avec des lutites calcaires, la Fm Chulec constitue la dernière formation continentale crétacée inférieure du bassin, elle est datée de l'Albien moyen.

Durant tout le Crétacé inférieur, le bassin ouest péruvien enregistre donc une forte sédimentation continentale alors qu'il existe un hiatus de sédimentation en zone Subandine jusqu'à la transition Aptien-Albien (base Cushabatay). C'est en faveur de cet argument que la Cordillère Orientale est considéré comme présentant des hauts structuraux à cette époque [Janjou et al., 1981; Wilson, 1985; Mourier, 1988; Sanchez, 1995; Scherrenberg et al., 2012 ; 2014]. Des blocs séparent les domaines en sédimentation jusqu'à la Fm Inca (aptienne) qui se dépose vers l'est en discordance, probablement sur l'intégralité de la Cordillère Orientale [Wilson, 1985]. Nous avons vu, par ailleurs que le groupe se conclut plus tôt au nord qu'au sud suggérant que la transgression marine arrive par le nord, enregistrant une propagation de la subsidence de l'Equateur vers le Pérou.

IV.5. Formation Pariatambo (Albien supérieur)

Constituée de lutites calcaires parfois bitumineuses, de couleur gris noir avec des nodules siliceux, la Fm Pariatambo [Mac Laughlin, 1924] est datée de l'Albien supérieur

[*Reyes Rivera, 1980 ; Janjou et al., 1981*]. Cette formation marque la continuité de la transgression marine régionale [*Jaillard et Soler, 1996*].

IV.6. Formation Pulliucana (Albien supérieur - Cénomaniens moyen)

La formation calcaire de couleur grise Pulliucana [*Tafur, 1950*] est corrélable avec les formations Yumagual et Mujarrun [*Benavides, 1956*] présentent légèrement plus au nord dans la région de Cajamarca (~50 km), d'où le fait que Pulliucana soit parfois élevé au rang de groupe. Une population caractéristique d'ammonites donne un âge Albien supérieur à Cénomaniens moyen [*Janjou et al., 1981 ; Robert, 2001*].

IV.7. Formation Quilquiñan (Turonien inférieur)

La Fm Quilquiñan [*Mac Laughlin, 1924*] présente des alternances de grès calcaires et de bancs d'argiles calcaires avec une forte sédimentation continentale. Elle affleure surtout dans la partie est de la Cordillère Occidentale [*Reyes Rivera, 1980*]. Dans le chapitre 5, je montrerai qu'une déformation importante est enregistrée durant la sédimentation de la Fm Quilquiñan. Pour préciser son âge, le groupe d'ammonite «Mammites nodosoïdes apelatus, *Exogyra Olisiponensis*» a été décrit par *Janjou et al., [1981]*. Elle est donc datée du Turonien inférieur.

IV.8. Formation Cajamarca (Turonien moyen à supérieur)

Composée de bancs de calcaires gris massifs très présents dans le paysage de 200 à 250 m [*Janjou et al., 1981*], la Fm Cajamarca [*Benavides, 1956*] est datée du Turonien moyen à supérieur [*Robert, 2001 ; Jaillard et al., 2005*].

IV.9. Formation Celendin (Coniacien - Santonien inférieur)

Ultime formation marine des écaïlles de la Cordillère Occidentale, la Fm Celendin [*Benavides, 1956*] est composée de bancs calcaires fins de couleur gris clair et d'alternances d'argiles noires et de marnes jaunes. La formation (80 à 100 m) est d'âge Coniacien à Santonien inférieur [*Robert, 2001 ; Jaillard et al., 2005*] est présente jusqu'à la limite des Andes Centrales et du Nord [*Naeser et al., 1991*]. Comme en zone Subandine, c'est durant le Santonien que la sédimentation marine cesse.

Chapitre III - Charte Stratigraphique et Héritage Tectonique

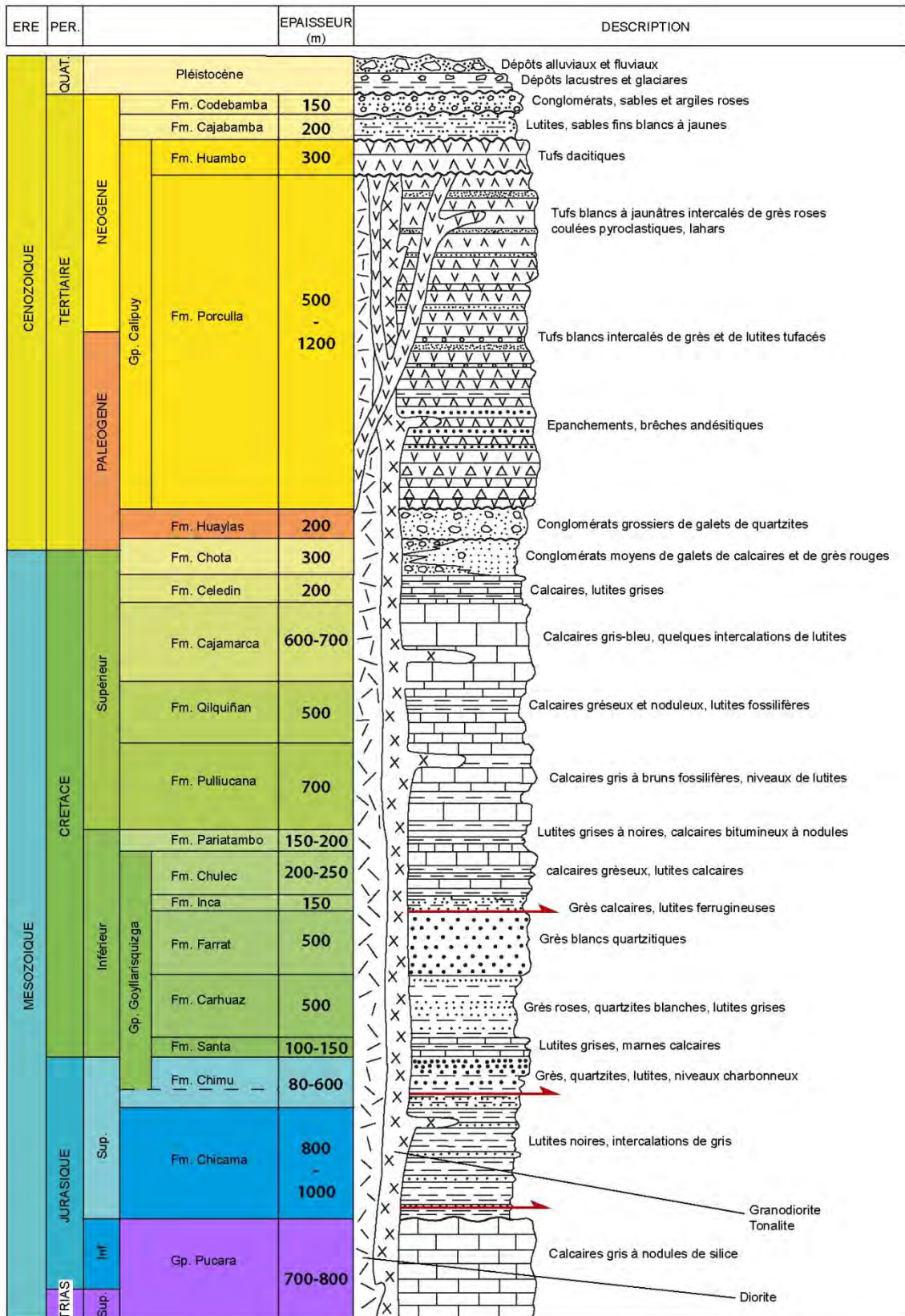


Figure III.11. Colonne stratigraphique de la cordillère Occidentale. Les niveaux de décollements de la Cordillère Occidentale sont marqués par les flèches rouges (voir chapitre 5). Modifié de *Reyes Rivera*, [1980].

IV.10. Formation Chota (Santonien supérieur - Oligocène)

Cette formation continentale [Broggi, 1942] est présente sur la partie orientale de la Cordillère Occidentale de tout le Nord des Andes Centrales [Mourier, 1988, Noble et al., 1990 ; Jaillard, 1993]. Elle repose jusqu'à la partie occidentale de la Cordillère Orientale, discordante sur le groupe Pucara. Elle repose en concordance vers l'ouest et est discordante à l'est sur les structures de la région. Elle débute par des conglomérats polygéniques, calcaires provenant clairement des formations du Crétacé supérieur décrites précédemment [Reyes Rivera, 1980], et en proportion variable selon les affleurements, de galets de quartzites remaniées du groupe Goyllarisquizga [Janjou et al., 1981]. Ces galets sont progressivement intégrés dans une matrice de lutites rouges à violacées, parfois intercalée de bancs de grès clairs, bruns à jaunes. Au Nord du transect (~150 km), des sédiments volcano-clastiques intégrés dans la formation ont été datés par K-Ar sur roche totale par Noble et al., [1990] à ~50Ma et à 44 ± 1.0 Ma. Elle est la première formation à être interprétée comme syn-compression car marquant la régression marine liée à la phase de déformation crétacée supérieur et paléogène [Mégard, 1984 ; Mourier, 1988]. Ce remplissage syn-orogénique est développé en suivant les axes de plis émergés de l'époque.

La formation clastique Chota ainsi que la base du groupe volcano-clastique Calipuy (chapitre 5) sont dissociés pour des raisons structurales mais présentent des similitudes importantes. Des conglomérats proximaux sont présents en base ainsi qu'une matrice terrigène rouge. Les datations radiométriques de Noble et al., [1990] ainsi que des nouvelles datations (précisées dans le chapitre 5) poussent à confondre ce remplissage sous un seul groupe syn-orogénique. Géographiquement Chota est parfois déposée en concordance sur le Crétacé supérieur, alors que Calipuy est toujours présent en discordance sur les formations du Crétacé inférieur et Jurassique de l'ouest de la Cordillère Occidentale. Il est impliqué dans la déformation des écailles du Marañón [p.e., Mégard, 1984].

A ce stade, une synthèse des évènements géodynamiques décrits est proposée :

1. Les périodes orogéniques **Hercynienne** et **Jurua** affectent le socle Paléozoïque de structures chevauchantes à vergence globalement SW-NE reprises durant le cycle andin.

2. La période extensive **Mitú** (Permien supérieur-Trias contemporaine du Groupe Mitú) ainsi que l'événement compressif **Névadien** traduisent une réorganisation géodynamique complexe de la zone.
3. L'ouverture de l'**Océan Atlantique** central durant l'Albien se traduit par une grande surface d'érosion à la base du Crétacée supérieur, et l'initiation du bassin d'avant-pays de la zone Subandine.
4. Durant le Santonien, la régression marine observée dans les formations **Celendin** pour la partie ouest et **Chonta** pour la partie est, montre que la zone est affectée d'une émergence généralisée.
5. De l'Eocène inférieur à l'Oligocène, l'environnement de dépôt des bassins subandins devient marin traduisant un approfondissement lié à l'augmentation de la charge flexurale.
6. Durant le Miocène et jusqu'à maintenant, les variations d'épaisseur et l'environnement fluvio-deltaïque de la zone Subandine montrent une propagation de la déformation structurant les bassins Huallaga et Marañón.

Le remplissage cénozoïque de la Cordillère Occidentale fait l'objet d'une étude à part entière décrite dans le chapitre 5.

IV. BASSINS OFF-SHORE TRUJILLO ET SALAVERRY

Les bassins de Trujillo et de Salaverry font partie de l'ensemble des bassins de l'avant-arc péruvien. La zone d'avant-arc a une largeur moyenne de 200 km entre la fosse de subduction et la côte (Figure III.12). L'essentiel des descriptions stratigraphiques et des événements tectoniques associés proviennent de rapport suite aux analyses des puits d'exploration Ballena et Delfin (Salaverry), Morsa et Lobos (Trujillo) [Wine, 2001a, 2001b] et des interprétations de lignes sismiques du bassin de Trujillo [Vega Guzman, 2003]. Les bassins de Trujillo et de Salaverry sont des bassins liés au régime de subduction qui se développent en extension avec une probable composante décrochante le long d'une série de ruptures « en échelons » [Wine, 2001a, 2001b ; Vega Guzman, 2003].

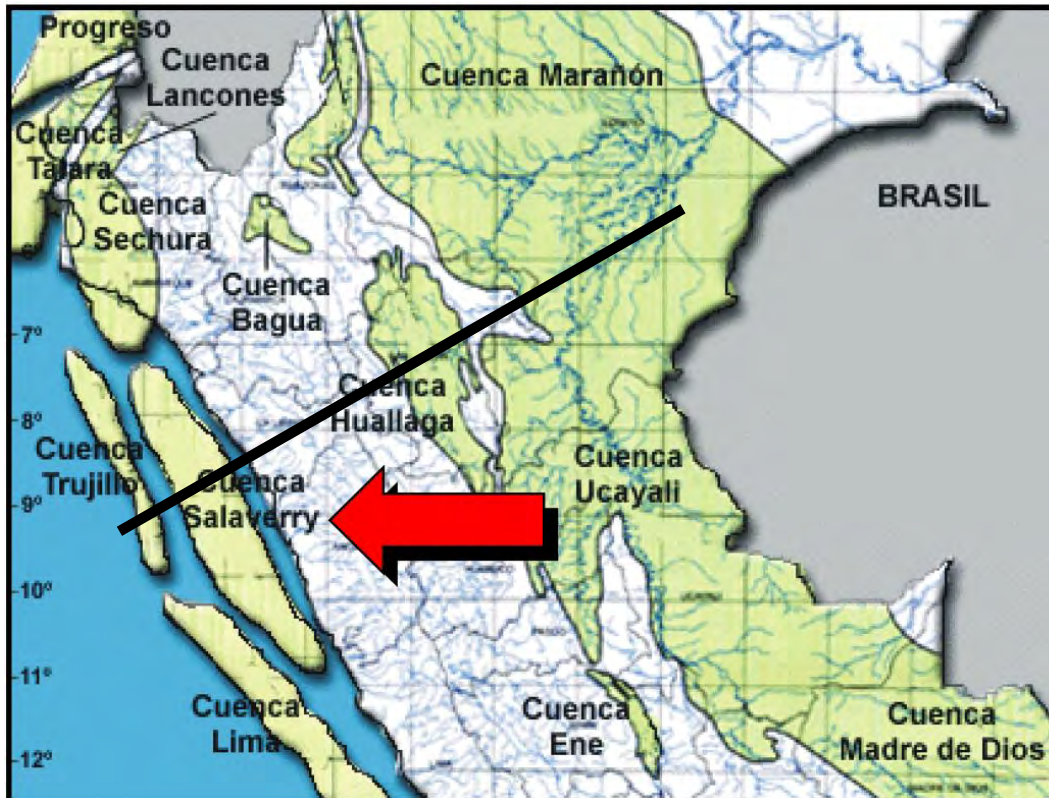


Figure III.12. Localisation des bassins sédimentaires (*Cuenca*) de Trujillo et de Salaverry et transect d'étude en ligne noir. Modifié de *Wine et al.*, [2001a].

V.1. Le Substratum Mésozoïque

Le socle du bassin de Salaverry ainsi que celui du bassin Trujillo se composent de terrains légèrement métamorphisés intrudés de dykes et de sills volcaniques (équivalent Fm Chicama, Figure I.1) et, pour celui de Salaverry uniquement, d'un assemblage volcano-clastique déposé en environnement marin (équivalent Casma - Goyllarisquizga). L'extrême nord du bassin de Trujillo est quant à lui, constitué d'un socle de roches paléozoïques fortement métamorphisées résultant de l'accrétion d'un bloc allochtone durant le Crétacé [*Wine, 2001a*]. La suture dans ce bassin est une zone d'une vingtaine de kilomètres de large de failles décrochantes orientées NW-SE. Le bassin de Trujillo est étroit mais plus profond que celui de Salaverry [*Wine, 2001a*].

V.2. Structuration des bassins

Au Tertiaire le dispositif paléogéographique du Mésozoïque est modifié par la période de déformation du Crétacé supérieur. L'arc volcanique qui pendant tout le Mésozoïque était

centré sur la côte actuelle, commence à migrer vers le NE pour finalement s'installer sur l'actuelle Cordillère Occidentale [Wine, 2001b]. La structuration du bassin de Trujillo est issue d'une tectonique en extension qui s'est propagée d'ouest en est entre le Paléocène-Eocène (?) au Miocène inférieur [Vega Guzman, 2003]. Les premiers niveaux tertiaires sont contrôlés par la mise en place d'un système de failles normales à regard ouest (Figure III.14.a). Durant l'Oligocène, les séries forment un prisme progradant dans un graben généré par une faille listrique à regard est (Figure III.14.b à c). Une inversion de ces failles (Figure III.14.d à f) a ensuite lieu en compression durant le Miocène [Vega Guzman, 2003]. Le bassin Salaverry est formé durant le Miocène supérieur par la réactivation des accidents de la partie est du bassin de Trujillo. Ceux-ci forment le haut structural « Salaverry » qui sépare actuellement les deux bassins [Wine, 2001b].

V.3. Stratigraphie cénozoïque des bassins

V.3.1. Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur est présent uniquement dans le bassin Trujillo. Il est représenté par 500 m de sédiments détritiques du Campanien et environ 120 m du Maastrichtien. La séquence consiste en une alternance d'argilites, de grès et de conglomérats parfois intercalés de bancs fins de silts. Le paquet conglomératique provient du remplissage de canyons sous-marins loin de la plate-forme, reflétant possiblement une augmentation de l'activité tectonique de l'arrière-pays [Wine, 2001a].

V.3.2. Paléocène à Oligocène

Le Paléocène est constitué d'environ 200 m de sédiments silico-détritiques équivalent au système du Crétacé supérieur. Dans le bassin de Trujillo, l'Eocène est représenté par trois séquences de dépôts (Eocène inférieur, moyen et supérieur) reliées au contexte tectonique en extension [Vega Guzman, 2003]. Pendant l'Eocène inférieur, les dépocentres du bassin Trujillo sont remplis par de grands volumes de sédiments clastiques et de roches carbonatées. De l'Eocène moyen à l'Eocène supérieur se produit une sédimentation de dépôts turbiditiques ainsi que de niveaux de calcaires micritiques interprétés comme déposés en milieu marin peu profond [Wine, 2001a, 2001b ; Vega Guzman, 2003]. Dans le bassin de Salaverry, cette sédimentation se dépose en discordance sur le socle Mésozoïque. La séquence Oligocène,

représentée dans les deux bassins par environ 200 m de sédiments calcaires bio-clastiques se termine par une discordance érosive en lien avec une chute du niveau de base [Wine, 2001a].

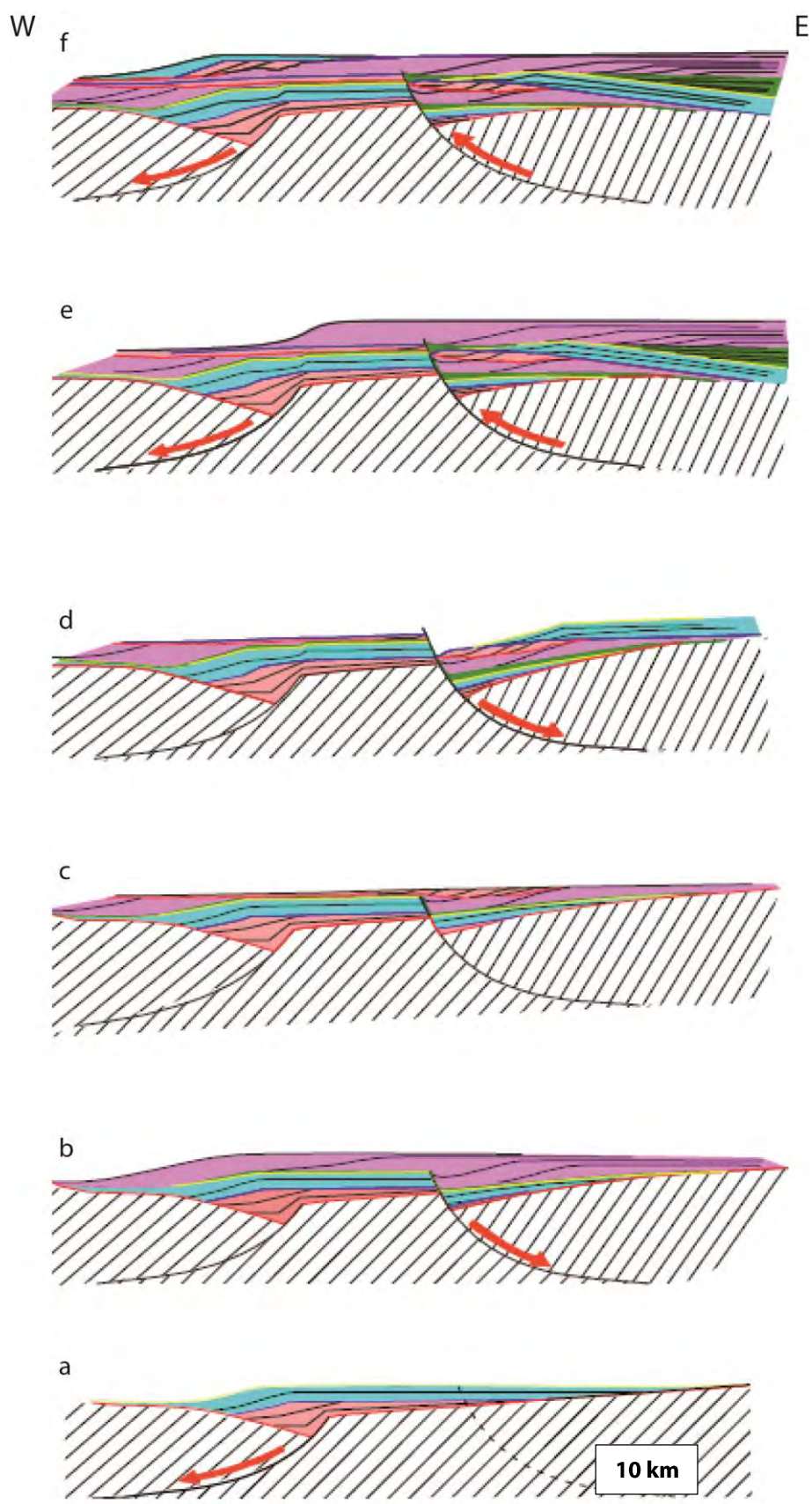
La fragmentation de la plaque Farallón à 23 Ma induite par la création de la dorsale Pacifique [Lonsdale, 2005] va affecter très profondément la sédimentation et l'évolution magmatique des Andes. La convergence qui était SW-NE devient approximativement E-W [Pardo Casas et Molnar, 1987]. En accompagnement de ce changement, l'arc volcanique migre vers le NE. Dans le bassin Trujillo, certains dépôts du Miocène moyen se superposent directement à des séries de l'Eocène moyen. Dans le secteur nord du bassin de Trujillo, l'information sismique montre qu'une inversion tectonique se produit en affectant les séries de l'Eocène à partir du Miocène inférieur [Vega Guzman, 2003]. Celle-ci est interprétée comme résultant du changement du pendage du slab durant le Miocène supérieur [Vega Guzman, 2003].

V.3.3. Miocène à Pliocène

Les séries de grès fins intercalés de bancs de calcaires silteux à nodules de fer du Miocène inférieur, sont d'une épaisseur variant selon les puits, de 100 à 700 m [Wine, 2001a ; Wine 2001b]. Le Miocène moyen est constitué de 150 à 400 m de calcaires dolomités, silteux et de grès siliceux à grains moyens. Le Miocène supérieur et Pliocène sont représentés par 100 à 300 m de silts, de grès à grains fins et de quelques intercalations de calcaires marrons [Wine, 2001a, 2001b].

Pendant la fin du Miocène moyen et le début du Miocène supérieur, une importante régression est mise en évidence par une discontinuité, et le développement d'un système spectaculaire de canyons sous-marins [Vega Guzman, 2003]. Les variations d'épaisseurs importantes, les surfaces d'érosion et les dépôts gravitaires traduisent une activité tectonique en compression à partir de l'inversion des failles normales (Figure III.13).

Figure III.13. (Page suivante) évolution cénozoïque du bassin Trujillo, extrait de [Vega Guzman, 2003]. Les couleurs correspondent aux cortèges transgressifs et régressifs de la nomenclature de Catuneau, [2002]. En rouge, cortège de chute; en bleu, cortège de bas niveau; en vert, cortège transgressif et en violet, cortège de haut niveau [Catuneau, 2002]. **(a)**. Situation durant l'Eocène inférieur à moyen **(b)**. Eocène supérieur à Oligocène moyen **(c)**. Oligocène supérieur **(d)**. Miocène inférieur **(e)**. Miocène moyen **(f)**. Miocène supérieur à Pliocène. Voir texte pour explications.



V.4. Conclusion sur les bassins Off-shore

1. Les bassins Trujillo et Salaverry enregistrent la compression du Crétacé supérieur tout en se remplissant de matériel issu de l'arc volcanique.
2. Durant le Paléogène, ils se forment en extension. Leur remplissage est constitué de matériel détritique et carbonaté.
3. Durant le Miocène, les bassins de Trujillo et de Salaverry sont le siège d'une inversion tectonique. Les sédiments détritiques issus de l'arc volcanique s'y déposent.

VI. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

La compilation bibliographique, complétée par quelques travaux de terrain, de l'étude des formations des unités morpho-structurales du transect permet de mettre en évidence les grandes périodes de sédimentation et d'érosion des cordillères de la zone. La synthèse des événements tectoniques ayant affecté le nord du continent sud-américain montre également qu'il existe un héritage structural et paléogéographique important : orogènes Gondwanien, Jurua, Névadien ; rift Mitú, individualisation des bassins, bassin pull-apart Chicama.

1. Le système pré-andin est une succession complexe constituant l'héritage tectonique à prendre en compte pour le reste de l'étude.
2. La période de rifting permo-triasique Mitú présente de la Cordillère Orientale jusqu'au bassin Marañón individualise les bassins ouest et est.
3. Le bassin ouest péruvien est un remplissage du Jurassique au Paléocène dont la surface d'érosion occidentale est progressive d'ouest en est et discontinue sur sa partie orientale.
4. La base albienne du Crétacé en zone Subandine marque la discordance basale du bassin d'avant-pays subandin.
5. Les bassins subandins Huallaga et Marañón enregistrent le remplissage associés à la propagation du prisme orogénique depuis le Santonien.

VII. REFERENCES DU CHAPITRE 3

- Alvarez-Calderon, E. M. (1999), Changes observed in the reservoir characteristics of Cretaceous sediments across the Chazuta thrust fault, Huallaga basin, Peru, *INGEPET 1999 (Expr-1-EA-10)*, 15 pp.
- Baby, P., M. Rivadeneira, R. Barragan, and F. Christophoul (2013), Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador, in *Thick-skin-dominated orogens; from initial inversion to full accretion, 1st edition*, edited by M. Nemcok, et al., 482 pp, *Geol. Soc. Spec. Pub., London*. doi: 10.1144/SP377.1.
- Barros, P., and E. d. P. Carniero (1991), The Triassic Jurua orogeny and the tectonosedimentary evolution of the Peruvian Oriente basin, exploration implications, *IV Simposio Bolivariano*, pp. 44.
- Benavides, V. F. (1956), The Cretaceous system in Northern Peru, *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, 108, 357-493.
- Broggi, J. A. (1942), Geologia del embalse del rio Chotano en Lajas, *Bull. Geol. Soc. Peru.*, 12, 1-24.
- Bump, A. P., L. Kennan, and F. J. A. (2008), Deformation history of the Andean foreland, Peru, and its implication on present-day structure, *INGEPET 2008 (Expr-3-AB-05)*, 11 pp.
- Cabrera La Rosa, A., and G. Petersen (1936), Reconocimiento geologico de los yacimientos petroliferos del Departamento de Puno, *Cuerpo Ing. Minas Pet.*, 115, 1-110.
- Calderon, Y., P. Baby, A. Eude, S. Brusset, J. Calvez, M. Roddaz, and E. Martinez (2012), The southern Marañon basin: an active foredeep wedge-top transition zone inherited from pre-Cretaceous structures, *XV Congress Soc. Geol. Peru*, Lima, Peru.
- Cardona, A., U. G. Cordani, J. Ruiz, V. A. Valencia, R. Armstrong, D. Chew, A. Nutman, and A. W. Sanchez (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, *J. Geol.*, 117, 285-305. doi: 10.1086/597472.
- Catuneau, O. (2002), Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls, *J. Afr. Earth Sci.*, 35, 1-43. doi: 10.1016/S0899-5362(02)00004-0.
- Chew, D. M., U. Schaltegger, J. Kosler, M. J. Whitehouse, M. Gutjahr, R. A. Spikings, and A. Miskovic (2007), U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 119, 697-711. doi: 10.1130/B26080.1.
- Cobbing, E. J., and W. S. Pitcher (1972), The Coastal Batholith of central Peru, *J. Geol. Soc.*, 128, 421-?, doi: 10.1144/gsjgs.128.5.0421.
- Cossio, A., and H. Jaen (1967), Geologia de los cuadrangulos de Puemape, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geologica Nacional*, 17 INGEMEMT, Lima, 141 pp.
- Dalmayrac, B., G. Laubacher, and R. Marocco (1980), Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péuviennes, *Trav. Doc. ORSTOM*, 122, 501.

Chapitre III - Charte Stratigraphique et Héritage Tectonique

- Dunbar, C. O., and N. D. Newell (1946), Marine early Permian of the Central Andes and its fassuline faunas, *Am. J. Sci.*, 244, 377-402.
- Espurt, N., S. Brusset, P. Baby, W. Hermoza, R. Bolanos, D. Uyen, and J. Deramond (2008), Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru, *Tectonics*, 27. doi: 10.1029/2007TC002238.
- Eude, A., Y. Calderon, M. Roddaz, P. Baby, S. Brusset, and S. Bricchau (2012), Understanding exhumation of the northern central Andes, using balanced cross section and low temperature thermochronology, paper presented at *XVI congreso peruano de geologia & SEG 2012 conference*, Lima.
- Gautheron, C., N. Espurt, J. Barbarand, M. Roddaz, P. Baby, S. Brusset, L. Tassan-Got, and E. Douville (2013), Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry, *Basin Res.*, 25, 419-435. doi: 10.1111/bre.12012.
- Haeberlin, Y., R. Moritz, L. Fontbote, and M. Cosca (2004), Carboniferous orogenic gold deposits at Pataz, Eastern Andean Cordillera, Peru: Geological and structural framework, paragenesis, alteration, and Ar-40/Ar-39 geochronology, *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.*, 99, 73-112. doi: 10.2113/99.1.73.
- Hermoza, W., S. Brusset, P. Baby, W. Gil, M. Roddaz, N. Guerrero, and M. Bolanos (2005), The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes, *J. S. Am. Earth Sci.*, 19, 21-34. doi: 10.1016/j.jsames.2004.06.005.
- Jacay, J. (1992), Estratigrafia y sedimentologia del Jurásico curso medio del valle de Chicama y esbozo paleogeográfico del Jurásico Cretáceo del nor Peru (6°30', 8° latitud sur), *PhD thesis*, 180 pp, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Jaillard, E. (1993), L'évolution tectonique de la marge péruvienne au Sénonien et Paléocène et ses relations avec la géodynamique, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 164, 819-830.
- Jaillard, E., P. Bengtson, and A. V. Dhondt (2005), Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework, *J. S. Am. Earth Sci.*, 19, 307-323. doi: 10.1016/j.jsames.2005.01.006.
- Jaillard, E., and P. Soler (1996), Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18°S) and its relations to geodynamics, *Tectonophysics*, 259, 41-53. doi: 10.1016/0040-1951(95)00107-7.
- Jaillard, E., P. Soler, G. Carlier, and T. Mourier (1990), Geodynamic Evolution of the Northern and Central Andes During Early to Middle Mesozoic Times - a Tethyan Model, *J. Geol. Soc.*, 147, 1009-1022. doi: 10.1144/gsjgs.147.6.1009.
- Janjou, D., J. Bourgois, F. Mégard, and J. Sornay (1981), Rapports paléogéographiques et structuraux entre Cordillères occidentale et orientale des Andes nord péruviennes : les écaillés du Marañon (7° Sud, Départements de Cajamarca et de Amazonas, Pérou), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 23, 697-705.
- Kennan, L. (2008), Fission track ages and sedimentary provenance studies in Peru, and their implications for Andean paleogeographic evolution, stratigraphy and hydrocarbon systems, *VI INGEPET 2008 (Expr-3-LK-36)*, 13 pp.

Chapitre III - Charte Stratigraphique et Héritage Tectonique

- Kummel, B. (1946), Petroleum geology of the Santa Clara region, report on geological field studies. Departamento de Petroleo, *Campo Santa Clara*, 163 pp, Lima.
- Kummel, B. (1948), Geological reconnaissance of the Contamana region. Peru, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 59, 1217-1266. doi: 10.1130/0016-7606(1948)59[1217:GROTCR]2.0.CO;2.
- Kummel, B. (1950), Stratigraphic Studies in Northern Peru, *Am. J. Sci.*, 248, 249-263. doi: 10.2475/ajs.248.4.249.
- Laigh, R., and A. Rejas (1966), Columna estratigraphica Pongo de Paquizapango, Rio Ene, 172 pp, *Petroperu report*, Lima.
- Lonsdale, P. (2005), Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate, *Tectonophysics*, 404, 237-264. doi: 10.1016/j.tecto.2005.05.011.
- Martinez, C., and G. Laubacher (1991), la compression pré-campano-maastrichienne dans le Mésozoïque des Andes de Bolivie : l'exemple de Tica Tica (20°01'lat. S et 66°17' long. W), *Geodynamica Acta*, 5, 261-278.
- Mathalone, J. M. P., and R. M. Montoya (1995), Petroleum geology of the Sub-Andean basins of Peru, in *Petroleum basins of South America*, edited by A. J. Tankard, et al., pp. 423-444, *AAPG Memoir*.
- McLaughlin, D. H. (1924), Geology and physiography of the Peruvian cordillera, departments of Junin and Lima, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 35, 591-632.
- Mégard, F. (1978), Etude géologique du Pérou Central: Contribution à l'étude géologique des Andes N°1, 310 pp, Paris.
- Mégard, F. (1984), The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru, *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, 893-900. doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0893.
- Miskovic, A., R. A. Spikings, D. M. Chew, J. Kosler, A. Ulianov, and U. Schaltegger (2009), Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 121, 1298-1324. doi: 10.1130/B26488.1.
- Mourier, T. (1988), La transition entre les Andes marginales et les Andes cordillerales a ophiolites: Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huacabamba (3°S à 8°S; Nord Pérou-Sud Equateur), *Thèse d'état*, 302 pp, Université Paris XI, Orsay.
- Naeser, C. W., J. Y. Crochet, E. Jaillard, G. Laubacher, T. Mourier, and B. Sigé (1991), Tertiary fission-track ages from the Bagua syncline (northern Peru): Stratigraphic and tectonic implications, *J. S. Am. Earth Sci.*, 4, 61-71. doi: 10.1016/0895-9811(91)90018-G.
- Navarro, P., and M. Mamani (2009), Geocronologia, Geoquímica y estratigrafía volcánica des Cenozoico (grupo Calipuy) en Otuzco y Huamachuco, norte del Peru Bol. Soc. Geol. Peru, 103, 233-243.
- Newell, N. D., J. Chronic, and T. G. Roberts (1953), Upper Paleozoic of Peru, 276 pp.
- Newell, N. D., and I. A. Tafur (1943), Ordovícico Fossilífero en la selva Oriental del Peru, *Bull. Soc. Geol. Peru*, 14, 5-16.

Chapitre III - Charte Stratigraphique et Héritage Tectonique

- Noble, D. C., E. H. McKee, T. Mourier, and F. Megard (1990), Cenozoic Stratigraphy, Magmatic Activity, Compressive Deformation, and Uplift in Northern Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 1105-1113. doi: 10.1130/0016-7606(1990)102<1105:CSMACD>2.3.CO;2
- Pardo-Casas, F., and P. Molnar (1987), Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, 6, 233-248. doi: 10.1029/TC006i003p00233.
- Reyes Rivera, L. (1980), Geología de los cuadrangulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 31 INGEMMET, Lima, 67 pp.
- Rivera, M., R. Monge, and P. Navarro (2005), Nuevos datos sobre el volcanismo Cenozoico (grupo Calipuy) en el norte del Peru : Departamentos de la Libertad y Ancash, *Bol. Soc. Geol. Peru*, 99, 7-21.
- Robert, E. (2001), La transgression albiennaise dans le bassin andin (Pérou) : Biostratigraphie, Paléontologie (ammonites) et Stratigraphie séquentielle, *PhD thesis*, 377 pp, Université Paul Sabatier, Toulouse III, Toulouse.
- Rosas, S., L. Fontbote, and A. Tankard (2007), Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucara Basin, central Peru, *J. S. Am. Earth Sci.*, 24, 1-24. doi: 10.1016/j.jsames.2007.03.002.
- Sanchez, A. (1995), Geología de los cuadrangulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebmba y Bolivar, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 56 INGEMMET, Lima, 287 pp.
- Sanchez, A., J. Chira, and M. Valencia (1997), Geología de los cuadrangulos de Tarapoto, papa Playa, Utcucarca y Yanayacu, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 94 INGEMMET, Lima, 237 pp.
- Sanchez, A. F., and I. T. Herrera (1998), Geología de los Cuadrangulos de Moyobamba, Saposoa y Juanjui, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geologica Nacional*, 122 INGEMMET, Lima, 261 pp.
- Scherrenberg, A. F., R. J. Holcombe, and G. Rosenbaum (2014), The persistence and role of basin structures on the 3D architecture of the Marañon Fold-Thrust Belt, Peru, *J. S. Am. Earth Sci.*, 51, 45-58. doi: 10.1016/j.jsames.2013.12.007.
- Scherrenberg, A. F., J. Jacay, R. J. Holcombe, and G. Rosenbaum (2012), Stratigraphic variations across the Marañon Fold-Thrust Belt, Peru: Implications for the basin architecture of the West Peruvian Trough, *J. S. Am. Earth Sci.*, 38, 147-158. doi: 10.1016/j.jsames.2012.06.006.
- Sempere, T., G. Carlier, P. Soler, M. Fornari, V. Carlotto, J. Jacay, O. Arispe, D. Neraudeau, J. Cardenas, S. Rosas, and N. Jimenez (2002), Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics, *Tectonophysics*, 345, 153-181. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00211-6.
- Stappenbeck, R. (1929), Geologie des Chicamatales in Nordperu und seiner Anthracitagerstätten, *Geol. Paleont. Abhandl.(N.F)*, Bd 16, Helf. 4.
- Steinmann, G. (Ed.) (1929), Geologie von Peru, Heidelberg ed., 448 pp.
- Szatmari, P. (1983), Amazon rift and Pisco-Jurua fault: Their relation to the separation of North America from Gondwana, *Geology*, 11, 300-304. doi: 10.1130/0091-7613(1983)11<300:ARAPFT>2.0.CO;2

Chapitre III - Charte Stratigraphique et Héritage Tectonique

- Tafur, I. A. (1950), Nota preliminar sobre la Geologia del valle de Cajamarca, Peru, 56 pp, *Univ. Nac. Mayor San Marcos*, Lima.
- Vega Guzmán, M. M. (2003), Analyse structurale et architecture stratigraphique du bassin d'avant-arc du nord du Pérou ("Bassin de Trujillo"), *Rapport de second cycle*, 34 pp, Université Paul Sabatier, Toulouse III, Toulouse.
- Wheeler, H. E. (1958), Time Stratigraphy, *AAPG Bull.*, 42, 1047-1063.
- Wilson, J. J. (1963), Cretaceous Stratigraphy of Central Andes of Peru, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 47, 1-34.
- Wilson, J. J. (1985), Geologia de los cuadrangulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendin, Pacasmayo, Chepen, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 38 INGEMMET, Lima, 104 pp.
- Wilson, J. J., and L. Reyes Rivera (1964), *Geologia del Cuadrangulo de Pataz*, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 9 INGEMMET, Lima, 91 pp.
- Wine, G., J. Arcuri, E. Martinez, C. Monges, Y. Calderon, and C. Galdos (2001b), Remaining Undiscovered Hydrocarbon Potential of the Trujillo Offshore Basin, Peru, *Parsep project*, 131 pp.
- Wine, G., J. Arcuri, E. Martinez, C. Monges, Y. Calderon, and C. Galdos (2001a), A Study on the Hydrocarbon potential of the Salaverry Basin, *Parsep project*, 67 pp.
- Wine, G., D. Vetrici, J. Arcuri, E. Martinez, C. Monges, J. Fernandez, Y. Calderon, and C. Galdos (2002), Final Report on the Huallaga basin and adjacent area, The hydrocarbon potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañon Basins Study, *Parsep report*, 74 pp.
- Wipf, M. (2006), Evolution of the Western Cordillera and coastal margin of Peru: Evidence from low temperature thermochronology and geomorphology, *PhD thesis*, 152 pp, ETH Zürich, Zürich.
- Witt, W. K., S. G. Hagemann, C. Villanes, and Q. Zeng (2013), New geochronological results and structural evolution of the Pataz gold mining district: Implications for the timing and origin of the batholith-hosted veins, *Ore Geol. Rev.*, 50, 143-170. doi: 10.1016/j.oregeorev.2012.10.007.

Chapitre IV

Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S) du nord des Andes Centrales

Timing of exhumation and deformation in the Northern Peruvian Eastern Andean Wedge (5-8°S) as inferred from Low-Temperature Thermochronology and Balanced Cross-Section

Adrien Eude,^{1*} Martin Roddaz,¹ Stéphanie Brichau,¹ Stéphane Brusset,¹ Patrice Baby,^{1,2} Ysabel Calderon^{1,2} and Jean-Claude Soula¹

*Corresponding author: Adrien Eude

adrien.eude@get.obs-mip.fr

1. Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université de Toulouse, Université Paul Sabatier – Toulouse III, CNRS UMR 5563 / UR 234 IRD / UPS Toulouse / CNES, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

2. Convenio IRD-PERUPETRO S.A., Avenida Luis Aldana No 320 San Borja, Lima 41, Peru.

Soumis à Tectonics le 4 Juin 2014

RESUME EN FRANÇAIS

Une coupe équilibrée du prisme orogénique oriental du nord des Andes Centrales a été construite sur plus de 500 km (Cordillère Orientale, zone Subandine (SAZ) et bassin Marañón), en utilisant des travaux de terrain, des sections sismiques et des données de puits de l'industrie, des nouveaux âges traces de fission sur apatite (AFT) et (U-Th)/He sur apatite (AHe) et des mesures de réflectance de la vitrinite (Ro). La structure de la chaîne est d'est en ouest, caractérisée par la déformation du bassin d'avant-pays Marañón conduite par la réactivation d'accidents permien formant un duplex de socle, par le développement d'un système de chevauchements de couverture dans la SAZ, et par la formation d'un pli anticlinal de rampe crustale transporté le long d'une faille normale inversée constituant la bordure orientale d'un bassin extensif Permo-Trias. Le raccourcissement total calculé à partir de la coupe équilibrée est de 142 km, représentant ~28%. Le raccourcissement de couverture de la SAZ est de ~31%. Une restauration séquentielle calibrée par la géométrie des dépôts syn-sédimentaires, les datations AFT, AHe et les valeurs de Ro, montrent que les taux de raccourcissement varient de 7.1 mm.yr⁻¹ entre le 17 et 8 Ma à 3.6 mm.yr⁻¹ entre 8 Ma et aujourd'hui. En supposant ces taux de raccourcissement pour les premiers ~47 km de raccourcissement, la déformation du prisme s'est initiée entre 30 et 24 Ma. En comparaison avec les Andes sud-péruviennes, boliviennes et argentines, l'âge de la déformation subandine au nord du Pérou est proche de celui du centre de la Bolivie, mais plus vieux que ceux du centre du Pérou, du nord de la Bolivie, du sud de la Bolivie et du nord de l'Argentine. L'âge de l'initiation de la déformation subandine n'est ainsi pas une fonction directe de la distance à l'orocline bolivien. Les valeurs de raccourcissement dans la SAZ du nord et du centre du Pérou, climatiquement tropicale humide, étant nettement plus petits que ceux du nord de la Bolivie (humide) et proche de ceux du sud de la Bolivie (aride) montrent que le fort régime des précipitations du nord du Pérou depuis le début du Miocène n'a pas été en mesure de limiter la propagation du prisme. Le nord, mais aussi le centre du Pérou, présentant la particularité d'avoir des structures pré-existantes de socle, réactivées sous la SAZ, nous suggérons que la propagation de la chaîne ait été déclenchée par la réactivation de ces accidents hérités.

ABSTRACT

We document the structural style, the timing of exhumation and deformation in northern Peru using a 500 km long regional balanced section has been constructed across the eastern Andean wedge (Eastern Cordillera, Subandean zone and Marañón foredeep), field work, industrial seismic sections and wells, and new apatite fission-tracks (AFT) and, (U-Th)/He (AHe) dating and vitrinite reflectance (Ro) measurements. The structure is characterized by a thrust system in the Subandean zone and the easternmost foreland basin driven by re-activated Permian thrust faults forming a basement duplex underlying the Subandes, and by a crustal ramp anticline transported along the inverted outer margin fault of a Permo-Triassic extensional basin. The total shortening calculated from the balanced cross-section is 142 km representing ~28 % shortening strain. Shortening strain in the Subandes is ~31%. A sequential restoration show that shortening rates vary from 7.1 mm.yr⁻¹ between 17 and 8 Ma to 3.6 mm.yr⁻¹ between 8 Ma and today. If assuming such shortening rates for the first ~47 km of horizontal shortening, the Subandean shortening commenced between 30 Ma and 24 Ma. This timing of deformation is close to those in central Bolivia but older than those of other southern Subandean zones. This indicates that the timing of the Subandean deformation is not a function of the distance to the hinge of the Bolivian orocline. Because northern Peru presents the peculiarity of displaying reactivated basement structures underlying the Subandes, we suggest that the propagation of the deformation has been triggered there by the reactivation of these basement structures.

KEY POINTS

1. Thermochronometers recorded Miocene exhumation of the north Peru EC and SAZ
2. Deformation of the Eastern Andean Wedge started in the Oligocene
3. No climatic control on erosional rate in northern Peru

INDEX TERMS & KEYWORDS

Index Terms

8102 Continental contractional orogenic belts and inversion tectonics

8038 Regional crustal structure

1140 Thermochronology

8108 Continental tectonics: compressional

8175 Tectonics and landscape evolution

Keywords

Central Andes - northern Peru - Balanced cross-section - apatite fission tracks analysis - apatite (U-Th)/He ages - Sequential restoration

I. INTRODUCTION

The Andes are a prime example to study the respective role of tectonic activity and climate forcing on mountain building since they experience heterogeneous erosion due to large-scale climate patterns, main control of its topographic evolution [Montgomery *et al.*, 2001]. This climate incidence is thought to have occurred at least as early as Neogene with the Andes uplift inducing the onset of humid climate conditions on the eastern side of the belt. This change on climate conditions led to the establishment of dramatic precipitation gradients perpendicular to the orogen, and changes in tectonic processes [p.e., Strecker *et al.*, 2007]. In southern Bolivia, evidences of erosional climatic control at ca. 8-6 Ma have been demonstrated by the increase of sedimentation rates in the foreland while the corresponding Subandean zone experienced low deformation rates [Uba *et al.*, 2007]. Sequentially restored balanced cross sections based on low temperature thermochronometers through wet (15°–16°S) and dry (21°S) regions were employed to deduce a coupling between climate and tectonics that began between ca. 19 and 8 Ma, and continues to actual, potentially limiting the width of the northern Subandes by ~40 km [McQuarrie *et al.*, 2008b]. Thermochronological cooling ages of the Bolivian eastern Andean wedge (Eastern Cordillera-Subandes) associated with regional climate model were then used to calculate the regional elevation threshold (>75% modern) necessary to generate present-day altitude, enhanced rainfall gradients that could explain a climate-induced Middle Miocene–recent exhumation [Barnes *et al.*, 2012]. More recently, Pliocene erosion (recorded by thermochronological cooling ages) of the Bolivian Eastern Cordillera and Southern Peru was interpreted to be controlled by a shift in global climate from early Pliocene warmth to late Pliocene cooling driven by sea surface temperature changes [Lease and Ehlers, 2013].

From this recent literature overview, most of the inferred erosional climatic control has been evidenced by highlighting apparent discrepancy between thermochronological ages and deformation timing. However in Central Peru, combined balanced cross–sections and thermochronological data of the Subandes showed ongoing Mio-Pliocene deformation with no evidence of any erosional climatic control [Espurt *et al.*, 2011; Gautheron *et al.*, 2013]. Northward, in the eastern Andes adjacent to the north Amazonian foreland basin, few data exist constraining the timing of relief acquisition making difficult to test if erosion rates have been controlled by a Pliocene climatic cooling. Constraining the timing of relief acquisition in this part of Andes is also important to understand the mechanisms responsible for the

transcontinentalization of the Amazon river and patterns of amazonian biodiversity that were largely shaped in the Neogene times [p.e., *Hoorn et al.*, 2010]. However, determining deformation style and timing and thrust sequence propagation in the Eastern Cordillera and Subandes is crucial to understand mechanisms responsible of Andes growth. The eastern Andean orogenic wedge (Eastern Cordillera and Subandes) is much less known in northern Peru (5-10°S) than in central and southern Peru, and in Bolivia to the south [*Roeder*, 1988; *Schmitz*, 1994; *Kley*, 1996; *Baby et al.*, 1997; *Rochat et al.*, 1999; *DeCelles and Horton*, 2003; *Hermoza et al.*, 2005; *McQuarrie et al.*, 2008a, 2008b; *Gotberg et al.*, 2010; *Espurt et al.*, 2008; 2011; *Scherrenberg et al.*, 2012, 2014; *Gautheron et al.*, 2013], or in Colombia to the north [*Cortés et al.*, 2006; *Mora et al.*, 2010; *Roddaz et al.*, 2010; *Sanchez et al.*, 2012]. In particular, there are few data relating to the timing of deformation and exhumation of thrust structures. This study is aimed at filling this gap by combining the construction of a balanced cross-section with apatite fission-tracks (AFT) analyses, (U-Th)/He (AHe) dating and vitrinite reflectance (Ro) measurements.

II. GEOLOGICAL SETTING

The Andean orogen is the result of the WSW-ENE convergence between the Nazca and the South America plates [p.e., *Mégard*, 1984; *Pardo Casas and Molnar*, 1987; *Cobbold et al.*, 2007; *Ramos*, 2010]. The studied area is located in the east of the Central Andes south of the Huancabamba deflexion, which limits the northern Andes from the central Andes, and north of the Altiplano and Fitzcarrald Arch. Four tectonic units (Figure 1) can be defined: the Western Cordillera which is defined in the studied area by the Marañón fold and thrust belt (MFTB), the Eastern Cordillera (EC), the Subandean zone (SAZ) and the Marañón foreland basin (Figure 2).

The MFTB belt is situated on the eastern flank of the Western Cordillera with the Coastal Batholith to its west, and the Eastern Cordillera to its east. The stratigraphy of the study area is presented in Figure 2 and consists of the sedimentary rocks of the Permo-Triassic Mitu Group and Pucara Group, the Triassic Chicama Formation (Fm) and sedimentary sequences of the Early Cretaceous Goyllarisquizga Group and upper Cretaceous units.

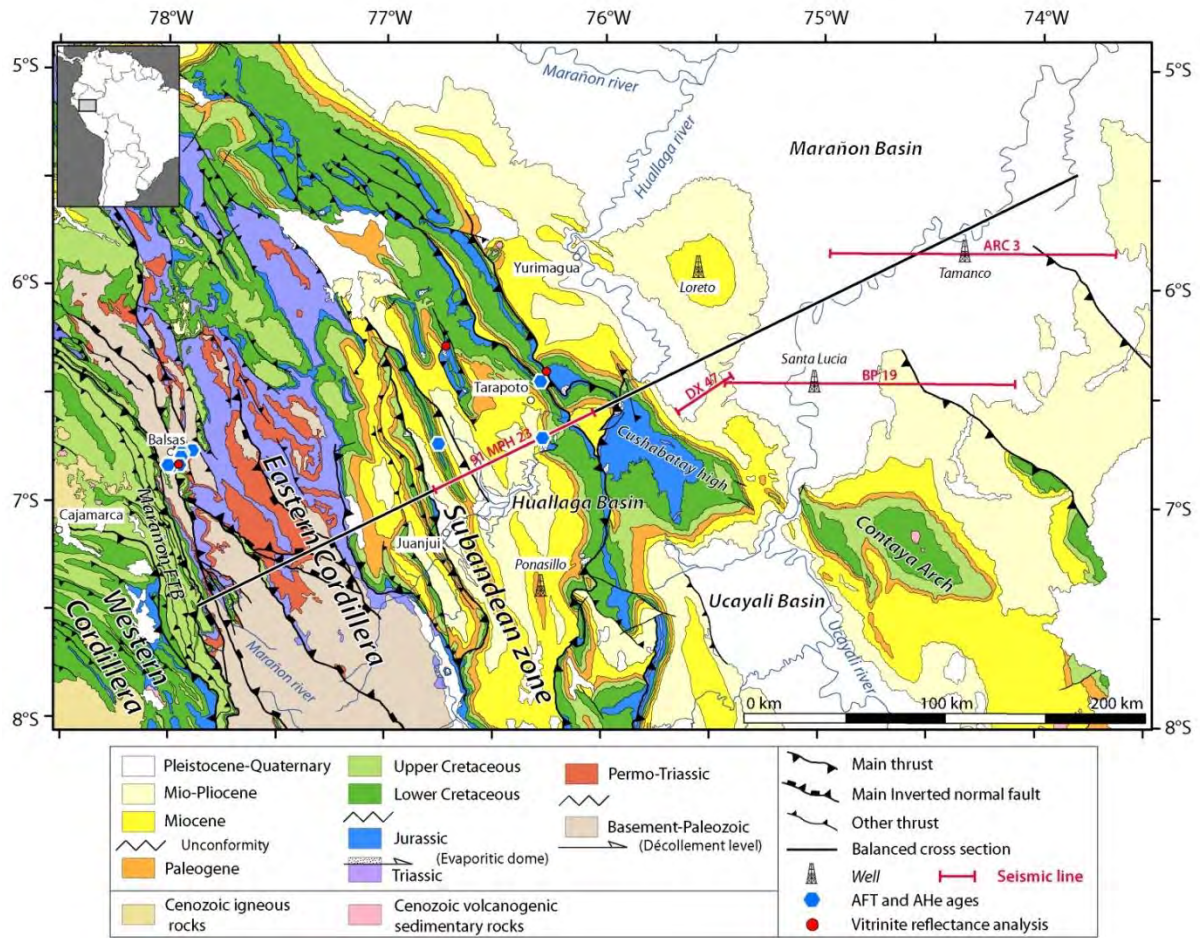


Figure IV.1. Geological map of the studied area. The location of the balanced cross section is indicated by a black line. Red lines indicate the location of interpreted seismic lines. Modified after the 1:1 000 000 INGEMMET geological map, Marañón FTB: Marañón Fold and Thrust Belt.

The Eastern Cordillera (EC) is the backbone of the Andean retroarc wedge [Mourier, 1988]. It is limited to the west by the N160 east-verging Late Cretaceous to Eocene MFBT [Mégard, 1984; Scherrenberg *et al.*, 2014] and to the east by the Cenozoic of the Subandean Huallaga basin [Hermeza *et al.*, 2005]. The EC involves two stratigraphic units, the upper one lying unconformably over the lower one, which itself lies unconformably over a Precambrian-Lower Paleozoic basement called Marañón Complex [Wilson and Reyes, 1964; Wilson, 1985; Sanchez, 1995; Chew *et al.*, 2007; Cardona *et al.*, 2009; Scherrenberg *et al.*, 2012].

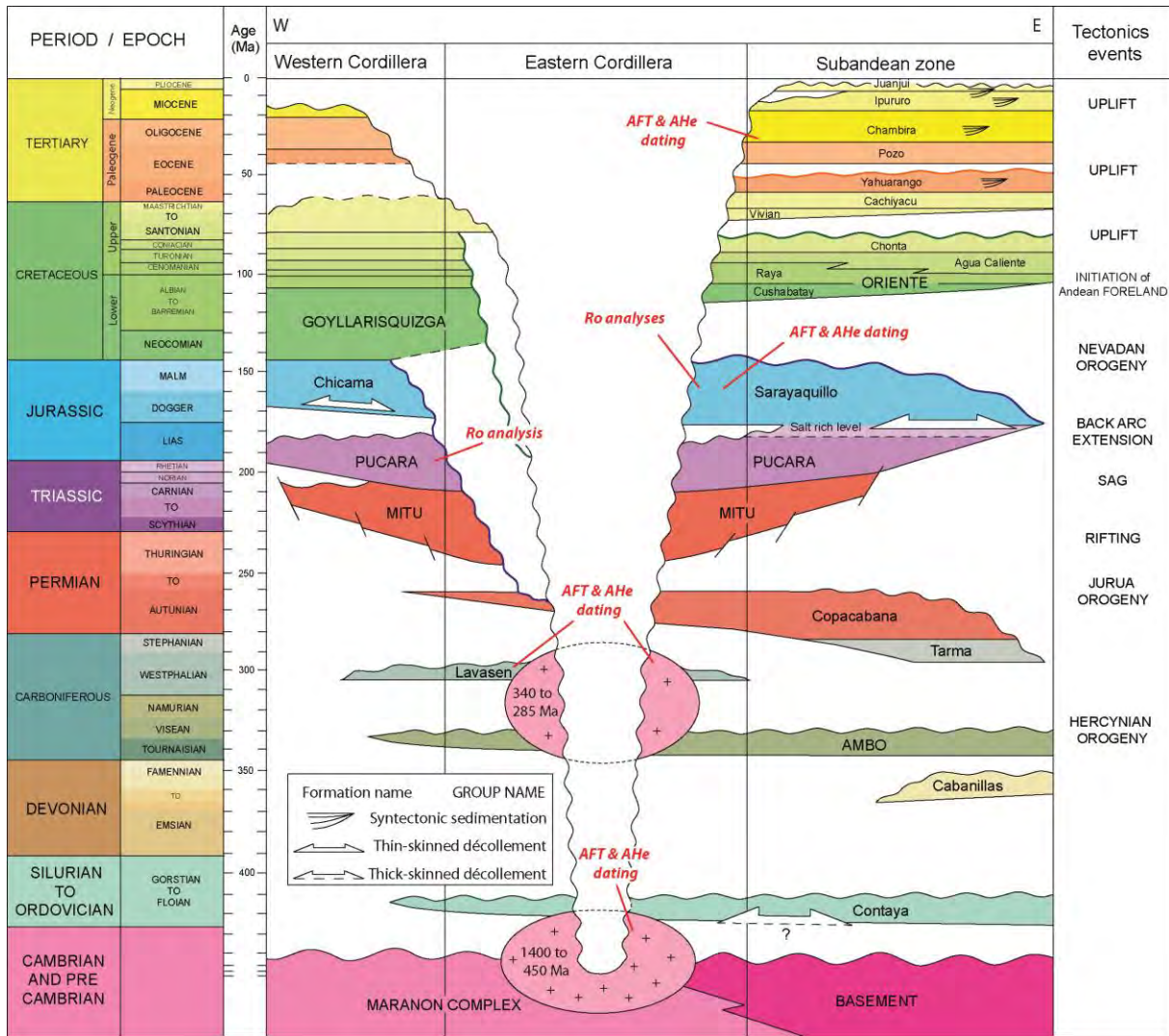


Figure IV.2. Chronostratigraphic diagram along the studied transect. Main tectonics events are indicated (see text for details). Ages of crystalline rocks are from [Haberlin et al., 2004; Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009].

The oldest stratigraphic unit (“basement Paleozoic” in Figures 1, 3, 6 and 9) consists of Paleozoic rocks of the the Lower Carboniferous Ambo Group [Newell et al., 1953] well preserved in the northern part of the EC (Figure 1). This group is topped by the volcanics and plutonic roks of the Upper Carboniferous Lavasen Fm [Wilson and Reyes, 1964; Haeberlin et al., 2004]. It is overlain by the Lower to Middle Permian limestones and black shales of the Copacabana Fm [Cabrera La Rosa and Peterson, 1936; Kummel, 1950; Wilson and Reyes, 1964; Sempere et al., 2002]. This “basement Paleozoic” unit is separated from Upper Permian-Lower Jurassic rift sequences exposed major unconformity (Figure 2). Synrift strata are

represented by the Upper Permian to Middle Triassic Mitu Group [*Mac Laughlin, 1924; Rosas et al., 2007*]. Postrift series are constituted by the Upper Triassic to Lower Jurassic carbonate-evaporite sequences of the Pucara Group [*Mac Laughlin, 1924; Rosas et al., 2007*]. The younger stratigraphic unit consists of the thick sandstone sequences of the Goyllarisquizca Group [*Wilson, 1963*] pinchout eastwards below the unconformable Aptian and Lower Albian Cushabatay Fm.

The Subandean zone (SAZ) is represented here by the Huallaga basin and is part of the wedge-top depozone of the northern Peruvian retroforeland basin. The north-south trending Huallaga basin is 400 km long with a maximum width of 100 km. Over the décollement constituted by the evaporites of the Pucara Group [*Hermoza et al., 2005*] is the Middle-Upper Jurassic Sarayaquillo continental clastic formation [*Kummel, 1946, Jaillard et al., 1990; Sempere et al., 2002; Bump et al., 2008*] unconformably overlain by the Aptian and Lower Albian Cushabatay fluvial to shallow-marine clastic Fm [*Sanchez et al., 1997; Alvarez Calderon, 1999*]. The overlying Late Cretaceous series comprises fluvial to shallow-marine sediments (Raya, Agua Caliente, Chonta, Vivian and Cachiyacu Formations) [*Alvarez Calderon, 1999; Wine et al., 2002*]. The Cenozoic syn-orogenic series (Figures 2 and 5) were deposited in a continental/shallow marine environment. The Paleocene-Early Eocene Yahuarango Fm is poorly dated and mainly consists of distal fluvial red siltstones and mudstones [*Hermoza et al., 2005*]. The Eocene-Oligocene Pozo Fm [*Sanchez and Herrera, 1998; Hermoza et al., 2005*] consists of shallow marine and deltaic deposits [*Hermoza et al., 2005*]. The Oligocene to Miocene Chambira Fm deposited in a tide-influenced fluvial system [*Hermoza et al., 2005*]. The Middle Miocene to Pliocene Ipururo Fm evolved from deltaic clastic sequences (Lower Member of *Hermoza et al., [2005]*) to coarse braided continental sequences (Upper Member of *Hermoza et al., [2005]*) interrupted by a shallow marine sequence (Middle Member of *Hermoza et al., [2005]*). The Plio-Pleistocene Juanjui Fm is composed of fluvial to alluvial fan conglomerates [*Hermoza et al., 2005*].

The Marañón basin is considered to be the present-day foredeep zone of the north Amazonian foreland basin system [*Hermoza et al., 2005; Roddaz et al., 2010*]. The stratigraphy of the Marañón basin is revealed by exploration wells (Loreto, Santa Lucia, Tamanco, Figure 1; *Wine et al., [2002]*). The Upper Paleozoic package consists of the Devonian Cabanillas Fm [*Newell et al., 1953*], the Pennsylvanian Tarma Fm, and the Permian Copacabana Fm [*Dunbar and Newell, 1946; Newell et al., 1953*]. The Triassic to Jurassic Pucara Group and the Jurassic Sarayaquillo Fm pinch out in the Marañón basin [*Wine et al.,*

2002] beneath the Upper Cretaceous sedimentary units. The Upper Cretaceous forms an isopach unit. As a whole, the sedimentary series of the Marañón have similar stratigraphic names as those of the Huallaga basin but are thicker (cumulative stratigraphic thickness of ~8 km, *Wine et al.*, [2002]).

III. METHODS

III.1. Balanced cross-section

Balanced cross-section modeling is a well-established technique for restoring tectonic structures to their pre-deformational initial stage and has been proven useful in many fold-and-thrust belts, validating structural interpretations and allowing estimates of amounts and rates of shortening [p.e., *Dahlstrom*, 1969; *Hossack*, 1979, *Boyer and Elliott*, 1982]. In our study we used surface data (field surveys realized between 2010 and 2012), regional mapping (1: 1000,000 and 1:100,000 INGEMMET-Peruvian National Geological Survey geologic maps, Figure 3), and seismic profiles calibrated by wells data (91MPH23, DX47, BP19 and ARC3 provided by PERUPETRO S.A., Figures 1, 3, 4 and 5). These data were combined in order to construct a 500 km long regional balanced cross-section through the Eastern Cordillera, the Subandean zone (Huallaga basin) and the Marañón basin (Figure 1). The balanced cross-section has been restored assuming the top of the Aptian and Lower Albian Cushabatay Fm to be horizontal, and pinned in the eastern Marañón foredeep (Figure 6). The orientation of this section is orthogonal to the fold axes, i.e., parallel to the inferred tectonic transport direction in order to minimize out-of-the-plane transports (N63, Figure 1) and follows the trace of the 91MPH23 seismic section [*Hermoza et al.*, 2005; *Wine et al.*, 2002]. The balanced cross-section was constructed according to the classical thrust tectonic concepts, and restored by means of the flexural-slip algorithm of Midland Valley Move 2013.1 software, assuming constant bed length, constant-thickness beds parallel to the template bed (top of Cretaceous strata) and constant area. Salt units are area balanced [*Moretti and Callot*, 2012]. According to observations of natural structures, and rock and synthetic material experiments, the angles made by newly formed faults and the maximum compressive stress axis must be comprised between 35° and 22° [see p.e., *Paterson and Wong*, 2005] in the restored undeformed state. Pre-existing faults reactivated as thrust faults must have had an initial average inclination $\leq 45^\circ$. The Moho depth is provided by the 3-D density model of the

Andean continental margin [Tassara *et al.*, 2006] derived from satellite and ground gravity data compiled by the BGI [International Gravimetric Bureau, 2012 ; Balmino *et al.*, 2012].

III.2. Low temperature thermochronology

III.2.1. Sampling strategy

Our sample strategy has been established to define the exhumation timing but also to date intermediate stages of thrusts propagation in the foreland system using thermal modeling. We sampled a vertical profile in the EC and thrust structures in the Huallaga SAZ (Figures 1, 6 and 7) to combine apatite fission-tracks (AFT) and (U-Th)/He (AHe) dating with vitrinite reflectance analyses (Ro). The construction of the balanced cross-section and its restoration allowed reconstructing the pre-deformational sample position.

We collected 6 samples (5 crystalline and 1 sedimentary) on a >2500 m high vertical profile in the eastern flank of the Marañón valley (EC) and three sandstones samples in the SAZ for AFT and AHe dating. TRU38, TRU39, TRU42, TRU51 and TRU52 were collected in Paleozoic granitoids bodies (Table 1). One sample (TRU48) has been collected in black shales from the Pucara Fm for Ro analysis. TRU49 was sampled in the Lavasen Fm (Figure 2). In the SAZ, samples TRU70 and TRU296 were collected in the Late Jurassic Sarayaquillo Fm and sample TRU69 in the Chambira Fm (Figure 2). The two organic-rich mudstones (TRU64 and TRU68) were also taken in the Sarayaquillo Fm for Ro analyses (Figure 2).

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)

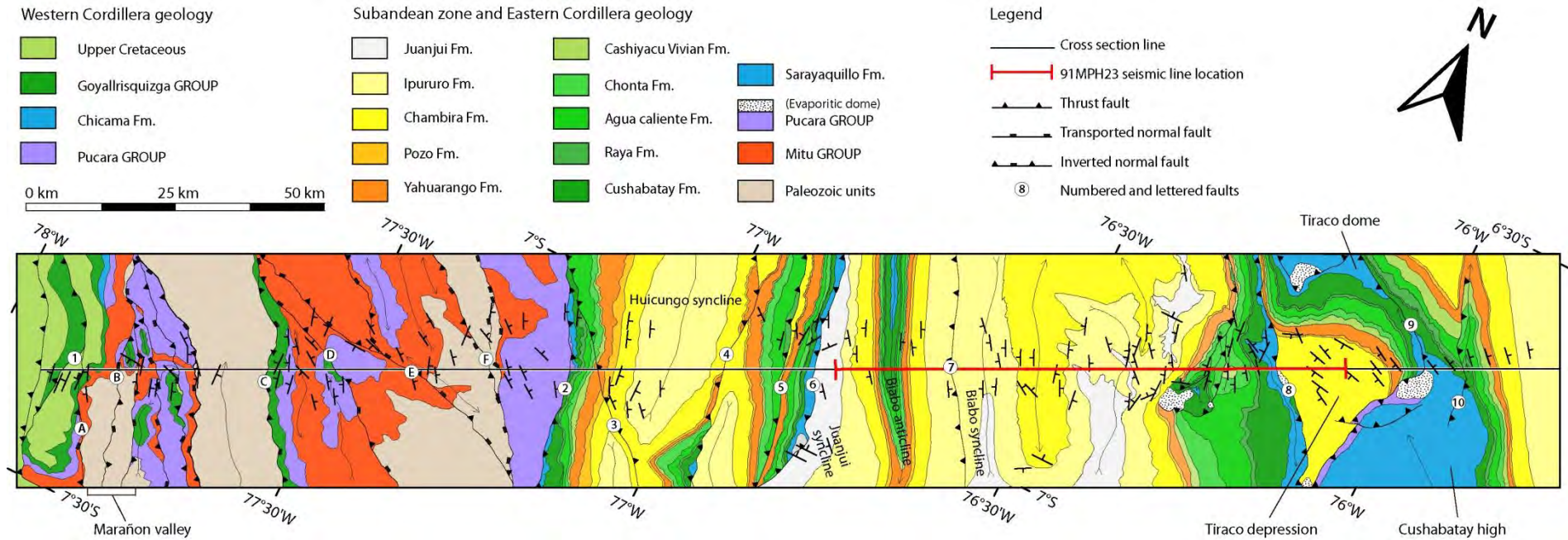


Figure IV.3. Geological map with data used for balanced cross-section construction. Location of the 91MPH23 seismic line, dip data, modified after the 1:1 000.000 ; 1:100.000 ; SRTM data and field data. Legends for the Western Cordillera and the Eastern Cordillera - Subandean zone system are separated. Thick skin thrust faults are lettered whereas thick-skin thrust faults are numbered.

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)

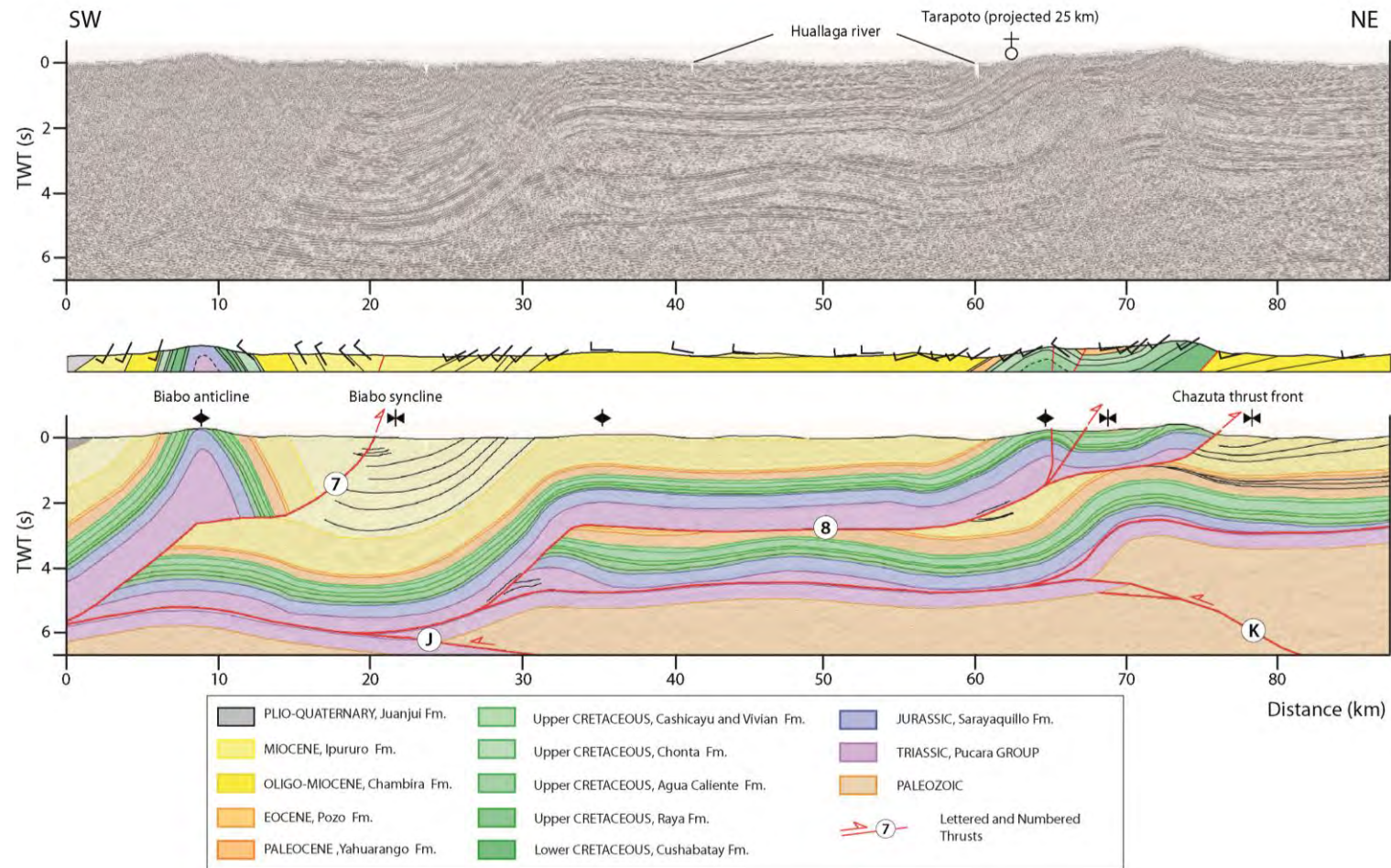


Figure IV.4. 91MPH23 seismic line interpretation. Dip data are projected on the topography above the seismic profile with location of the top of the formations in black lines.

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)

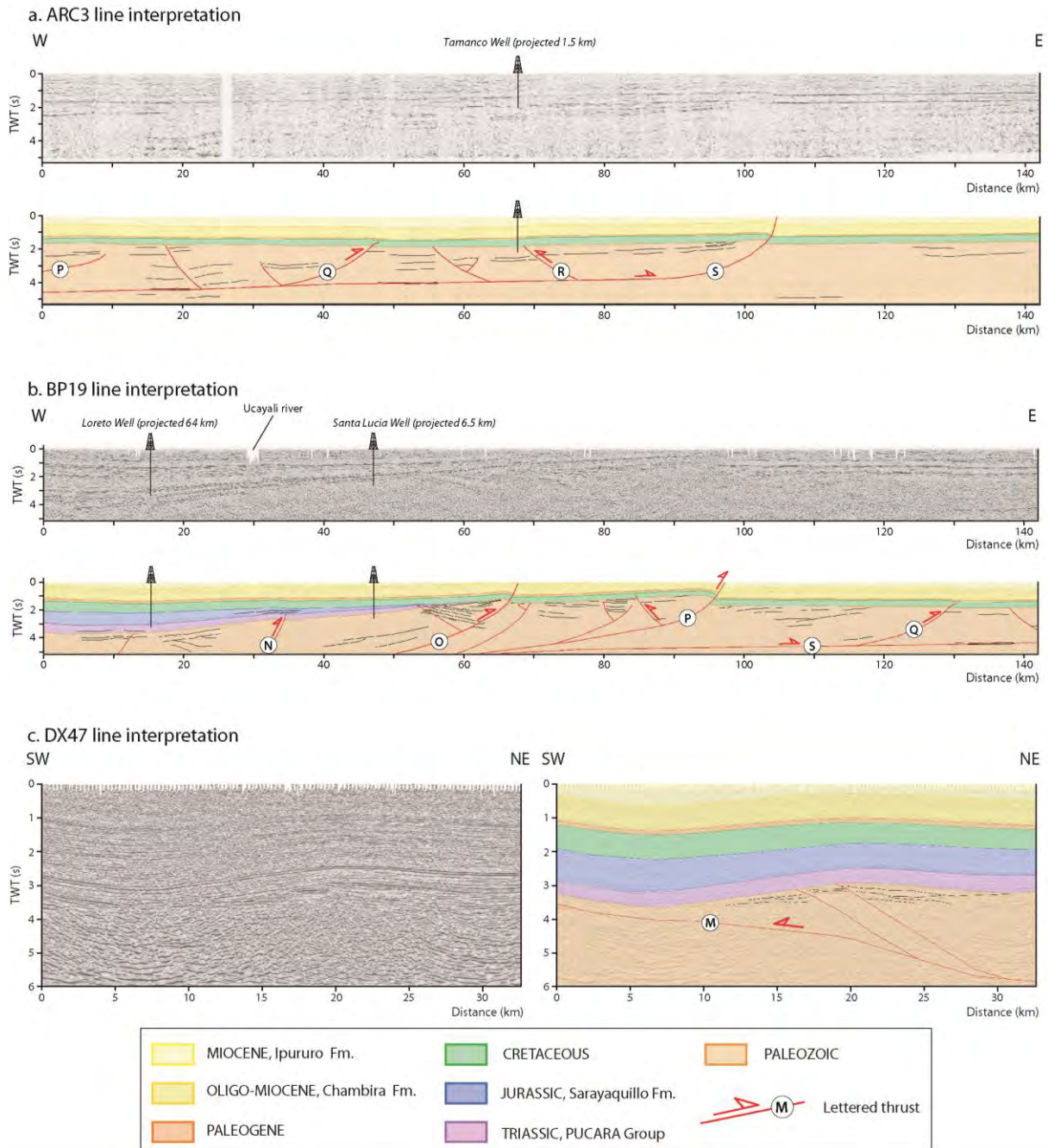


Figure IV.5. Seismic interpretation of the ARC3, BP19 and DX47 profiles.

III.2.2. Apatite fission-track (AFT) ages

AFT results are displayed in Table 2. Apatite Fission track analyses were performed at the *Geoscience Environnement Toulouse* (France). Apatite grains were extracted from rock samples using conventional magnetic and heavy liquid separation techniques. After separation, apatites were mounted and polished for etching to reveal the natural spontaneous fission tracks. Apatites were etched using 5N HNO₃ at 20°C for 20s. Etched grain mounts were packed with mica external detectors and corning glass (CN5) dosimeters and irradiated in the FRM 11 thermal neutron facility at the *University of Munich* in Germany. Following irradiation the external detectors were etched using 48% HF at 20°C for 25 minutes. Analyses were carried out on an Olympus BX61 microscope at a magnification of $\times 1250$, using a dry ($\times 100$) objective. Confined track length measurements were made using a drawing tube and digitizing tablet, calibrated against a stage micrometer. Single-grain AFT ages were calculated using the external detector method and the zeta calibration approach, as recommended by the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology [Hurford, 1990]. Track length measurements were restricted to confined tracks parallel to the c-crystallographic axis. Fission tracks in apatite shorten or anneal with increased temperature and duration of heating. For apatite of typical Durango composition (0.4 wt% Cl), experimental and borehole data [Green *et al.*, 1989; Ketcham *et al.*, 1999] show that over geologic time fission tracks begin to anneal at a sufficient rate to be measurable above $\sim 60^\circ\text{C}$, with complete annealing and total resetting of the apatite fission track age occurring between 100 and 120°C. This range of temperatures is usually labelled the apatite fission track partial annealing zone.

AFT data from sedimentary rocks often exhibit significant variance because individual apatite grains are likely (1) to have different chemical compositions influencing the annealing behavior [Carlson *et al.*, 1999; Donelick *et al.*, 1999; Ketcham *et al.*, 1999; Barbarand *et al.*, 2003a, 2003b; Ketcham *et al.*, 2007], (2) to have experienced different thermal histories before being incorporated into the sampled sedimentary rock [Burtner *et al.*, 1994], and (3) to show significant difference between analysts [Ketcham *et al.*, 2009]. Because some samples are sedimentary rocks, AFT data were interpreted using the chi-square (χ^2) test [Green, 1981; Brandon, 1992]. The χ^2 test classifies a grain-age distribution as either concordant ($P(\chi^2) > 5\%$) or discordant ($P(\chi^2) < 5\%$; see Table 2). If single grain ages failed the χ^2 test, the distribution was discordant, and RadialPlotter software [Vermeesch, 2009] was used to statistically deconvolve sample grain age distributions [Brandon, 1996; Brandon *et al.*, 1998;

Barnes et al., 2006]. If the population is concordant, we used the central age given by RadialPlotter software based on the Galbraith algorithm [Galbraith, 1990; Galbraith and Laslett, 1993; Galbraith et al., 1999]. AFT ages are reported as central age at $\pm 2\sigma$. The distribution of confined tracks length was used for the inverse modeling t-T path, counting the maximum of confined tracks on each sample. The error of the mean track-lengths (MTL) calculation (Table 2) is the standard deviation of the population that is always larger than analytic measure ($\sim 1\mu\text{m}$). Chemical composition ([Cl] wt%), reported in Table 2 [Barbarand et al., 2003a; Ketchum, 2005] of nearly each counted grain had been measured using a CAMECA SX50 microprobe with SAMx automation. The operating conditions were: accelerating voltage 15 kV, beam current 10 nA and 40 nA for F and Cl and analysed surface $3 \times 3 \mu\text{m}^2$. The following standards were used: Durango apatite (F), tugtupite (Cl), wollastonite (Ca), pyrophanite (Mn), hematite (Fe), graffonite (P), celestine (Sr) and synthetic CePO₄ (Ce).

III.2.3. Apatite (U-Th)/He (AHe) ages

AHe results are shown in Table 3. AHe analyses were performed at *Caltech* (USA). The AHe thermochronometer [Zeitler et al., 1987] is based on the accumulation of radiogenic ⁴He from the decay of ²³⁵U, ²³⁸U and ²³²Th series nuclides. Laboratory diffusion experiments on a range of apatites indicate that the helium is partially retained at temperatures between ~ 80 - 40°C [Wolf et al., 1998] although over significant time the influence of accumulated radiation damage can increase partial retention temperatures [Schuster et al., 2006]. Each sample aliquot for He, U and Th determinations typically comprises one to four apatite grains between 100-250 μm long and 60-150 μm wide. Evolved helium was spiked with ³He, cryogenically concentrated and purified, and the ⁴He/³He ratio determined by quadrupole mass spectrometry after quantitative He degassing of apatite at 1050°C for 5 min with a Photon Machines diode laser. Grains were retrieved from the vacuum system, dissolved in HNO₃ for apatite, spiked with ²³⁰Th, ²³⁵U and ¹⁴⁹Sm, and analysed for U and Th by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. Reported He ages are corrected for alpha ejection effects based on measured grain dimensions [Farley et al., 1996] using the procedure of Gautheron et al., [2013]. Each age typically comprises 2-5 replicates the mean of which is reported (Table 3). The estimated analytical uncertainty for He ages based on age standards is about 7% for Durango apatite (2σ). These are the default uncertainty values used on a sample

unless the standard deviation from the sample replicate ages is higher in which case the latter is used.

Table IV.1. Samples informations^a

Sample Name	Longitude (dec. deg.)	Latitude (dec. deg.)	Elevation (m, asl)	Age	Rock type	Analyses
Eastern Cordillera						
TRU38	-78.006	-6.844	1035±23	Paleozoic	Granite	AFT, AHe
TRU39	-77.991	-6.850	1180±19	Paleozoic	Granite	AFT, AHe
TRU41	-77.999	-6.839	1383±34	Paleozoic	Granite	AFT
TRU42	-77.994	-6.843	1481±17	Paleozoic	Granite	AFT, AHe
TRU44	-77.986	-6.841	1578±3	Lower Cret.	Shale	Ro
TRU48	-77.972	-6.847	1826±20	Triassic	Shale	Ro
TRU49	-77.954	-6.844	1968±26	Paleozoic	Granite	AFT, AHe
TRU50	-77.948	-6.808	2665±77	Paleozoic	Granite	AFT
TRU51	-77.944	-6.789	2791±13	Paleozoic	Granite	AFT
TRU52	-77.897	-6.778	3294±23	Paleozoic	Granite	AFT, AHe
Subandean zone						
TRU70	-76.763	-6.738	922±11	Jurassic	Sandstone	AFT, AHe
TRU64	-76.733	-6.6287	1115±6	Jurassic	Shale	Ro
TRU69	-76.287	-6.706	396±4	Oligo-Mioc.	Sandstone	AFT, AHe
TRU296	-76.296	-6.447	1014±12	Jurassic	Sandstone	AFT, AHe
TRU68	-76.269	-6.400	350±6	Jurassic	Shale	Ro

^a dec. deg. (decimal degrees); elevation is in meter above sea level (m asl); elevations and associated uncertainties are determined using an average between the measured GPS elevation and the elevation extracted from the SRTM data; Age is the age of the sampled rock; L. Cretaceous (Late Cretaceous); Oligo-Mioc. (Oligocene-Miocene).

Table IV.2. AFT results^b

Sample Name	# grains counted	Standard tracks $\rho_d \times 10^4$ (cm ⁻²) (counted)	$\rho_s \times 10^4$ (cm ⁻²) (counted)	$\rho_i \times 10^4$ (cm ⁻²) (counted)	U (ppm)	P(χ^2) (%)	Var (%)	Central Age (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Mean Track Length (μm) (#)	Tr. Lt. Std. Dev. (μm)	[Cl] (wt%) (#)	[Cl] Std. Dev. (wt%)
Eastern Cordillera													
TRU38	22	147.8	13.37	190.7	16.1	99	0	17.6	5.0	11.7 (47)	2.0	0.371 (21)	0.125
TRU42	20	142.8	20.57	305.9	26.8	81	0	17.6	3.5	12.4 (77)	1.8	0.216 (22)	0.143
TRU51	11	128.6	50.17	135.4	13.2	43	0	78.0	16.0	10.2 (13)	2.4	0.851 (24)	0.213
Subandean zone													
TRU70	16	128.6	13.78	185.2	18.0	52	6	15.9	3.5	12.6 (10)	2.0	0.351 (68)	0.383
TRU69	17	128.6	30.79	127.6	12.4	27	22	57.0	13.0	11.0 (20)	2.0	0.553 (51)	0.554

^b For the location of the samples see Table 1. # (number of “data” counted or measured); ρ_d =density of track on the neutron fluence monitor (CN-5 glass); ρ_s =density of induced tracks ; ρ_i =density of induced tracks; the χ^2 test classifies a grain-age distribution as either concordant ($P(\chi^2) > 5\%$) or discordante ($P(\chi^2) < 5\%$); centrale ages have reported for each sample with a confidence interval of $\pm 2\sigma$ and are calculated using the zeta calibration methods (Hurford, 1990); tracks lengths are given with the standard deviation (Tr. Lt. Std. Dev.) of their distribution; [Cl](wt%) is the mean microprobe measure of Chlore content of ~20 grains if the sample is a crystalline rocks and for nearly each counted grain if the sample is a sedimentary rock.

Table IV.3. (U-Th)/He ages on apatite given by aliquots ^c

Lab. Ref.	Sample Name	Raw Age (Ma)	Corr. Age (Ma)	1 σ (Ma)	Age Std. Dev. (Ma)	Mean Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	U (ppm)	Th (ppm)	He (nmol.g ⁻¹)	Weight (μ g)	F _T	#gr
Eastern Cordillera												
09QMB	TRU38a	3.73	6.99	0.32			27.3	59.9	0.848	1.90	0.53	3
09QLU	TRU38b	4.76	6.96	0.22	0.32	7.3 \pm 0.6	23.9	46.2	0.908	4.28	0.68	3
09QLN	TRU38c	4.98	7.81	0.29			17.6	34.8	0.705	3.00	0.63	3
09QLG	TRU39a	4.56	7.60	0.28			30.4	62.2	1.127	4.00	0.60	5
09QKZ	TRU39b	11.43	16.68	0.53	0.42	11.0 \pm 5.0	17.4	38.4	1.665	6.52	0.68	4
09QMN	TRU39c	5.59	8.70	0.31			16.0	47.5	0.838	4.83	0.64	4
09QMT	TRU42a	7.07	11.04	0.37			35.1	100.0	2.270	4.33	0.64	4
09QLV	TRU42c	5.79	8.00	0.23	0.44	9.5 \pm 2.2	21.9	25.0	0.883	7.03	0.72	2
09QLO	TRU49a	10.20	12.27	0.27			55.2	13.1	3.249	9.27	0.83	1
09QLH	TRU49b	7.76	10.02	0.27			30.4	80.2	2.091	4.83	0.77	1
09QLA	TRU49c	33.58	43.28	1.49	0.27	16.2 \pm 15.3	3.9	17.1	1.483	5.34	0.77	1
09QMP	TRU49d	7.00	8.79	0.27			19.0	7.9	0.806	3.94	0.79	1
09QMU	TRU49e	4.60	6.40	0.26			3.3	26.6	0.247	2.79	0.71	1
09QLW	TRU52b	9.94	14.06	0.44			20.3	41.8	1.642	4.71	0.71	2
09QLP	TRU52c	5.00	26.02	0.73	0.85	20.0 \pm 8.5	14.4	29.7	2.320	8.17	0.76	2
Subandean zone												
09QMV	TRU70a	4.70	6.82	0.36			2.0	18.1	0.165	2.00	0.68	3
09QME	TRU70b	4.83	7.51	0.33			7.6	32.8	0.406	1.71	0.64	3
09QLX	TRU70c	5.77	8.50	0.34	0.37	8.4 \pm 1.8	7.6	36.5	0.515	2.10	0.67	3
09QLQ	TRU70d	7.67	10.90	0.44			9.9	50.3	0.914	1.25	0.70	1
09QLI	TRU69a	7.51	11.86	0.41			61.1	225.1	4.672	1.47	0.63	2
09QLB	TRU69b	3.18	4.94	0.23	0.34	7.5 \pm 3.8	3.1	22.8	0.150	2.68	0.63	3
09QJK	TRU69c	3.93	5.82	0.20			13.0	56.9	0.570	4.49	0.67	3
09QIS	TRU296a	7.50	9.14	0.24			10.8	37.1	0.801	10.50	0.82	1
09PCZ	TRU296b	6.75	8.73	0.33			8.3	28.9	0.565	5.70	0.77	1
09PDB	TRU296c	7.39	9.57	0.40	0.32	8.8 \pm 0.6	6.5	25.8	0.513	5.15	0.77	1
09PDE	TRU296d	6.34	8.06	0.47			5.8	28.9	0.443	3.21	0.78	1
09QDP	TRU296f	6.09	8.28	0.32			4.0	24.8	0.330	3.12	0.73	1

^c For the location of the samples see Table 1. # (number of grain analysed). The corrected age (Corr. Age) is directly indicated in the table using the alpha ejection correction (F_T, see text for details). Finally AHe ages are an average of aliquots (Mean Age) given with a 2 σ error, maximum between the absolute 1 σ error and the statistical standard deviation (Age Std. Dev.).

III.3. Vitrinite reflectance analyses (Ro)

Results of Ro analyses are summarized in Table 4. We analyzed three samples of the EC and the SAZ for their Ro value. Analyses were conducted by the *Weatherford laboratories in Neuquén* (Argentina) and *GeoLab Sur S.A.* (Buenos Aires, Argentina). Vitrinite is one of the major elements of coal or organic matter in sedimentary rocks. The Ro value is a sensitive geothermometer for sedimentary rocks used by the petroleum industry to study the maturity of the source rocks, which is a function of the kinetic transformation of the organic matter, commonly associated with burial. The Ro value depends on temperature and is irreversible [Sweeney and Burnham, 1990]. The relation between Ro values and depth provides additional information about the thermal history of the basin and the history of the sedimentary burial. Ro values are converted in maximum reached temperature using the algorithm of Sweeney and Burnham, [1990] and then in maximum reached depth supposing that the geothermal gradient is linear and similar to the current one extracted from the Ponasillo well data [Wine et al., 2002] (Figure 1). The geothermal gradient is $20.1^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ with an average surface temperature of 23°C [Wine et al., 2002].

Table IV.4. Ro value ^d

Sample Name	n	Ro	Tr ($^{\circ}\text{C.My}^{-1}$)	Z _{Burial} (km)
TRU48	2	1.05±0.10	147±6	6.2±0.3
TRU64	48	0.98±0.09	143±6	6.0±0.3
TRU68	48	0.51±0.03	87±5	3.2±0.2

^d For the location of the samples see Table 1. Vitrinite reflectance values are presented with a 2σ error and converted in reached temperature (Tr) using the Easy Ro algorithm of Sweeney and Burnham, [1990] with a heating rate of $1^{\circ}\text{C.My}^{-1}$, then in maximal reached depth (Z_{Burial}) assuming that the geotherm did not vary over time and was similar to the present-day one (i.e. $20.1^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ with a surface temperature of 23°C , [Wine et al., 2002]). n is the number of measured particles.

III.4. Thermal modeling

We constrained thermal histories using inverse modeling of the AFT ages, AHe ages and Ro analyses data with the HeFTy v1.8.0 software [Ketcham, 2005; Ketcham et al., 2007]. Classically, inverse modeling was driven by geological constrains (age of deposition), surface

data (surface temperature), R_o data (maximum burial and reached temperature), low temperature thermochronology (AFT and AHe cooling ages with their uncertainties in ages and in closure temperature range $\pm 10^\circ$) represented by colored rectangles in the Figure 8. Combined with additional information, such as track-lengths distribution and kinetic parameters in apatite ([Cl] wt%), cooling histories (t-T path) can be constrained. Inverse models were run until 100 statistically good fit paths (goodness of fit, $GOF > 0.5$) were achieved. If not possible, at least 10,000 independent t-T paths were calculated.

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)

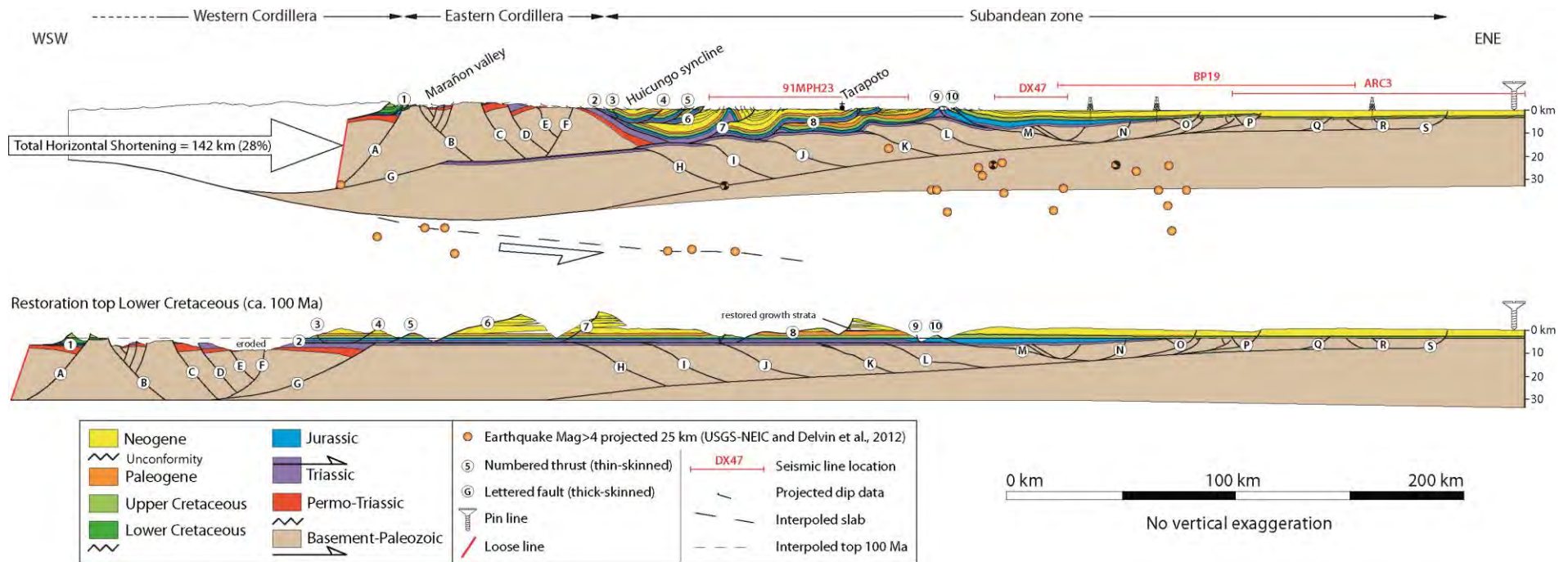


Figure IV.6. Regional balanced cross section and restoration. Restored section was obtained by flattening bottom of Cretaceous Cushabatay Formation (ca 100 Ma). Dip data are projected on the topography, majors décollement levels are indicated in the legend by black arrows, the major unconformity by sigmoid lines, the supposed slab position is in thick dotted black line as highlighted by seismic activity and in the restored cross section, the eroded materiel is indicated in thin dotted black lines. Faults are named west to east by letters for the thick-skin ones and by characters for the thin-skin ones. Earthquakes with the represented focal mecanisms have an uncertainty of ± 5 km in depth and ± 10 km in horizontal distance [Delvin *et al.*, 2012].

IV. RESULTS

IV.1. Balanced cross-section

Under the Marañón basin, the seismic sections show west-dipping poorly inverted extensional faults (N to Q) branched on to an intra-basement west-dipping low-angle detachment and non-inverted antithetic extensional faults (Figure 5). These structures thus appear to have been those of a pre-Cretaceous extensional basin. The basal detachment continues westward beneath the Huallaga basin (Figure 5). To the west, the DX 47 seismic section shows a ramp anticline related to a west verging thrust fault (M, Figure 5c) sealed by the Cretaceous series.

In the Subandean zone (Huallaga basin), seismic sections (Figures 4 and 5c) show west verging basement ramp-anticlines deforming the Neogene infill. Other evidences of ramp anticlines can be found in (1) the thrust-fold geometry of the base of the transported Mesozoic units (H to M, Figure 6) and (2) the focal mechanisms and locations of crustal earthquakes [Delvin *et al.*, 2012] beneath the Chazuta thrust sheet. This pre-Cretaceous deformation is interpreted to be Late Permian in age (Jurua orogeny; [Bump *et al.*, 2008; Calderon *et al.*, 2012]). In the balanced cross-section, the ramp anticlines form a west verging duplex, the eastern-most horse of which is comprised of the Marañón pre-Cretaceous extensional basin. Thrust fault M may be the inverted western boundary fault of the Marañón basin.

The strata over the décollement are involved in a thin-skin thrust-and-fold system [Hermoza *et al.*, 2005]. The floor thrust of this system merges at Chazuta and branches on to the regional décollement formed by the evaporites at the top of the Pucara Group (Figure 4) locally merging along faults 2 and 6 (Figure 6). In the west, the Biabo anticline (fault 7, Figure 6) is an elongated (200 km long) NNE–SSW fault propagation fold. The Juanjui syncline (Figure 3) was backthrust along the contact with the EC (Pachicillo back-thrusts, 2 and 3 in Figure 6) and overthrust by the Huicongo syncline (3 to 6, Figure 6).

The Eastern Cordillera appears as a wide crustal ramp anticline. The crustal ramp has been interpreted as the inverted north-eastern margin of the Permo-Triassic rift [Mégard, 1978; Wilson, 1985; Sempere *et al.*, 2002; Rosas *et al.*, 2007; Bump *et al.*, 2008] which was

transported as a whole to form the EC ramp anticline. The internal structure is constituted by extensional faults including four southwest-facing normal faults (B, C D and E faults, Figure 6) and two northeast-facing normal faults (A and F faults, Figure 5) branched on to the boundary fault (G Figure 5). These internal faults were passively transported and except one, not inverted. The balanced section indicates that the shortening accommodated by the SAZ system had mainly been a result of the eastward propagation of the EC ramp anticline, and in a lesser extent, of the westward propagation of the crustal duplex underneath. Seismic profile 91MPH23 (Figure 4) also shows growth strata in the Paleocene Yahurango Fm. According to the present restoration, the Biabo-Chazuta thrust system accommodates a cumulated minimum shortening of 52 km. The total shortening calculated from the balanced cross-section is 142 km (i.e., ~28 %; Figure 6).

IV.2. Low temperature thermochronology and Ro Results

IV.2.1. Eastern Cordillera

AFT central ages range from 17.6 ± 5 to 78.0 ± 16.0 Ma and Cl content range from 0.216 to 0.851 wt% (Table 2). The two samples with the lowest elevation (TRU38, and 42; elevation: $1035-1481\pm 17-23$ meters above sea level: m asl, Tables 1 and 2) have overall similar younger AFT age ($17.6\pm 5-17.6\pm 3.5$ Ma, Table 2) and higher mean track lengths (MTL) (11.7 ± 2.0 to 12.4 ± 1.8 μm , Table 2) than the more elevated sample showing older and more scattered AFT age (78.0 ± 16.0 Ma) with shorter and dispersed MTL (10.2 ± 2.4 μm , Table 2).

The AHe ages range from 7.3 ± 0.6 Ma to 20.0 ± 8.5 Ma and have similar distribution than AFT age. Overall, the three lowest elevated samples (TRU38, TRU39 and TRU42) have the youngest mean AHe age ($7.3\pm 0.6-11.1\pm 5.0$ Ma). TRU49 (1968 ± 26 m asl in elevation, Table 1) displays ages ranging from 6.4 ± 0.3 to 43.3 ± 1.5 Ma (mean AHe age 16.2 ± 15.3 Ma). Two aliquots have been dated (14.1 ± 0.4 and 26.0 ± 0.7 Ma) from the most elevated sample (TRU52, 3294 ± 23 m asl) indicating a mean age of 20.0 ± 8.5 Ma.

We collected a Lower Jurassic shale (Pucara Group) in the same profile at an elevation of 1798 ± 30 m asl which give a Ro value of 1.1 ± 0.1 demonstrating that TRU48 sample reaches a maximum depth of 6.0 ± 0.3 km (Table 4).

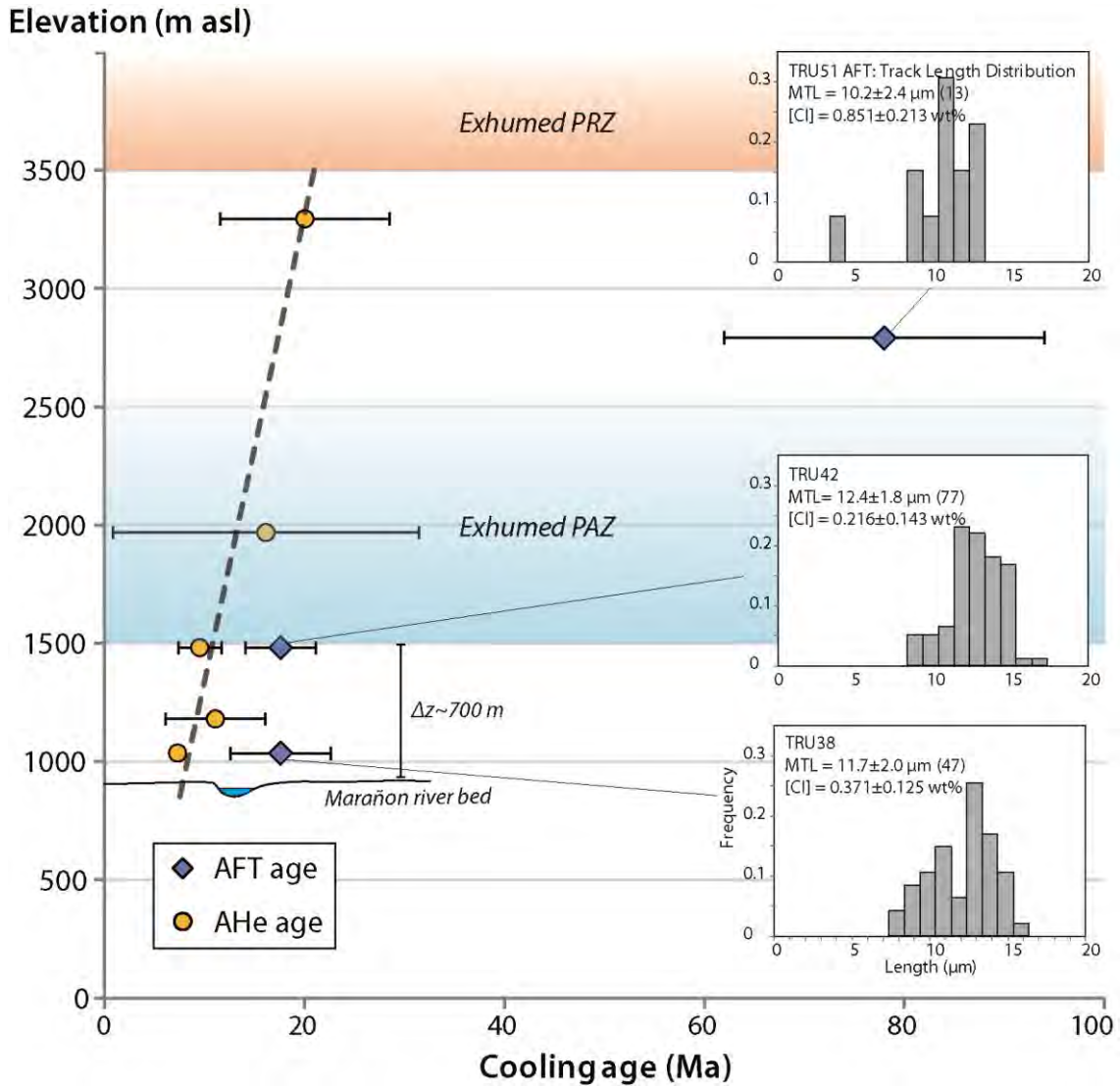


Figure IV.7. Marañón age-elevation profile, elevation in meters above sea level (m asl) vs cooling-age plotting. Blue diamonds represent AFT ages and AHe ages are in orange circles. For each sample, the distribution of the track-lengths histogram is represented and the mean track-lengths distribution (MLT) and the average of the [CI] (wt%) are indicated. Partial annealing zone (PAZ) and partial retention zone (PRZ) are shown (see text for details).

IV.2.2. Subandean zone

The Jurassic sample of the Biabo anticline (TRU70) has an AFT central age of 15.9 ± 3.5 Ma (Table 2, Figure 8) with a MTL of 12.6 ± 2.0 μm . All individual AHe age are totally reset (6.8 ± 0.4 - 10.9 ± 0.4 Ma) with a mean AHe age 8.4 ± 1.8 Ma (Table 3). We analyzed for their R_o values two samples of the Jurassic Sarayaquillo Fm. (TRU64 and 68, Table 1 and 4, Figure 8). TRU64 has a R_o value of 0.98 ± 0.09 with corresponds to a paleo-

temperature of $\sim 143^{\circ}\text{C}$ (Table 4), that we use in the HeFTy modelling for the burial of the TRU70 sample (Figure 8). The HeFTy modeling shows a cooling history starting during the Early Miocene. The best path has a GOF on the track length distribution of 1.00, a GOF on the AFT age of 0.80 and a GOF on the AHe of 0.96 (Figure 8).

The Oligo-Miocene sample of the Chambira Fm (TRU69) has an AFT central age of 57.0 ± 13.0 Ma with a unimodal track length distribution (MTL 11.0 ± 2.0 μm). This age is oldest than the stratigraphic age of the formation so this sample is not reset and corresponds to an inherited age. All the individual AHe age are totally reset (4.9 ± 0.2 - 11.9 ± 0.4 Ma) with a mean AHe age of 7.5 ± 3.8 Ma (Table 3). Therefore we simply used the AHe age to calibrate the HeFTy modeling. The best modelled path gives a 1.00 GOF for the AHe age.

The Jurassic sample of the Chazuta thrust system (TRU296) could not be dated due to few number of apatite grains. All individual TRU296 AHe ages are totally reset (8.1 ± 0.5 - 9.6 ± 0.4 Ma) with a mean AHe age of 8.8 ± 0.6 Ma (Table 3). TRU68 ($R_o = 0.51 \pm 0.03$) was used to calibrate HeFTy modeling. The numerical modeling shows a cooling history starting during Miocene times with a GOF on the AHe age of 0.98.

V. INTERPRETATION AND DISCUSSION

V.1. Ages of exhumation

In the absence of any Tertiary normal faulting we assume that Neogene cooling is caused by erosion in response to thrust-related uplift as emphasized by the presence of Miocene growth strata in the SAZ (Figure 4).

Figure 7 shows AFT central ages of EC samples vs elevation. The older AFT age of the most elevated sample associated with short track length distribution (MTL $\sim 11.2 \pm 3.0$ μm and high R_o value (1.05 ± 0.10) suggests partial reset during Cenozoic reburial. In contrast, the two less elevated samples having similar AFT ages associated with higher MTL (ca. 12 μm) suggest total annealing during the Cenozoic burial (Figure 7). The distribution of the AFT ages shows a break-in-slope that marks the base of the fossil Oligo-Miocene PAZ and is associated with rapid uplift [Fitzgerrald *et al.*, 1995; Espurt *et al.*, 2011]. When plotted in the same age-elevation diagram (Figure 7), AHe ages do not exhibit a similar break-in-slope. According to the diagram, the base of the exhumed Oligo-Miocene partial retention zone

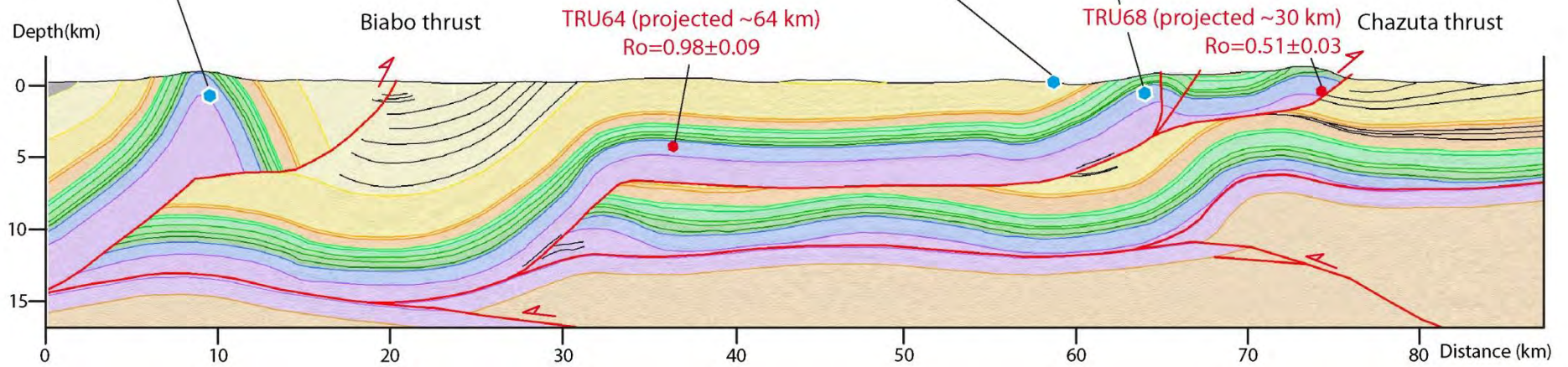
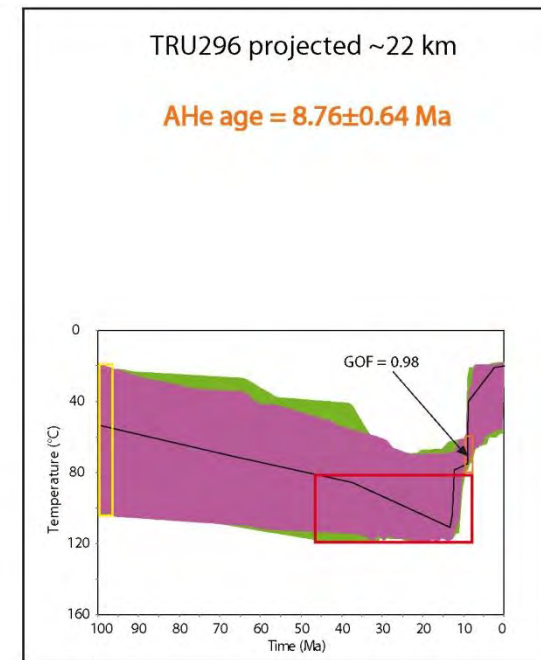
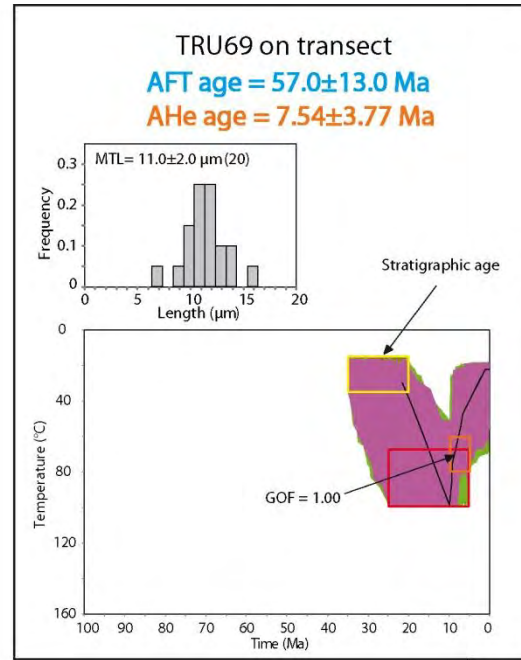
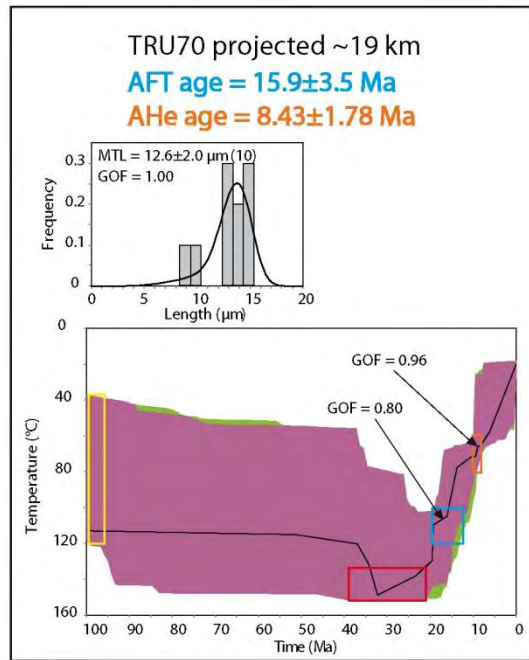
(PRZ) for the AHe system is at least above 3300 m asl (Figure 7). Exhumation of the PAZ and PRZ are interpreted as due to erosion of Paleozoic material in the uplifting hanging wall of the Eastern Cordillera crustal ramp anticline (thrust fault G, Figure 6).

In the SAZ, the AFT age of the Biabo anticline is, under limitations of analytical error, coeval with the onset of the exhumation of the EC.

The three samples analyzed for AHe dating indicate a Late Miocene erosional cooling, similar to that found in the three less elevated samples of the EC. We interpret this erosional cooling as a response to uplift resulting from thin-skin thrusting. The Miocene age of deformation is also attested in the western Subandean zone by the presence in the Miocene Chambira Fm of growth strata within the Biabo syncline and in front of the Biabo anticline (Figures 5 and 6). In the central Subandean zone the occurrence of growth strata in the Yahuarango Paleocene Fm above thrust-fold K indicates that a local deformation of the SAZ began there at this time (Figure 6 and 9).

Figure IV.8. (Next page) AFT and AHe ages, Ro data, and thermal modeling for the Subandean zone samples. The legend is the same as in Figure 5. HeFty results showing permissible thermal histories and measured versus modeled track length distributions. Yellow rectangles indicate the depositional age or T-t path at 100 Ma, the red rectangle are the estimated amount of burial before exhumation, the blue and orange rectangles corresponds to the location of the AFT and AHe closure temperature at $\pm 10^\circ\text{C}$ and within 2σ uncertainty on age respectively.. Purple envelopes correspond to good T-t paths fit with the data, green one for acceptable T-t paths for a sample and the best T-t path in black line with the corresponding goodness of fit (GOF) value are indicated (see text for details). The measured track-lengths distribution is represented by grey bars. The mean track-lengths distribution (MLT) is also indicated.

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)



Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)

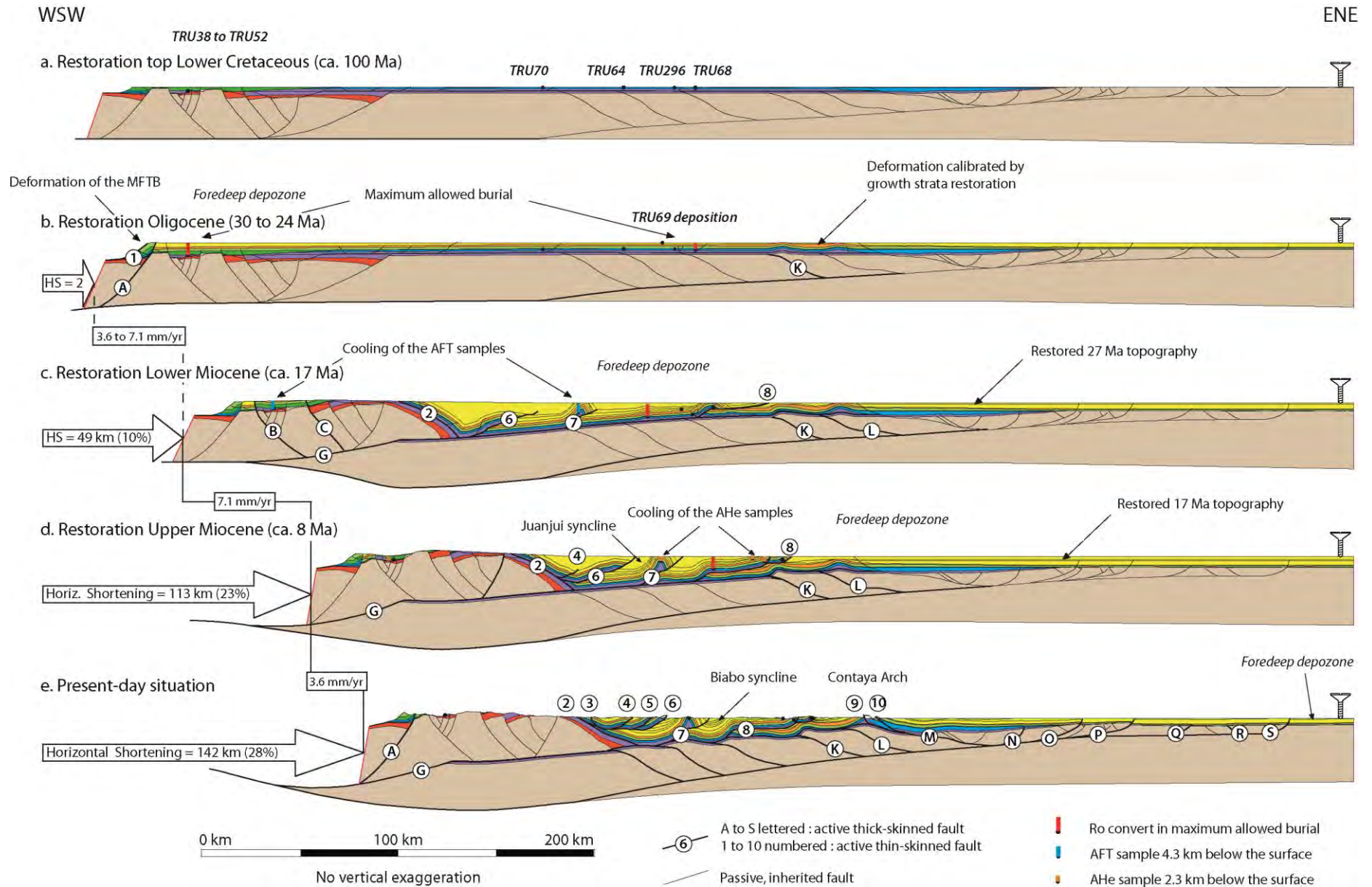


Figure IV.9. (Previous page) sequential restoration of the crustal balanced cross section illustrating the Eastern Andean orogenic wedge deformation and its propagation history (see text for the description of each stage). MFTB: Marañón Fold and Thrust Belt; HS: Horizontal shortening; AFT: Apatite Fission Track; AHe: (U-Th)/He on apatite; Shortening rates are indicated in the black rectangles between two stages in mm.yr^{-1} . The geological legend is similar as in Figures 1, 3 and 6.

V.2. Sequential Restoration and age of deformation

A five stages sequential restoration (a to e in Figure 9) was constructed in order to define the timing of thrust propagation. Initial stage (1, Figure 9a) and final stage (5, Figure 9e) are those in the balanced cross section (Figure 6). Three intermediate stages (Figure 9b, 9c, 9d) have been calibrated by burial history (R_o values), AFT and AHe ages, and growth strata geometry. For interpreting thermochronometric data, we assumed a constant geothermal gradient ($20.1^\circ\text{C.km}^{-1}$ with a surface temperature of 23°C , [Wine *et al.*, 2002]; fixed closure isotherms and no isotherms deformation during thrusting implying that thermal advection is not taken into account. The closure temperatures of AFT and AHe systems are respectively $\sim 110^\circ\text{C}$ [Gallagher *et al.*, 1998] and $\sim 70^\circ\text{C}$ [Farley, 2002], which correspond to depths of approximately 4.3 km and 2.3 km below the topography (Figure 9).

As the Aptian/Albian Cusabatabay Fm is composed of fluvial to tidal (marine) deposits [Alvarez Calderon, 1999], the initial base level was sea level. We assigned a flat geometry to the Moho at this initial stage, for the last rifting event is much older (Middle Jurassic, [Sempere *et al.*, 2002]) than our initial stage. The average slope is assumed to be similar as today's. The Early Miocene stage (ca. 17 Ma, Figure 9c) is constrained by AFT cooling ages in both the EC and SAZ (17.6, 17.6, and 15.9 Ma, Table 2).

In the Eastern Cordillera, the balanced cross-section indicates 1.5 km shortening for the fault B along with 45 km horizontal shortening on the crustal thrust fault G (Figure 9c). This shortening implies an uplift of the cordillera of 20 km compensated by 19 km flexural sinking necessary for the samples TRU38 and TRU42 to be reset but insufficient for resetting sample TRU51 (Figure 7). In the SAZ, the fact that the TRU69 AFT age was not reset suggests that the thickness of the sedimentary pile above the presently outcropping Oligo-Miocene strata was less than 4.3 km. In addition, the R_o value recorded by the sample

TRU68, that is 0.51 ± 0.03 , indicates a maximum burial of 3.2 ± 0.2 km for the Jurassic in the future hanging wall of the Chazuta thrust. These data constrain the depth of the Moho to 33.5 km and 33 km under the TRU69 and TRU68 samples. This also indicates that the age of the Chazuta thrust fault (8 in Figure 9) was ~ 17 Ma. At this time, the sample (TRU 70) transported and uplifted in the Biabo anticline was passing the base of the PAZ. The total shortening calculated for this stage is 49 km (10%, Figure 9c).

The Late Miocene stage (Figure 9d) is constrained by the AHe cooling ages (~ 8 Ma.). This implies that 64 km shortening have been accommodated by SAZ thrusts between ca. 17 and 8 Ma (Figure 9d) with a mean shortening rate of 7.1 mm.yr^{-1} . We finally calculate that 29 km shortening occurred during the last 8 Ma, indicating a shortening rate of 3.6 mm.yr^{-1} . On the whole, the 93 km shortening since the Lower Miocene yield an average shortening rate of $\sim 5.5 \text{ mm.yr}^{-1}$.

Although ages no older than ~ 17 Ma have been obtained from the thermochronometers we used, the age of the onset of the deformation might be approximated by assuming constant shortening rate. With a 3.6 mm.yr^{-1} shortening rate, the 47 km pre-Miocene shortening would have been achieved in ~ 13 Ma, and the deformation would have started at ~ 30 Ma. If applying a 7.1 mm.yr^{-1} shortening rate, then an age of 24 Ma is obtained for the onset of compressional deformation. Using the average shortening rate of 5.5 mm.yr^{-1} yields an age of 25.6 Ma. All these ages are consistent with the presence in Oligocene times of a foredeep depozone in place of the present-day EC and SAZ [Herzoza *et al.*, 2005]. The maximum sedimentary thickness of the Oligocene foredeep was 6.2 ± 0.3 km (TRU48, $R_o = 1.05 \pm 0.1$; Table 4). At this time, ongoing deformation in the Western Cordillera had been driven by basin inversion [Janjou *et al.*, 1981; Mégard, 1984; Mourier, 1988; Scherrenberg *et al.*, 2012, 2014] (faults A and I, Figures 8b). In the SAZ, the presence of growth strata above fault K (Figure 8b) in the Yahuarango Fm demonstrates that syn-sedimentary compressional deformation or diapirism occurred locally during the Paleocene.

V.3. Implications for the origin of the growth of north-central Andes

The sequential structural restoration of the Eastern Andean orogenic wedge and adjacent Maraón foredeep supported by AFT and (U-Th)/He (AHe) ages, and vitrinite reflectance (R_o) measurements indicate that the deformation in the EC and SAZ started between 30 and 24 Ma, and has (continuously) migrated eastwards since then. Deformation

has been primarily controlled by basement thrusts. The deformation started in the future Subandean zone (Huallaga basin) with the westward propagation of a crustal west verging duplex underlying the Huallaga basin, floored by an east verging low-angle fault. The eastern-most horse of this duplex was constituted by the pre-Cretaceous Marañón extensional basin. The west verging thrust-faults of the duplex are thought to have been re-activated Permian thrust faults ('Jurua orogenesis'). Incipient ramp anticlines of the east of the duplex controlled the deposition of the Paleocene and Lower Miocene. The Eastern Cordillera formed then (Lower Miocene, ca. 17 Ma.) as a thick crustal ramp anticline transported along the inverted eastern boundary fault of the Upper Permian-Lower Jurassic extensional basin with a limited inversion of internal high-angle extensional faults. The transport of the Eastern Cordillera on to the roof fault of the adjacent basement duplex was responsible for the formation of the thrust-fold structures of the Subandean zone. At this time, the thrust faults of the duplex had been continuing to work, deforming the base of the upper series but no more controlling the deposition.

A similar structure has been observed in the Ucayali – Marañón area, central Peru [Espurt *et al.*, 2008]. There, a basement duplex constituted by a series of ramp anticlines, 10 to 1 km wide, has affected strata with ages going from Silurian to Pliocene. As in northern Peru, the crustal ramp anticline forming the Eastern Cordillera (Merced dome) appears as the western-most of the duplex horses, transported on to the roof fault. However, growth strata in the Early Carboniferous had been controlled by basement ramp anticlines. This and the deposition of parallel strata over the late Carboniferous unconformity indicate that the basement ramp anticlines deforming the post-Carboniferous strata were re-activated Early Carboniferous and not Permian thrust faults as in northern Peru.

In southern Peru emergent basement thrusts seem to be at the origin of the deformation of the Internal duplex and Subandes [Espurt *et al.*, 2011] but no basement thrusts have been identified underneath. In Bolivia, large basement thrusts are inferred to underlie the Eastern Cordillera except the Subandes [Baby *et al.*, 1997; Kley, 1999; McQuarrie, 2002, Müller *et al.*, 2002; Uba *et al.*, 2006; McQuarrie *et al.*, 2008a; Barnes *et al.*, 2008]. For Baby *et al.*, [1997], the basement structure consists of an east verging duplex and the uplift of the eastern EC was a result of the stacking of the easternmost horses. For McQuarrie, [2002], Barnes *et al.*, [2008] and Eichelberger *et al.*, [2013], the EC is underlain by two stacked thin and large basement thrust sheets (aspect ratio 1:10 to 1:15) overlying a deeper basement. The uplift of the EC is attributed either to a ramp in the deeper basement or to a more local antiformal stack

in front of the upper of the stacked thrust sheets (*McQuarrie et al.*, [2008a], Figures 3a and 3b). For *Müller et al.*, [2002] and *Elger et al.*, [2005], the basement structure is more complex and involves stacked shorter basement thrust sheets with opposite eastward and westward displacements. The essential differences between northern and central Peru in one hand and Bolivia in another hand are therefore (1) that the basement underlying the Subandes is involved in their deformation in northern and central Peru and not in Bolivia, and (2) that the Eastern Cordillera crustal ramp anticline involves a Permian, Triassic and Jurassic extensional basin whereas in Bolivia (and southern Peru) Mesozoic strata had been deposited in continuity with Paleozoic strata in spite of local unconformities or thickness variations.

A comparison with the age (30 to 24 Ma) of the onset of the Subandean shortening obtained in the present study and those obtained by the previous studies (summarized in *Espurt et al.*, [2011]) show that this age is close to those in northern and central Bolivia (25 – 19 Ma, *Horton*, [2005]; *Barnes et al.*, [2006]; [2008]; *McQuarrie et al.*, [2008a]). This age is somewhat older than that in central Peru (14 Ma, *Espurt et al.*, [2011]) which is itself close to the ages obtained in southern Bolivia and northern Argentina (16 to 9.9 Ma, *Echavarría et al.*, [2003]; *Ege et al.*, [2007]; *Uba et al.*, [2009]). Even though these data have to be completed in the north (Ecuador and Colombia) it appears that the age distribution does not follow a simple large-scale structural trend with younger ages away from the hinge of the Bolivian orocline. Causes of this apparently uneven age distribution are therefore to be researched in the peculiarities of the wedge front in the considered area, the characteristics of the inverted basins, or the geometry of pre-existing structures.

On another ground, *Horton*, [2005], *Barnes et al.*, [2006, 2008, 2012], *McQuarrie et al.*, [2008a, 2008b] have proposed that the width of the Subandes and strain concentration therein had been controlled by precipitations with increased erosion under wetter tropical climate limiting thrust belt propagation without limiting bulk shortening. This proposition is supported by a comparison of shortening strain in the north (41% and 55%) and in the south (32%) of the Bolivian Orocline along with the width of the Subandean zone in these areas (96, 56, and 139 km) [*McQuarrie et al.*, 2008b]. In our study area, the shortening strain in the Subandean zone is estimated at ~31%. This value is close to that obtained by *Espurt et al.*, [2008] in the Subandes of central Peru (28% - 30%) and *McQuarrie et al.*, [2002] in southern Bolivia (32%) but markedly less than that found by *McQuarrie et al.*, [2008a] in northern Bolivia (41% and 55%). As our study area is situated between 5° and 8°S under a wet tropical climate which has reigned there since at least the Early Miocene [*Antoine et al.*, 2006;

Hoorn et al., 2010], the smaller shortening strain in northern and central Peru shows that thrust belt propagation has not been limited there by high rate precipitation. Because northern (and also central) Peru present the peculiarity of displaying basement structures underlying the Subandes (the present study and *Espurt et al.*, [2008]), we suggest that the propagation of the Subandean thrust belt has been triggered by the reactivation of these structures since the early Miocene (and probably the late Oligocene).

VI. CONCLUSION

The balanced cross-section shows that the thrust system of the Subandean zone and easternmost foreland basin has been driven by the reactivation of pre-existing Paleozoic thrust and extensional faults underlying the Subandes and the foreland basin. The eastward propagation of a crustal ramp anticline transported along the inverted outer margin fault of a Permian-Triassic-Jurassic extensional basin, gave rise to the Eastern Cordillera and was responsible for the essential of the Subandean deformation. The total shortening calculated from the balanced cross-section is 142 km representing a shortening strain of 28%. The shortening strain of the Subandes is ~31%.

A sequential restoration calibrated by AHe and AFT dating and R_o values show that shortening rates vary from 7.1 mm.yr^{-1} between 17 and 8 Ma to 3.6 mm.yr^{-1} between 8 Ma and today, with an average rate of 5.5 mm.yr^{-1} between 17 Ma and today. If assuming such shortening rates for the first 47 km of horizontal shortening, the onset of Subandean shortening occurred between 30 and 24 Ma.

When compared with the south-Peruvian and Bolivian Andes the age of the onset of the Subandean deformation in northern Peru revealed by the present study is close to those in central Bolivia [*McQuarrie*, 2002; *Müller et al.*, 2002; *Uba et al.*, 2006; *McQuarrie et al.*, 2008a; *Barnes et al.*, 2008] but older than those in central Peru [*Espurt et al.*, 2008], northern Bolivia [*McQuarrie*, 2008a], and southern Bolivia and northern Argentina [*Echavarría et al.*, 2003; *Ege et al.*, 2007; *Uba et al.*, 2009]. This indicates that the age distribution is not a simple function of the distance to the hinge of the Bolivian orocline.

The shortening strain in the Subandean zone of the wet tropical northern Peru (and also central Peru, *Espurt et al.*, [2008]) being significantly smaller than those in the wet

northern Bolivia [McQuarrie *et al.*, 2008a, 2008b; Barnes *et al.*, 2008] but close to those in the dryer southern Bolivia [McQuarrie *et al.*, 2008a, 2008b; Barnes *et al.*, 2008] shows that the high precipitation regime of northern Peru since the early Miocene has been unable to limit thrust belt propagation. Because northern and central Peru present the peculiarity of displaying reactivated pre-existing basement structures underlying the Subandes, we suggest that the greater propagation of the Subandes has been a result of this reactivation of basement structures.

ACKNOWLEDGMENT

This research project was conducted thanks to the IRD-PERUPETRO S.A. and IRD-TOTAL research agreements. Midland valley is to be acknowledged for providing academic agreement to the Université Paul Sabatier. We are grateful to K.A. Farley and L. Hedges to have performed the apatite (U–Th)/He dating at California Institute of Technology.

REFERENCES OF THE CHAPTER 4

- Alvarez-Calderon, E. M. (1999), Changes observed in the reservoir characteristics of Cretaceous sediments across the Chazuta thrust fault, Huallaga basin, Peru, INGEPET 1999 (Expr-1-EA-10)15 pp.
- Antoine, P. O., D. De Franceschi, J. J. Flynn, A. Nel, P. Baby, M. Benammi, Y. Calderon, N. Espurt, A. Goswami, and R. Salas-Gismondi (2006), Amber from western Amazonia reveals Neotropical diversity during the middle Miocene., *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 103(37), 13595-13600, doi: 10.1073/pnas.0605801103.
- Baby, P., P. Rochat, G. Mascle, and G. Hérail (1997), Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes, *Geology*, 25(10), 883-886, doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0883:NSCTCT>.
- Balmino, G., N. Vales, S. Bonvalot, and A. Briais (2012), Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies, *J. Geodesy*, 86(7), 499-520, doi: 10.1007/s00190-011-0533-4.
- Barbarand, J., A. Carter, I. Wood, and T. Hurford (2003a), Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite, *Chem. Geol.*, 198(1-2), 107-137, doi: 10.1016/S0009-2541(02)00424-2.
- Barbarand, J., T. Hurford, and A. Carter (2003b), Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling, *Chem. Geol.*, 198(1-2), 77-106, doi: 10.1016/S0009-2541(02)00423-0.
- Barnes, J. B., T. A. Ehlers, N. Insel, N. McQuarrie, and C. J. Poulsen (2012), Linking orography, climate, and exhumation across the central Andes, *Geology*, 40(12), 1135-1138, doi: 10.1130/g33229.1.
- Barnes, J. B., T. A. Ehlers, N. McQuarrie, P. B. O'Sullivan, and J. D. Pelletier (2006), Eocene to recent variations in erosion across the central Andean fold-thrust belt, northern Bolivia: Implications for plateau evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 248(1-2), 118-133, doi: 10.1016/j.epsl.2006.05.018.
- Barnes, J. B., T. A. Ehlers, N. McQuarrie, P. B. O'Sullivan, and S. Tawackoli (2008), Thermochronometer record of central Andean plateau growth, Bolivia (19.5°S), *Tectonics*, 27(3), doi: 10.1029/2007TC002174.

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)

- Barragan, R., P. Baby, and R. Duncan (2005), Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236(3-4), 670-690, doi: 10.1016/j.epsl.2005.03.016.
- Boyer, S. E., and D. Elliott (1982), Thrust Systems, *AAPG Bull.*, 66(9), 1196-1230.
- Brandon, M. T. (1992), Decomposition of Fission-Track Grain-Age Distributions, *Am. J. Sci.*, 292(8), 535-564, doi: 10.2475/ajs.292.8.535.
- Brandon, M. T. (1996), Probability density plot for fission-track grain-age samples, *Radiat. Meas.*, 26(5), 663-676, doi: 10.1016/S1350-4487(97)82880-6.
- Brandon, M. T., M. K. Roden-Tice, and J. I. Garver (1998), Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110(8), 985-1009, doi: 10.1130/0016-7606(1998)110<0985:LCEOTC>2.3.CO;2.
- Bump, A. P., L. Kennan, and F. J. A. (2008), Deformation history of the Andean foreland, Peru, and its implication on present-day structure, INGEPET 2008 (Expr-3-AB-05)11 pp.
- Burtner, R. L., A. Nigrini, and R. A. Donelick (1994), Thermochronology of Lower Cretaceous Source Rocks in the Idaho-Wyoming Thrust Belt, *AAPG Bull.*, 78(10), 1613-1636.
- Cabrera La Rosa, A., and G. Petersen (1936), Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del Departamento de Puno: Cuerpo Ing. Minas Pet., 115, 1-110.
- Calderon, Y., P. Baby, A. Eude, S. Brusset, J. Calvez, M. Roddaz, and E. Martinez (2012), The southern Marañón basin: an active foredeep wedge-top transition zone inherited from pre-Cretaceous structures, *XV Congress Soc. Geol. Peru*, Lima, Peru.
- Cardona, A., U. G. Cordani, J. Ruiz, V. A. Valencia, R. Armstrong, D. Chew, A. Nutman, and A. W. Sanchez (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, *J. Geol.*, 117(3), 285-305, doi: 10.1086/597472.
- Carlson, W. D., R. A. Donelick, and R. A. Ketcham (1999), Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results, *Am. Mineral.*, 84(9), 1213-1223.
- Chew, D. M., U. Schaltegger, J. Kosler, M. J. Whitehouse, M. Gutjahr, R. A. Spikings, and A. Miskovic (2007), U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 119(5-6), 697-711, doi: 10.1130/B26080.1.
- Cobbold, P. R., E. A. Rossello, P. Roperch, C. Arriagada, L. A. Gomez, and C. Lima (2007), Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America, in *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*, edited by A. C. Ries, R. W. H. Butler and R. H. Graham, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, London, 272, 321-343.
- Cortés, M., B. Colletta, and J. Angelier (2006), Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia, *J. S. Am. Earth Sci.*, 21(4), 437-465, doi: 10.1016/j.jsames.2006.07.004.
- Dahlstrom, C. D. A. (1969), Balanced cross sections, *Can. J. Earth Sci.*, 6(4), 743-757, doi: 10.1139/e69-069.
- DeCelles, P. G., and B. K. Horton (2003), Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115(1), 58-77, doi: 10.1130/0016-7606(2003)115<0058:ETMTFB>2.0.CO;2.
- Devlin, S., B. L. Isacks, M. E. Pritchard, W. D. Barnhart, and R. B. Lohman (2012), Depths and focal mechanisms of crustal earthquakes in the central Andes determined from teleseismic waveform analysis and InSAR, *Tectonics*, 31(2), doi: 10.1029/2011TC002914.
- Donelick, R. A., R. A. Ketcham, and W. D. Carlson (1999), Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects, *Am. Mineral.*, 84(9), 1224-1234.
- Dunbar, C. O., and N. D. Newell (1946), Marine early Permian of the Central Andes and its faunal faunas, *Am. J. Sci.*, 244, 377-402.
- Echavarría, L., R. Hernandez, R. Allmendinger, and J. Reynolds (2003), Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution, *AAPG Bull.*, 87(6), 965-985.

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)

- Ege, H., E. R. Sobel, E. Scheuber, and V. Jacobshagen (2007), Exhumation history of the southern Altiplano plateau (southern Bolivia) constrained by apatite fission track thermochronology, *Tectonics*, 26(1), doi: 10.1029/2005TC001869.
- Eichelberg, N., N. McQuarrie, T. A. Elhers, E. Enkelmann, J. B. Barnes, and R. O. Lease (2013), New constraints on the chronology, magnitude, and distribution of deformation within the central Andean orocline, *Tectonics*, 32(5), 1432-1453, doi: 10.1002/tect.20073.
- Elger, K., O. Oncken, and J. Glodny (2005), Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano, *Tectonics*, 24(4), doi: 10.1029/2004TC001675.
- Espurt, N., J. Barbarand, M. Roddaz, S. Brusset, P. Baby, M. Saillard, and W. Hermoza (2011), A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12°S): Implications for growth of the northern Andean Plateau, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123(9-10), 2050-2068, doi: 10.1130/B30165.1.
- Espurt, N., S. Brusset, P. Baby, W. Hermoza, R. Bolanos, D. Uyen, and J. Deramond (2008), Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru, *Tectonics*, 27(3), doi: 10.1029/2007TC002238.
- Farley, K. A. (2002), (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications, in *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*, edited by P. D. Porcello, C. J. Ballentine and R. Wieler, 47, 819-844, doi: 10.2138/rmg.2002.47.18.
- Farley, K. A., R. A. Wolf, and L. T. Silver (1996), The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60(21), 4223-4229, doi: 10.1016/S0016-7037(96)00193-7.
- Fitzgerald, P. G., R. B. Sorkhabi, T. F. Redfield, and E. Stump (1995), Uplift and Denudation of the Central Alaska Range: A Case-Study in the Use of Apatite Fission-Track Thermochronology to Determine Absolute Uplift Parameters, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100(B10), 20175-20191, doi: 10.1029/95JB02150.
- Galbraith, R. F., and P. F. Green (1990), Estimating the component ages in a finite mixture, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17(3), 197-206, doi: 10.1016/1359-0189(90)90035-V.
- Galbraith, R. F., and G. M. Laslett (1993), Statistical models for mixed fission track ages, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 21(4), 459-470, doi: 10.1016/1359-0189(93)90185-C.
- Galbraith, R. F., R. G. Roberts, G. M. Laslett, H. Yoshida, and J. M. Olley (1999), Optical dating of single and multiple grains of quartz from jinnium rock shelter, northern Australia, part 1, Experimental design and statistical models, *Archaeometry*, 41, 339-364, doi: 10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x.
- Gallagher, K., R. Brown, and C. Johnson (1998), Fission track analysis and its applications to geological problems, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 519-572, doi: 10.1146/annurev.earth.26.1.519.
- Gautheron, C., N. Espurt, J. Barbarand, M. Roddaz, P. Baby, S. Brusset, L. Tassan-Got, and E. Douville (2013), Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry, *Basin Res.*, 25(4), 419-435, doi: 10.1111/bre.12012.
- Gotberg, N., N. McQuarrie, and V. C. Carlotto (2010), Comparison of crustal thickening budget and shortening estimates in southern Peru (12–14°S): Implications for mass balance and rotations in the “Bolivian orocline” *Geol. Soc. Am. Bull.*, 122(5-6), 727-742, doi: 10.1130/B26477.1
- Green, P. F. (1981), A new look at statistics in fission-track dating, *Nucl. Tracks*, 5(1-2), 77-86, doi: 10.1016/0191-278X(81)90029-9.
- Green, P. F., I. R. Duddy, G. M. Laslett, K. A. Hegarty, A. J. W. Gleadow, and J. F. Lovering (1989), Thermal annealing of fission tracks in apatite 4: quantitative modelling techniques and extension to geological timescales, *Chem. Geol. (Isot. Geosci. section)*, 79(2), 155-182, doi: 10.1016/0168-9622(89)90018-3.
- Haeberlin, Y., R. Moritz, L. Fontbote, and M. Cosca (2004), Carboniferous orogenic gold deposits at Pataz, Eastern Andean Cordillera, Peru: Geological and structural framework, paragenesis, alteration, and Ar-40/Ar-39 geochronology, *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.*, 99(1), 73-112, doi: 10.2113/99.1.73.
- Hermoza, W., S. Brusset, P. Baby, W. Gil, M. Roddaz, N. Guerrero, and M. Bolanos (2005), The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes, *J. S. Am. Earth Sci.*, 19(1), 21-34, doi: 10.1016/j.jsames.2004.06.005.
- Hoorn, C., F. P. Wesselingh, H. ter Steege, M. A. Bermudez, A. Mora, J. Sevink, I. Sanmartin, A. Sanchez-Meseguer, C. L. Anderson, J. P. Figueiredo, C. Jaramillo, D. Riff, F. R. Negri, H. Hooghiemstra, J. Lundberg, T. Stadler, T. Saerkinen, and A. Antonelli (2010), Amazonia Through Time: Andean Uplift,

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)

- Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity, *Science*, 330(6006), 927-931, doi: 10.1126/science.1194585.
- Horton, B. K. (2005), Revised deformation history of the central Andes: Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia, *Tectonics*, 24(3), doi: 10.1029/2003TC001619.
- Hossack, J. R. (1979), The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review, *J. Geol. Soc.*, 136(3), 705-711, doi: 10.1144/gsjgs.136.6.0705.
- Hurford, A. J. (1990), Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology, *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Section)*, 80(2), 171-178, doi: 10.1016/0168-9622(90)90025-8.
- International Gravimetric Bureau (2012), in *The Geodesist's Handbook 2012*, vol. 86, edited by H. Drewes, et al., *J. Geodesy*. doi: 10.1007/s00190-012-0584-1.
- Jaillard, E., P. Soler, G. Carlier, and T. Mourier (1990), Geodynamic Evolution of the Northern and Central Andes During Early to Middle Mesozoic Times - a Tethyan Model, *J. Geol. Soc.*, 147(1009-1022), doi: 10.1144/gsjgs.147.6.1009.
- Janjou, D., J. Bourgeois, F. Mégard, and J. Sornay (1981), Rapports paléogéographiques et structuraux entre Cordillères occidentale et orientale des Andes nord péruviennes : les écaïlles du Marañon (7° Sud, Départements de Cajamarca et de Amazonas, Pérou), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 23(6), 697-705.
- Ketcham, R. A. (2005), Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, in *Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications*, vol. 58, edited by P. W. Reiners and T. A. Ehlers, pp. 275-314, *Rev. Mineral. Geochem.*, doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.
- Ketcham, R. A., A. Carter, R. A. Donelick, J. Barbarand, and A. J. Hurford (2007), Improved modeling of fission-track annealing in apatite, *Am. Mineral.*, 92(5-6), 799-810, doi: 10.2138/am.2007.2281.
- Ketcham, R. A., R. A. Donelick, M. L. Balestrieri, and M. Zattin (2009), Reproducibility of apatite fission-track length data and thermal history reconstruction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 284(3-4), 504-515, doi: 10.1016/j.epsl.2009.05.015.
- Ketcham, R. A., R. A. Donelick, and W. D. Carlson (1999), Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales, *Am. Mineral.*, 84(9), 1235-1255.
- Kley, J. (1996), Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia, *Tectonics*, 15(4), 763-775, doi: 10.1029/95TC03868.
- Kummel, B. (1946), Petroleum geology of the Santa Clara region, report on geological field studies. Departamento de Petroleo, Campo Santa Clara, 163 pp, Lima.
- Kummel, B. (1950), Stratigraphic Studies in Northern Peru, *Am. J. Sci.*, 248(249-263), doi: 10.2475/ajs.248.4.249.
- Lease, R. O., and T. A. Ehlers (2013), Incision into the Eastern Andean Plateau During Pliocene Cooling, *Science*, 341(6147), 774-776, doi: 10.1026/science.1239132.
- McLaughlin, D. H. (1924), Geology and physiography of the Peruvian cordillera, departments of Junin and Lima, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 35, 591-632.
- McQuarrie, N. (2002), Initial plate geometry, shortening variations, and evolution of the Bolivian orocline, *Geology*, 30(10), 867-870, doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0867:IPGSVA>2.0.CO;2
- McQuarrie, N., J. B. Barnes, and T. A. Ehlers (2008a), Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15-17°S), *Tectonics*, 27(3), doi: 10.1029/2006TC002054.
- McQuarrie, N., T. A. Ehlers, J. B. Barnes, and B. Meade (2008b), Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes, *Geology*, 36(12), 999-1002, doi: 10.1130/G25124A.1.
- Mégard, F. (1978), Etude géologique du Pérou Central: Contribution à l'étude géologique des Andes N°1, 310 pp, Paris.
- Mégard, F. (1984), The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru, *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, 893-900, doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0893.
- Montgomery, D. R., G. Balco, and S. D. Willett (2001), Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, *Geology*, 29(7), 579-582, doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2.

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)

- Mora, A., P. Baby, M. Roddaz, M. Parra, S. Brusset, W. Hermoza, and N. Espurt (2010), Tectonic history of the Andes and sub-Andean zones: implications for the development of the Amazon drainage basin, in *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A look into the Past, 1st edition*, edited by C. Hoorn and F. P. Wesselingh.
- Moretti, I., and J. P. Callot (2012), Area, length and thickness conservation: Dogma or reality?, *J. Struct. Geol.*, 41(64-75, doi: 10.1016/j.jsg.2012.02.014.
- Mourier, T. (1988), La transition entre les Andes marginales et les Andes cordillerales à ophiolites: Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huacabamba (3°S à 8°S; Nord Pérou-Sud Equateur), Thèse d'état, 302 pp, Université Paris XI, Orsay.
- Müller, J. P., J. Kley, and V. Jacobshagen (2002), Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S), *Tectonics*, 21(5), 1-24, doi: 10.1029/2001TC001340.
- Newell, N. D., J. Chronic, and T. G. Roberts (1953), Upper Paleozoic of Peru, 276 pp.
- Pardo-Casas, F., and P. Molnar (1987), Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, 6(3), 233-248, doi: 10.1029/TC006i003p00233.
- Paterson, M. S., and T.-f. Wong (2005), Experimental Rock Deformation - The Brittle Field, 237 pp., Springer Berlin Heidelberg, Berlin.
- Ramos, V. A. (2010), The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes, *Geol. J.*, 45(1), 2-25, doi: 10.1002/gj.1193.
- Rochat, P., G. Hérail, P. Baby, and G. Mascle (1999), Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'altiplano, *C. R. Acad. Sci. (Paris), Serie IIA: Sci. Terre Planet.*, 328(189-195, doi: 10.1016/S1251-8050(99)80095-0.
- Roddaz, M., W. Hermoza, A. Mora, P. Baby, P. M., F. Christophoul, S. Brusset, and N. Espurt (2010), Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system, in *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A look into the Past, 1st edition*, edited by C. Hoorn and F. P. Wesselingh.
- Roeder, D. (1988), Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia), *Tectonics*, 7(1), 23-39, doi: 10.1029/TC007i001p00023.
- Rosas, S., L. Fontbote, and A. Tankard (2007), Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucara Basin, central Peru, *J. S. Am. Earth Sci.*, 24(1), 1-24, doi: 10.1016/j.jsames.2007.03.002.
- Sanchez, A. (1995), Geología de los cuadrangulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebmba y Bolivar, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 56 INGEMMET, Lima, 287 pp.
- Sanchez, A., J. Chira, and M. Valencia (1997), Geología de los cuadrangulos de Tarapoto, papa Playa, Utcuarcay y Yanayacu, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 94 INGEMMET, Lima, 237 pp.
- Sanchez, A. F., and I. T. Herrera (1998), Geología de los Cuadrangulos de Moyobamba, Saposoa y Juanjui, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geologica Nacional*, 122 INGEMMET, Lima, 261 pp.
- Sanchez, J., B. K. Horton, E. Tesson, A. Mora, R. A. Ketcham, and D. F. Stockli (2012), Kinematic evolution of Andean fold-thrust structures along the boundary between the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley basin, Colombia, *Tectonics*, 31(3), doi: 10.1029/2011TC003089.
- Scherrenberg, A. F., R. J. Holcombe, and G. Rosenbaum (2014), The persistence and role of basin structures on the 3D architecture of the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru, *J. S. Am. Earth Sci.*, 51, 45-58, doi: 10.1016/j.jsames.2013.12.007.
- Scherrenberg, A. F., J. Jacay, R. J. Holcombe, and G. Rosenbaum (2012), Stratigraphic variations across the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru: Implications for the basin architecture of the West Peruvian Trough, *J. S. Am. Earth Sci.*, 38, 147-158, doi: 10.1016/j.jsames.2012.06.006.
- Schmitz, M. (1994), A balanced model of the southern Central Andes, *Tectonics*, 13(2), 484-492, doi: 10.1029/93TC02232.
- Sempere, T., G. Carlier, P. Soler, M. Fornari, V. Carlotto, J. Jacay, O. Arispe, D. Neraudeau, J. Cardenas, S. Rosas, and N. Jimenez (2002), Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental (5-8°S)

- its bearing on Andean-age tectonics, *Tectonophysics*, 345(1-4), 153-181, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00211-6.
- Shuster, D. L., R. M. Flowers, and K. A. Farley (2006), The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 249(3-4), 148-161, doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.028.
- Strecker, M. R., R. N. Alonso, B. Bookhagen, B. Carrapa, G. E. Hilley, E. R. Sobel, and M. H. Trauth (2007), Tectonics and climate of the southern central Andes, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35(747-787), doi: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.
- Sweeney, J. J., and A. K. Burnham (1990), Evaluation of a Simple-Model of Vitrinite Reflectance Based on Chemical-Kinetics, *AAPG Bull.*, 74(10), 1559-1570.
- Tassara, A., H. J. Götze, S. Schmidt, and R. Hackney (2006), Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin, *J. Geophys. Res.*, 111(doi: 10.1029/2005JB003976).
- Uba, C., C. Heubeck, and C. Hulka (2006), Evolution of the late Cenozoic Chaco foreland basin, Southern Bolivia, *Basin Res.*, 18(145-170), doi: 10.1111/j.1365-2117.00291.x.
- Uba, C., J. Kley, M. R. Strecker, and A. K. Schmitt (2009), Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt: The role of enhanced erosion and clastic wedge progradation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 281(3-4), 134-146, doi: 10.1016/j.epsl.2009.02.010.
- Uba, C. E., M. R. Strecker, and A. K. Schmitt (2007), Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the central Andes during the late Miocene, *Geology*, 35(11), 979-982, doi: 10.1130/G224025A.1.
- Vermeesch, P. (2009), RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots, *Radiat. Meas.*, 44(4), 409-410, doi: 10.1016/j.radmeas.2009.05.003.
- Wilson, J. J. (1963), Cretaceous Stratigraphy of Central Andes of Peru, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 47(1), 1-34.
- Wilson, J. J. (1985), Geología de los cuadrangulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendin, Pacasmayo, Chepen, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 38 INGEMMET, Lima, 104 pp.
- Wilson, J. J., and L. Reyes Rivera (1964), Geología del Cuadrangulo de Pataz, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 9 INGEMMET, Lima, 91 pp.
- Wine, G., D. Vetrici, J. Arcuri, E. Martinez, C. Monges, J. Fernandez, Y. Calderon, and C. Galdos (2002), Final Report on the Huallaga basin and adjacent area, The hydrocarbon potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañon Basins Study, *Parsep report*, 74 pp, Lima.
- Zeitler, P. K., A. L. Herczeg, I. McDougall, and M. Honda (1987), U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51(10), 2865-2868, doi: 10.1016/0016-7037(87)90164-5.

Chapitre V

Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale

I. INTRODUCTION

Les résultats présentés dans les chapitres précédents (chapitres 1, 3 et 4) ont montré que la déformation se localise actuellement sur le plan de subduction ainsi que sous le bassin Marañón en zone Subandine. En outre, la déformation toujours active du prisme orogénique s'initiant à l'Oligocène, ne s'enregistre sous forme d'exhumation dans la vallée du Marañón qu'à partir du Miocène inférieur (ca. 17 Ma, *Eude et al.*, soumis, chapitre 4). Qu'en est-il de l'histoire de la déformation et de la surrection du prisme orogénique occidental ? Si l'histoire de la déformation de la Cordillère Occidentale est attribuée à la période fini Crétacé - Paléogène (voir chapitre 3 et références par la suite), il reste à déterminer précisément le début et la fin de la période de déformation de ce prisme. De surcroit, la quantité de raccourcissement pour cette partie du prisme orogénique n'a été qu'évaluée [*Mourier*, 1988] sans construction de coupes équilibrées. Pourtant, le long de ce transect, la Cordillère Occidentale est un lieu tout-à-fait privilégié pour les études structurales car c'est le seul endroit des Andes Centrales où les structures ne sont ni entièrement masqués par les épisodes de sédimentation syn à post-orogénique ou par le fonctionnement de l'arc magmatique, ni affectées de grandes failles normales comme celle de la Cordillère Blanche [p.e., *Giovanni et al.*, 2010]. L'histoire de la surrection de la Cordillère Occidentale, liée au raccourcissement tectonique ou au fonctionnement de l'arc magmatique, reste également très peu contrainte dans cette région [*Noble et al.*, 1990].

Le chapitre se divise en deux parties. Dans un premier temps nous essayerons de contraindre la géométrie de la Cordillère Occidentale à partir de la construction d'une coupe équilibrée, elle-même élaborée à partir des travaux de terrain et d'une compilation de données de surface. Puis dans un second temps, nous proposerons une chronologie de la déformation et de la surrection de la Cordillère Occidentale à partir de travaux de terrain associés à de multiples datations U-Pb, K-Ar et Ar-Ar sur différents minéraux (de la littérature et de cette étude), d'âges AFT (également tirés de la littérature et de cette étude), enfin d'âges AHe et d'âges ^{14}C .

II. CADRE GEOLOGIQUE ET TRAVAUX ANTERIEURS

La Cordillère Occidentale s'étend de Trujillo sur la côte Pacifique, à la vallée du fleuve Marañón (Figure V.1). La zone étudiée est située entre 500 et 600 km au nord de Lima. Dans la littérature des années 1980, cette zone est décrite comme divisée en trois domaines structuraux (d'Est en Ouest) : la chaîne du Marañón (Figures V.1 et V.3), le domaine plissé de la Cordillère Occidentale, autrement appelé « déflexion de Cajamarca », du fait de la déflexion des structures (Figure V.3), puis le domaine côtier [Mégard, 1984 ; Mourier, 1988]. Il ressort de cette étude que les structures de ces trois domaines sont géométriquement étroitement reliées et constituent alors un seul domaine structural. Cependant, dans le chapitre, j'utiliserai les trois dénominations pour décrire les zones.

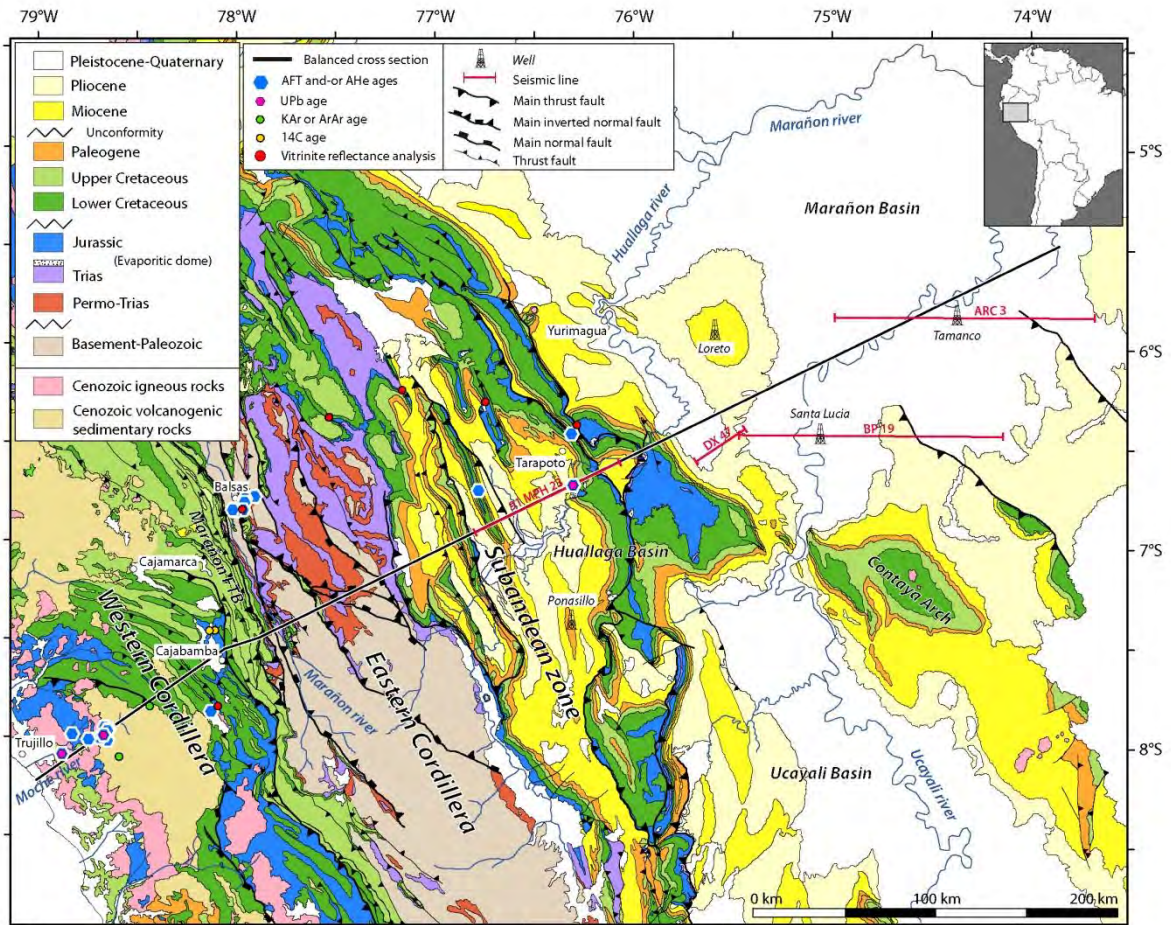


Figure V.1. Localisation de la Cordillère Occidentale sur la carte géologique de toute la zone étudiée (Annexe A) avec les datations et données. FTB, Fold and Thrust Belt.

Les différentes unités morpho-structurales qui constituent la Cordillère Occidentale sont présentées d'est en ouest. La colonne stratigraphique de la Cordillère Occidentale, décrite dans le chapitre 3, est présentée en Figure V.2. La carte géologique (Figure V.3) a été réalisée à partir d'une mosaïque des cartes au 100 000^e qui accompagnent les bulletins d'Ingemmet [Cossio, 1964 ; Cossio et Jaen, 1967 ; Wilson et Reyes Rivera, 1964 ; Reyes Rivera, 1974 ; 1980 ; Wilson, 1985].

II.1. La chaîne du Marañón

La chaîne du Marañón (Figure V.1, V.3) ou « écailles du Marañón » [Mégard, 1978 ; 1984 ; Janjou et al., 1981 ; Mourier, 1988] marque la frontière des cordillères orientale et occidentale. Cette chaîne constitue la partie de la Cordillère Occidentale dans laquelle les chevauchements ont une direction ~N150. Les structures sont incisées sur plusieurs milliers de mètres par les affluents du fleuve Marañón de manière transversale. Ces canyons forment ainsi des coupes naturelles. C'est dans cette zone qu'a été datée historiquement la déformation de la Cordillère Occidentale [p.e., Mégard, 1978 ; Janjou et al., 1981 ; Mégard, 1984 ; Mourier, 1988 ; Noble et al., 1990]. Dans le chapitre 3, ont été décrits les hiatus de sédimentations des formations crétacées supérieures qui ont été interprétés comme marquant l'initiation de la déformation (la phase péruvienne de Steinmann, [1929]) de manière éparse. Les formations du Cénomanién au Campanien sont impliquées dans la déformation alors que les formations du Santonien au Paléocène (chapitre 3) sont soit impliquées, soit scellent les structures (Figure V.3).

La formation continentale Chota (Figure V.2 et chapitre 3) enregistre la période de déformation majeure (~60-44 Ma) de la cordillère [Reyes Rivera, 1980 ; Janjou et al., 1981 ; Mégard, 1984 ; Jaillard, 1987 ; Mourier, 1988]. Elle est, en effet, déposée en discordances progressives sur le reste de la pile et initiée par une surface d'érosion sur la chaîne du Marañón (voir chapitre 3). Dans la chaîne du Marañón, ces couches rouges sont impliquées dans la déformation [Janjou et al., 1981 ; Mourier, 1988]. La période de déformation éocène a été dénommée « phase » incaïque [Steinmann, 1929 ; Mégard, 1984 ; Noble et al., 1990]. A plus de 150 km de la zone, sa partie supérieure a été datée partiellement avec deux âges K-Ar sur roche totale par Noble et al., [1990] à ~50 et 44±1.0 Ma. Mais entre le Santonien et l'Eocène, ce remplissage conglomératique n'est pas daté précisément [Mégard, 1984 ; Mourier, 1988 ; Bellier et al., 1989 ; Noble et al., 1990].

Chapitre V - Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale

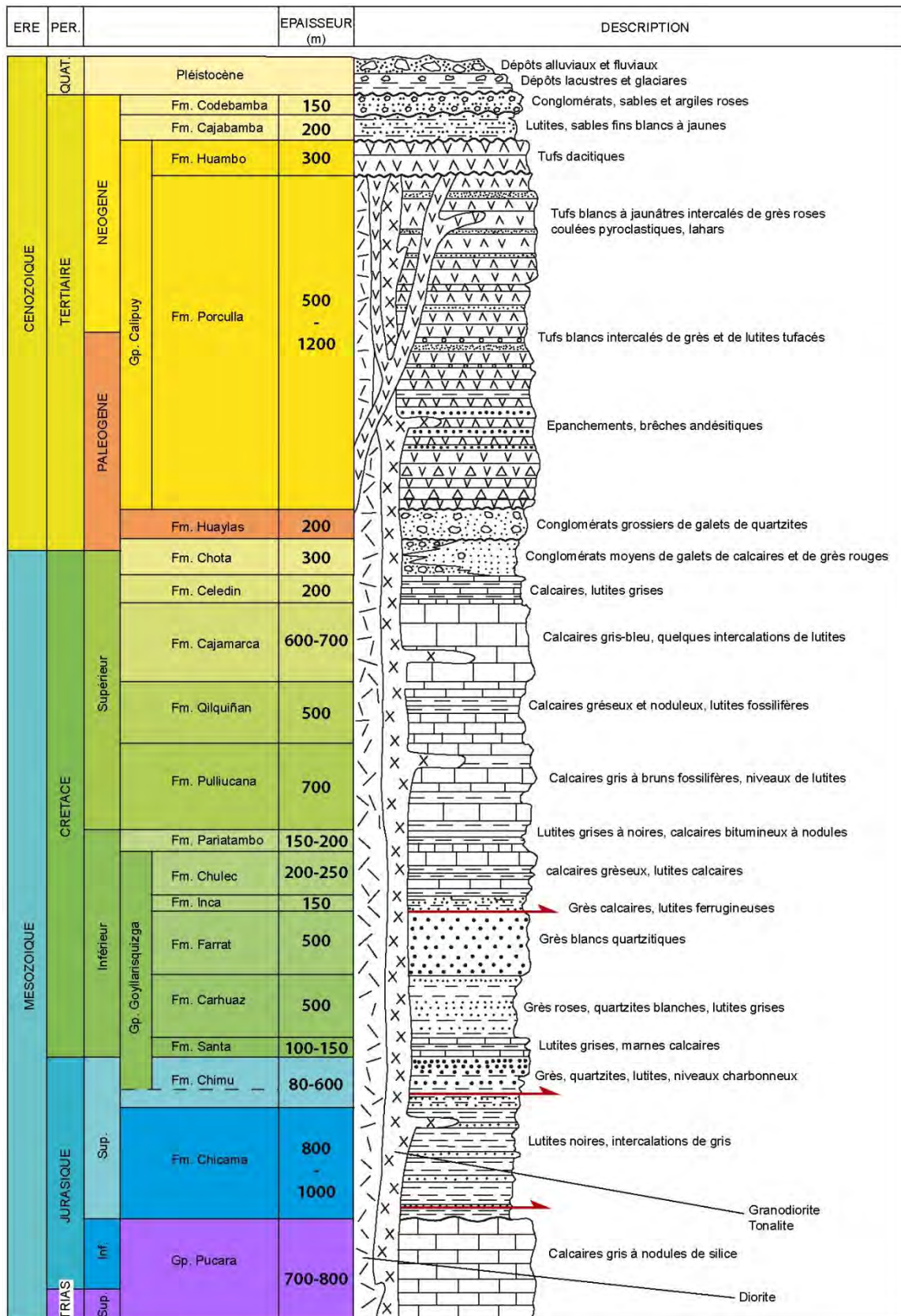


Figure V.2. Colonne stratigraphique de la Cordillère Occidentale. Voir chapitre 3 pour les descriptions. Epaisseurs et niveaux de décollements (flèches rouges) tirés des travaux antérieurs et de cette étude. Modifiée d'après *Reyes Rivera*, [1980].

Dans la région de Huánuco (10°S), *Scherrenberg et al.*, [2012, 2014] montrent que la chaîne du Marañon est fortement affectée par l'inversion des failles de rift triasique. Les variations d'épaisseurs des séries du Crétacé inférieur (Figure V.2) traduisent un fonctionnement normal de celles-ci puis un jeu inverse lors de la déformation andine [*Scherrenberg et al.*, 2012, 2014]. Dans toutes les Andes Centrales [p.e., *Sempere et al.*, 2002], le rift se manifeste par une période fini-permienne à triasique, une continuité ou une deuxième période jurassique, puis des ajustements durant le Crétacé inférieur (Figure V.4). Ces failles constituant des limites de bassins (Figure V.4), jouent ainsi le rôle de promontoire sur lequel le système des écaïlles du Marañon vient buter [*Scherrenberg et al.*, 2012, 2014]. Les auteurs concluent ainsi sur la persistance des limites paléogéographiques des bassins sur le style de déformation de la Cordillère Occidentale [*Scherrenberg et al.*, 2012, 2014].

Les travaux sur la surrection de la Cordillère Occidentale sont peu nombreux dans cette zone du nord du Pérou. Les estimations de l'acquisition du relief proviennent principalement de datations radiométriques réalisées avant 1990 [*Noble et al.*, 1990]. Les auteurs proposent que cette partie des Andes Centrales ait été incisée avant le Miocène supérieur car des tufs comblent des vallées préexistantes. Deux vallées transversales à celle du Marañon seraient autant incisées qu'aujourd'hui car elles sont remplies par des tufs datés à 8.2 et 11.4 Ma [*Noble et al.*, 1990]. Les travaux de *Noble et al.*, [1990] font référence car ils compilent les données stratigraphiques, magmatiques, structurales pour quantifier et dater la déformation et la surrection des Andes nord péruviennes. Cependant en regardant les deux datations (8.2 et 11.4 Ma) de la zone, elles semblent mal localisées. La table de coordonnées des échantillons associés à leur datation K-Ar, montre que ces deux datations proviennent d'intrusions granitiques de la partie côtière (8.2 Ma, nord Otuzco, Figure V.6 ; 11.4 Ma, hors cartes) et non des vallées affluentes du Marañon. Ces incertitudes motivent d'autant plus l'acquisition de nouvelles données sur cette partie. L'incision de la vallée du Marañon est actuellement de plus de 3 km (chapitre 4) et des terrasses de calcaires lacustres (Figure V.14) sont adossées aux flancs de la vallée.

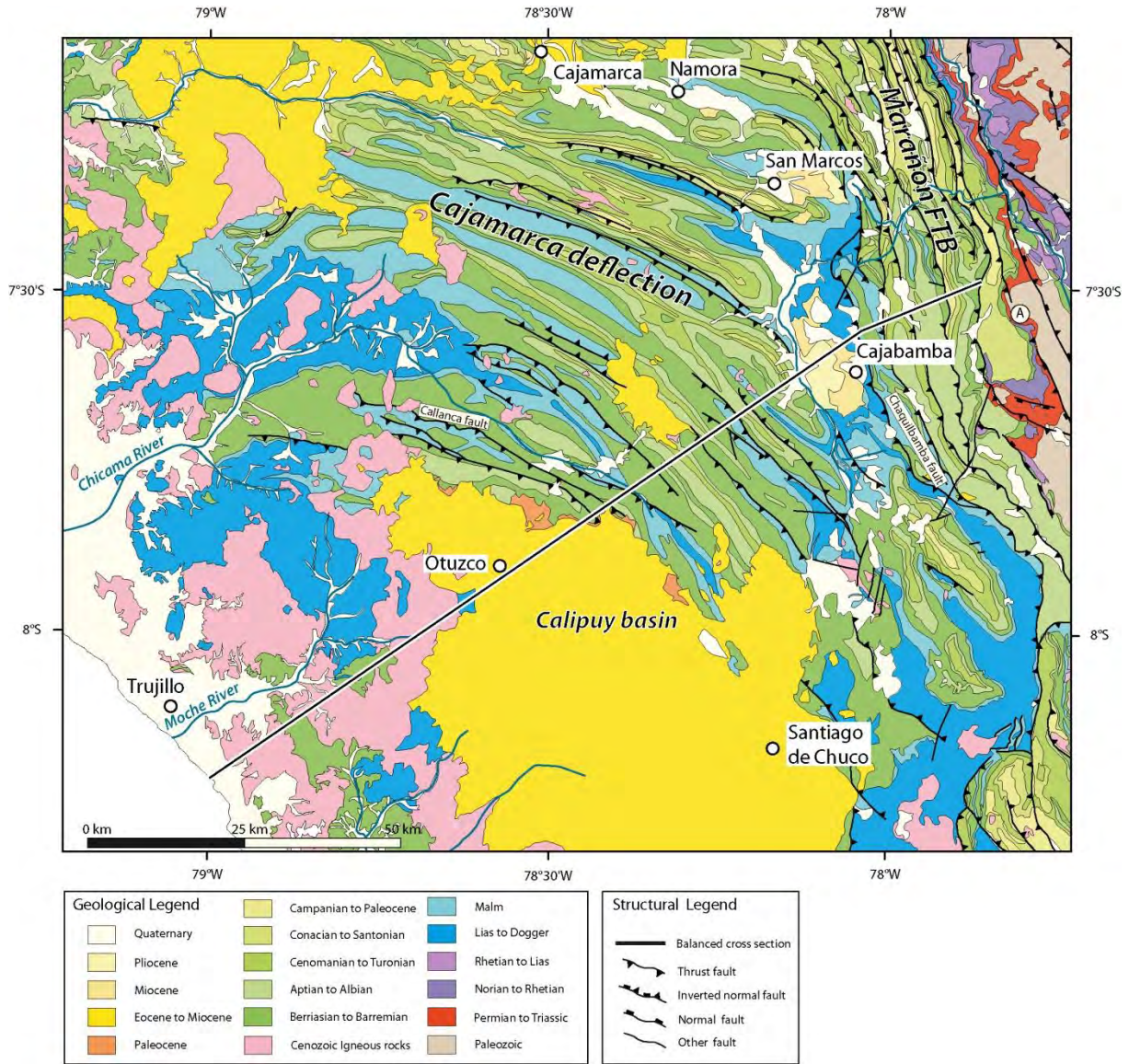


Figure V.3. Carte géologique de la Cordillère Occidentale au niveau de la coupe d'étude (en trait noir). Marañón FTB (Marañón fold and thrust belt). Faille A du chapitre 4 indiquée.

II.2. Le domaine plissé de la Cordillère Occidentale

La particularité du domaine plissé de la Cordillère Occidentale est qu'il est constitué de structures cylindriques qui peuvent se suivre, pour les plus développées, sur plus de 200 km du NW au SE (Figure V.3). Dans la partie occidentale et centrale, les plis présentent des longueurs d'onde relativement semblables (5 à 10 km), avec des séries principalement mésozoïques impliquées dans le plissement. A l'affleurement, le Jurassique et le Crétacé supérieur y sont présents, alors que dans la partie orientale, le matériel affleurant est majoritairement Crétacé supérieur (Figure V.3).

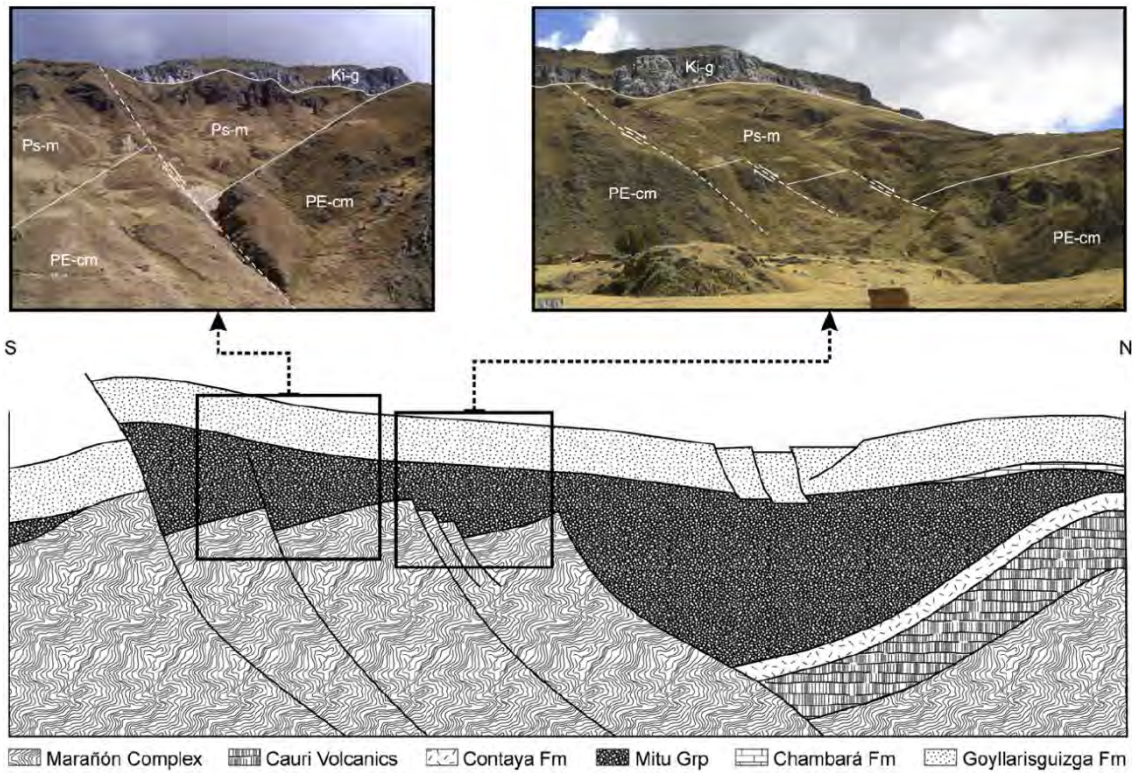


Figure V.4. Illustration schématique de l'inversion de failles extensives impliquant des variations d'épaisseurs du Groupe Mitú (Ps-m) discordant sur le complexe Marañón (PE-cm), sur lequel le Groupe Goyllarisquizga (Ki-g) est discordant, dans la vallée de Cauri (10°S). Extrait de *Scherrenberg et al.*, [2012].

II.2.1. La déflexion de Cajamarca

La Cordillère Occidentale présente une singularité le long de ce transect du fait l'orientation oblique de son système de plis et de chevauchements N110 à N120. Au sud du transect, les axes des plis et les chevauchements s'amortissent vers les contreforts de la Cordillère Orientale et retrouvent une orientation andine N150 à N160. La zone dans laquelle est observée cette anomalie s'appelle la déflexion de Cajamarca [*Reyes Rivera*, 1974 ; *Reyes Rivera*, 1980 ; *Mourier*, 1988 ; *Mitouard et al.*, 1992]. *Mourier*, [1988] interprète cette déflexion comme résultant d'une différence de raccourcissement entre le nord (36 km) et le sud de cette zone (68 km), contrôlée par un héritage tectonique. En effet, à environ 150 km vers le nord, la zone de Chiclayo marque une frontière paléogéographique correspondant à la limite de l'emplacement du bassin jurassique Chicama ouvert en pull appart [*Reyes Rivera*, 1974 ; *Jaillard et Jacay*, 1989 ; *Jacay*, 1992 et chapitre 3] et à la disparition du niveau de décollement principal (Figure V.2) de la cordillère [*Reyes Rivera*, 1980 ; *Mourier*, 1988].

Les études paléomagnétiques montrent que la partie Est de la déflexion n'a pas enregistré de rotation significative depuis l'Albien bien que la région de Cajamarca ait migré vers le nord depuis le Turonien [Mitouard, 1992]. La partie centrale et occidentale de la déflexion a, quant à elle, enregistré une rotation de $\sim 25^\circ$ dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (Figure V.5) depuis l'Eocène supérieur [Mitouard, 1992]. Dans les bassins mio-pliocènes (Figures V.3 et V.5) de la cordillère [Mourier, 1988 ; Bellier et al., 1989], les données montrent des rotations de $(-21.4 \pm 4.1)^\circ$ pour le bassin de Cajabamba et de $(+9.2 \pm 5.4)^\circ$ dans le bassin de San Marcos [Rousse et al., 2003].

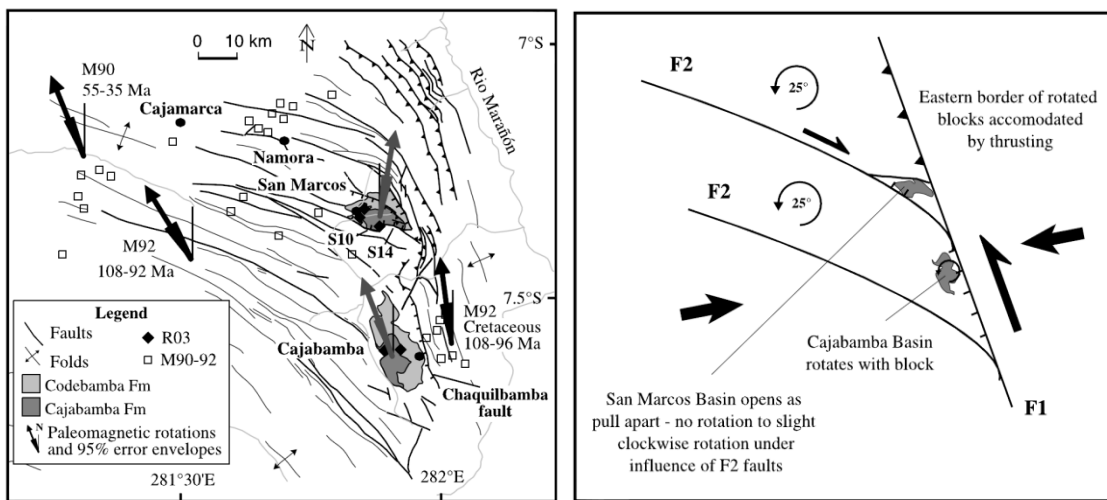


Figure V.5. Rotations paléomagnétiques enregistrées dans les sédiments de la Cordillère Occidentale par paléomagnétisme à gauche, d'après [Rousse et al., 2003]. R03 : Rousse et al., 2003 ; M90 : Mitouard et al., 1990 ; M92 : Mitouard et al., 1992. L'âge des sédiments échantillonnés sont indiqués à côté des flèches de rotation. Interprétation structurale des résultats à droite. Le bassin de San Marcos ne subit aucune rotation significative car il s'ouvre en pull apart sous l'influence des failles N120 (type F2). Le bassin de Cajabamba subit une rotation de 25° dans le sens inverse des aiguilles d'une montre.

II.2.2. Le Bassin de Cajabamba

Le bassin de Cajabamba fait partie des bassins intra-cordillèrains mis en place après l'Eocène dans la Cordillère Occidentale [Mégard, 1984 ; Mourier, 1988 ; Bellier et al., 1989]. Le bassin Cajabamba est allongé NNW-SSE, et est actuellement drainé par la fleuve Marañón. Il est situé au Sud-Est de la déflexion à la frontière avec les écailles du Marañón (Figure V.3). Ces bassins sont remplis par 350 à 500 m au maximum de sédiments fluvio-

lacustres, datés du Miocène au Pliocène [*Mourier*, 1988 ; *Bellier et al.*, 1989] reposant en discordance sur les formations jurassiques. Les formations Cajabamba et Codebamba (Figure V.2) ont été décrites brièvement dans les bulletins accompagnant les cartes géologiques d'Ingemmet [*Reyes Rivera*, 1980] et font l'objet d'une étude de la part de Thomas Mourier [*Mourier*, 1988]. Celui-ci a étudié ces formations dans le secteur de San Marcos entre les villes de Cajabamba et de Cajamarca (Figure V.3). *Mourier*, [1988] regroupe ces deux formations en une seule séquence grano-croissante. Elles sont d'épaisseurs relativement semblables dans les deux bassins. *Bellier et al.*, [1989] ont réalisé une étude structurale approfondie à partir de relevés de terrain et d'arguments structuraux (stries, tenseurs de contraintes) pour déterminer le ou les régime(s) tectonique(s) de mise en place de ces bassins. Leurs résultats montrent que les bassins intra-cordillèrains (Figure V.3) sont des demi-grabens structurés durant le Miocène moyen à la faveur d'un régime extensif sur des failles jurassiques [*Bellier et al.*, 1989]. La sédimentation a lieu durant un régime en extension essentiellement ENE-WSW avec une subsidence d'environ 0.1 mm.an^{-1} à partir du Miocène inférieur (?) à moyen [*Bellier et al.*, 1989]. Pendant le Miocène supérieur à Pliocène, un régime en compression-décrochement de direction WNW-ESE puis Nord-Sud s'instaure [*Bellier et al.*, 1989]. Finalement, c'est au cours du Quaternaire qu'une extension de direction Nord-Sud a lieu [*Bellier et al.*, 1989], marquée par l'activité des failles qui limitent les bassins.

II.3. Le domaine côtier

Les massifs de la région du littoral sont majoritairement formés par les granitoïdes du batholite côtier mis en place entre le Paléocène et le Miocène inférieur (chapitre 3, Figures V.6 et V.29). Les massifs côtiers ainsi que les plis de la déflexion sont surmontés du bassin Calipuy qui forme, le long de ce transect, la frontière entre ces deux domaines.

II.3.1. Le Bassin Calipuy (Oligocène - Miocène)

Le groupe Calipuy défini par *Cossio*, [1964] est présent dans la Cordillère Occidentale du nord de Lima jusqu'à la déflexion de Huacabamba [*Cobbing et Pitcher*, 1972 ; *Webb*, 1976 ; *Petford et Atherton*, 1994]. Il correspond le long du transect, au remplissage d'un bassin Oligo-Miocène volcanique à volcano-clastique qui scelle la déformation principale de la Cordillère Occidentale [*Reyes Rivera*, 1980]. Le bassin Calipuy est présent sur deux zones géographiques : un groupe se nomme Santiago de Chuco au sud, appartenant au transect de

cette étude et l'autre groupe qui est relativement plus étudié [p.e., *Wilson*, 1985 ; *Noble et al.*, 1990] se nomme Llama au nord (Figure V.6). Le sommet du remplissage de ces bassins forme actuellement de grandes surfaces s'élevant à plus de 3300 m. Le groupe andésitique de la zone de Santiago de Chuco fait l'objet d'études récentes des équipes d'Ingemmet pour son potentiel minier [*Rivera et al.*, 2005 ; *Navarro et al.*, 2008 ; *Navarro et Mamani*, 2009]. Son équivalent au nord possède en effet de nombreuses mines de cuivre et d'argent. Leur travail cartographique (Figure V.7) et stratigraphique montre qu'il existe différents stades de volcanisme (Figure V.7) entre au moins 35 et 17 Ma [*Rivera et al.*, 2005]. Dans ce laps de temps, se distinguent cinq périodes éruptives séparées par des gaps volcaniques qui permettent le développement de petits bassins lacustres, et par des discordances angulaires faibles [*Navarro et al.*, 2008]. Par comparaison, dans la région de Cajamarca, au nord, le volcanisme est actif de 55 à 8 Ma [*Noble et al.*, 1990 ; *Navarro et al.*, 2008]. Au nord, le bassin est impliqué dans la déformation miocène de manière hors-séquence [*Wilson*, 1985].

Dans la région de Santiago de Chuco, le Groupe Calipuy comprend les ~200 m de la Formation conglomératique Huaylas, et les formations volcaniques Porculla et Huambos (Figure V.2). Les séquences donnent 500 à 1200 m d'épaisseurs de coulées pyroclastiques, de lahars, de tufs et de coulées de laves (Figure V.2). Elles sont d'abord effusives, intercalées de coulées pyroclastiques déposées parfois dans des petits bassins lacustres, puis explosives [*Hollister et Sirvas*, 1978 ; *Navarro et Mamani*, 2009]. Un certain nombre de larges cônes volcaniques aux pentes douces et de caldeiras sont visibles sur le terrain (Figure V.7). La composition des laves et des débris est "intermédiaire à acide" (andésites basaltiques à rhyolites). Ce volcanisme a tendance à migrer d'ouest en est (Figure V.8), sans changement significatif de composition, pendant la période Oligocène à Miocène moyen [*Navarro et al.*, 2008]. La source mantellique est invoquée, cependant l'évolution des basaltes vers les rhyolites implique une cristallisation fractionnée plus des phénomènes de recyclage et de mélange avec des chambres magmatiques déjà présentes dans la croûte [*Rivera et al.*, 2005]. Le rapport entre le volume de roches sédimentaires et le volume de la séquence volcanique pour l'ensemble du groupe est estimée à 1/5^e [*Hollister et Sirvas*, 1978].

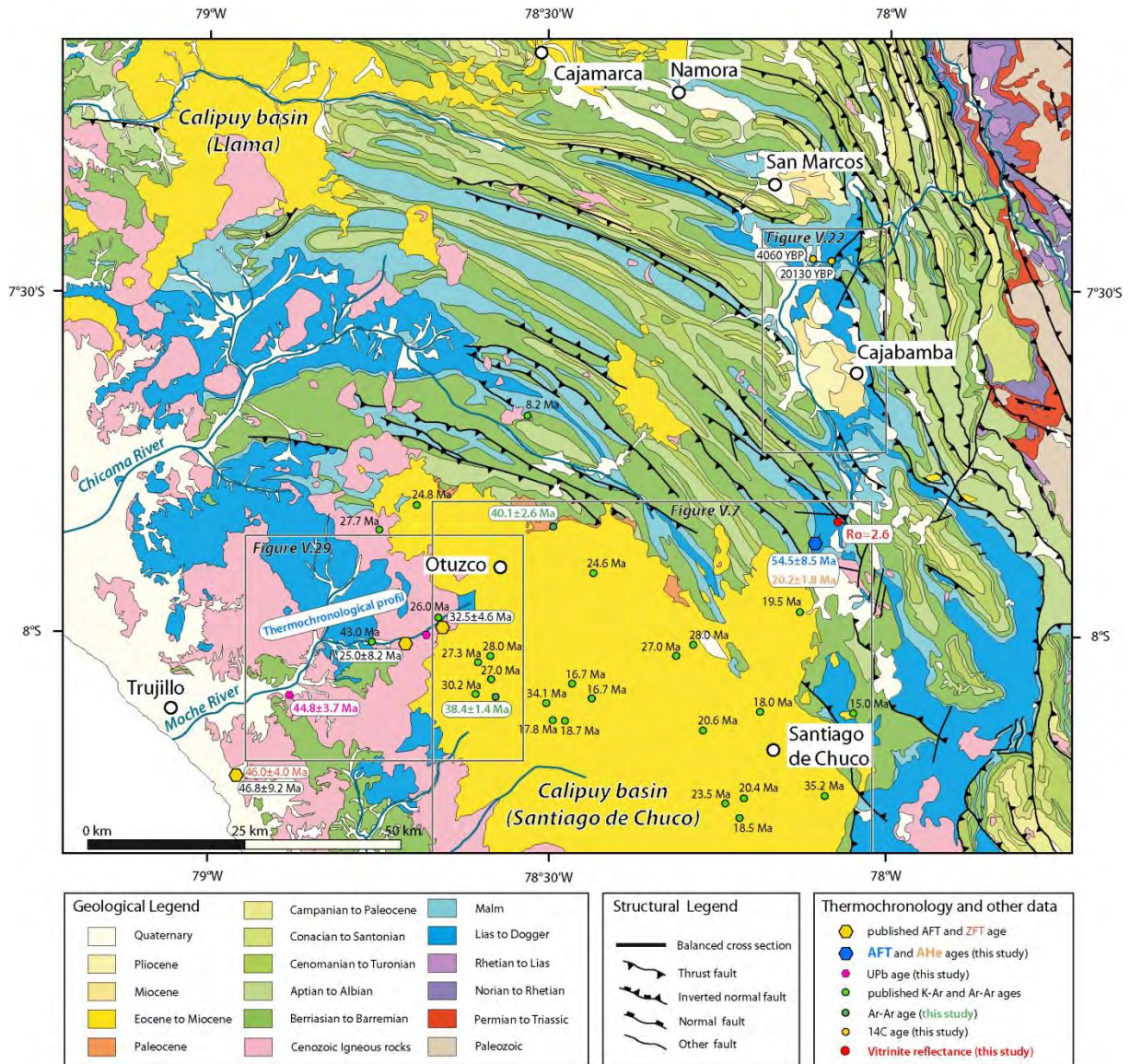


Figure V.6. Carte géologique de la Cordillère Occidentale sur laquelle les datations de la littérature [Stewart et al., 1974 ; Noble et al., 1990 ; Rivera et al., 2005 ; Wipf, 2006 ; Navarro et al., 2008 ; Navarro et Mamani, 2009] et de cette étude sont reportées. Les trois bassins étudiés, associés à leur carte, sont encadrés.

Les datations des équipes d'Ingemmet dans cette zone, donnent une gamme d'âges entre l'Oligocène (35.2 ± 0.4 Ma) et le Miocène moyen (16.7 ± 1.2 Ma, Figures V.6 et V.7), cependant la plupart de ces échantillons ont été prélevés sur les surfaces, en haut de la série. La surface d'érosion basale du groupe est décrite comme « accidentée » [Hollister et Sirvas,

1978]. Dans la partie centrale du bassin, *Hollister et Sirvas*, [1978] décrivent un faible plissement d'axe NNW-SSE, direction des plis sous-jacents (Figure V.7).

II.3.2. Le batholite côtier

Le batholite côtier est un corps plutonique volumineux ne présentant pas de preuve de déformation importante [*Cobbing et Pitcher*, 1972]. Les formations jurassiques et crétacées inférieur sont intrudées par des sills et des dykes (Figures V.9 et V.10), mais le corps du pluton se retrouve à l'affleurement sur une large zone (Figure V.3). Les âges radiométriques reportés dans cette zone (± 100 km autour de la coupe) donnent une gamme de 50 à 20 Ma. A 95 km au NNW du transect, *Stewart et al.* [1974] reportent deux âges à 43.5 ± 1.5 et à 39 ± 6 Ma datés respectivement par la méthode K-Ar sur biotite et sur hornblende. Dans la zone restreinte autour du transect (< 50 km, Figure V.29), les données de *Stewart et al.* [1974] indiquent un emplacement à 43 ± 2 Ma daté sur K-Ar sur biotite puis deux autres à 26 ± 1 Ma (K-Ar sur biotite) et 24 ± 4 Ma (K-Ar sur hornblende). *Navarro et Mamani*, [2009] reportent 27.69 ± 0.16 Ma pour un âge Ar-Ar sur biotite. *Wipf*, [2006] donne un âge trace de fission sur zircon à 46.0 ± 4.0 Ma proche de la côte. Ce même échantillon donne 46.8 ± 9.2 Ma en AFT (Figure V.6). Deux autres échantillons datés par traces de fission sur apatite (AFT) [*Wipf*, 2006], indiquent une exhumation à 32.5 ± 4.6 et 25.0 ± 8.2 Ma (Figures V.6 et V.29). Au sud du transect (max. 100 km), le batholite est daté à 31.1 Ma, sans incertitude, par K-Ar sur hornblende et à 28.9 Ma, sans incertitude, par K-Ar sur biotite [*Stewart et al.*, 1974].

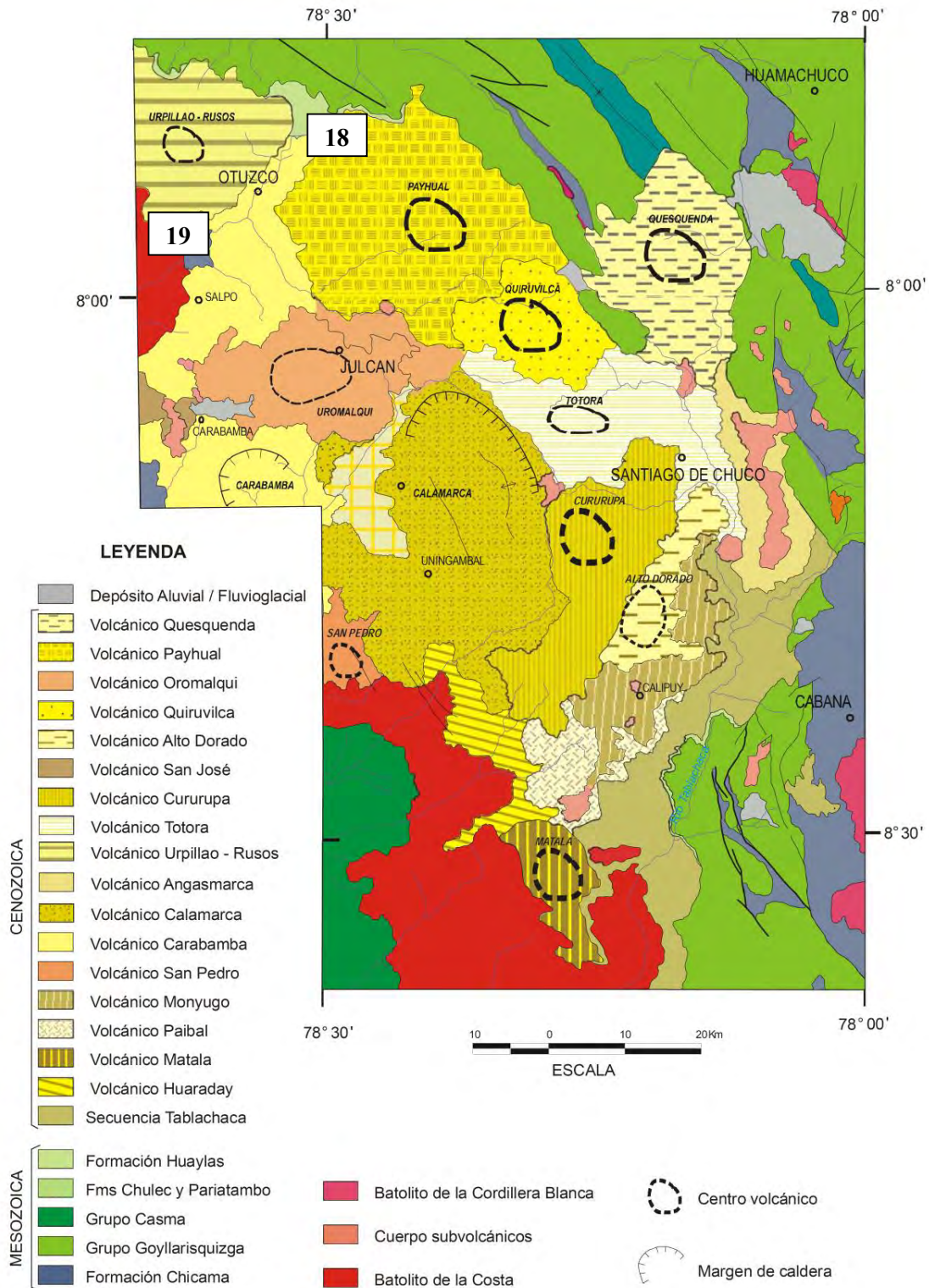


Figure V.7. Carte géologique issue de l'étude de *Rivera et al.*, [2005] du groupe Calipuy dans la zone de Santiago de Chuco. Les positions des cratères et des Caldeiras sont indiquées ainsi que la localisation des photos (Figures V.18 et V.19) en rectangles blancs.

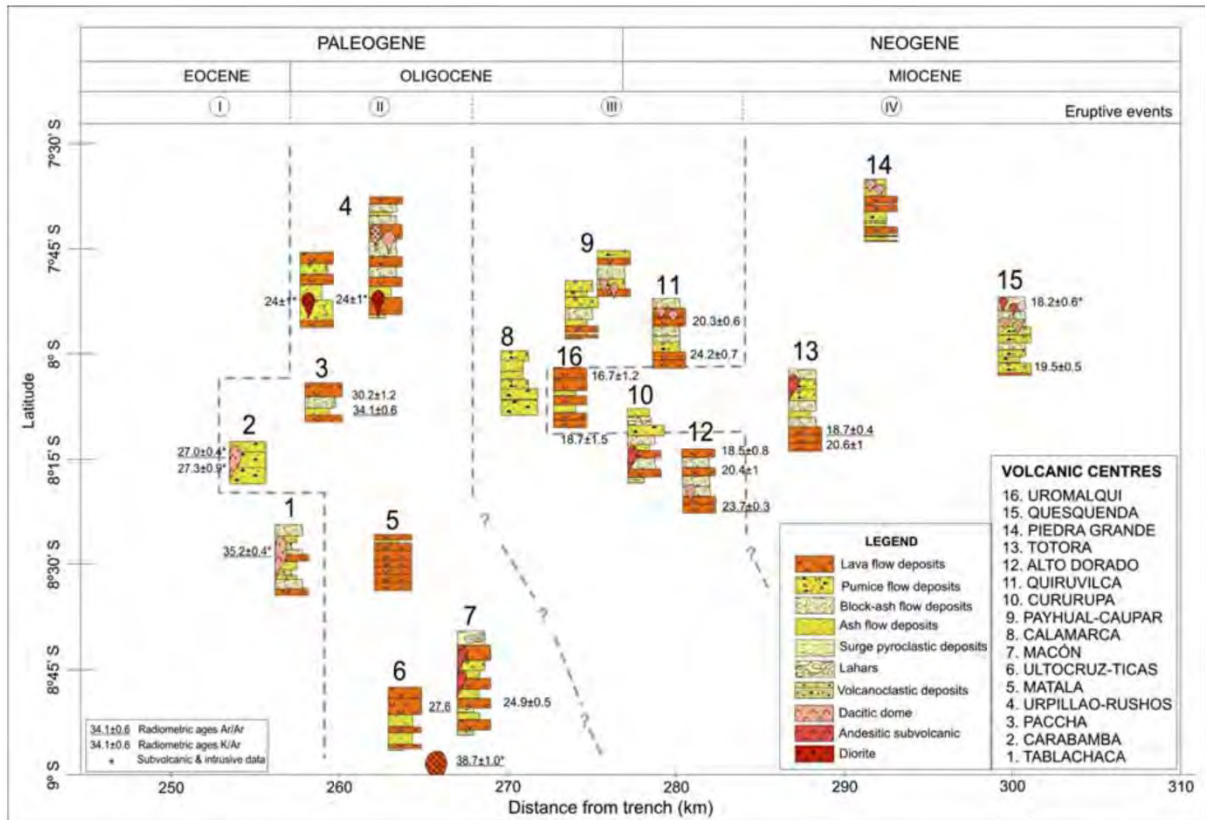


Figure V.8. Evolution spatiale et temporelle du volcanisme cénozoïque dans la zone de Santiago de Chuco [Navarro et al., 2008].



Figure V.9. Panorama interprété de la disposition du batholite côtier par rapport aux séries sédimentaires. Casma-v : unité volcano-détritique (Tithonien à Hauterivien) ; Casma-l : unité supérieure calcaire de la formation (Barremien). District de Trujillo, province La Libertad, nord Pérou.

Les intrusions datées de l'Eocène au Miocène supérieur [Stewart *et al.*, 1974 ; Wilson, 1985 ; Noble *et al.*, 1990], sont associées à des minéralisations [Reyes Rivera, 1980]. En effet, la majorité des mines d'or de la Cordillère Occidentale sont situées à proximité de ces intrusions [Reyes Rivera, 1980] qui recoupent les plis (Figure V.6).

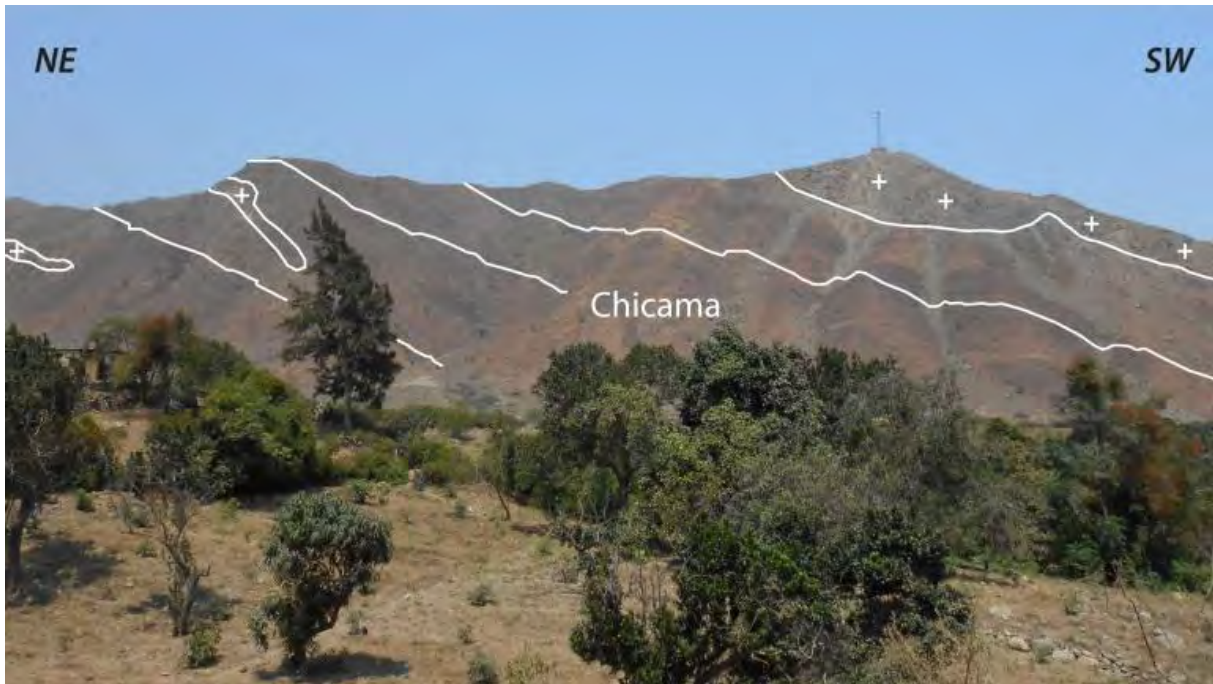


Figure V.10. Formation Chicama intrudée par des sillons granodioritiques. Localisation Figure V.13. District de Trujillo, province La Libertad, nord Pérou.

II.3.3. Escarpement de la côte

Entre 40 et 60 km de la côte, il existe un escarpement très important (Figure V.13) de 0 à plus de 3000 m au-dessus du niveau de la mer. Sur les flancs de cet escarpement, les rivières forment des canyons drainés par des torrents impétueux en saison humide (Figures V.12 et V.13). En direction de la côte, elles prennent une morphologie de rivières en tresses (Figure V.13). Les surfaces des épanchements volcaniques du toit du bassin Calipuy, forment des plateaux élevés entre 3300 et 4200 m d'altitude (Figures V.11, V.13 et V.18).



Figure V.11. Photo interprétée de la vallée Moche, échantillonnée pour des datations thermochronologiques basse-température (AFT et AHe). Localisation Figure V.13. Santa Cruz, district de Otuzco, province la Libertad, nord Pérou.



Figure V.12. Photo en direction du Nord, illustrant le régime torrentiel affectant les contreforts de l'escarpement de la côte, au niveau de la commune de Sinsicap (Figure V.13). Deux ponts ont été détruits (premier plan et en aval) avant la construction du troisième (en 2005, arrière-plan). Sinsicap, district de Trujillo, province La Libertad, nord Pérou.

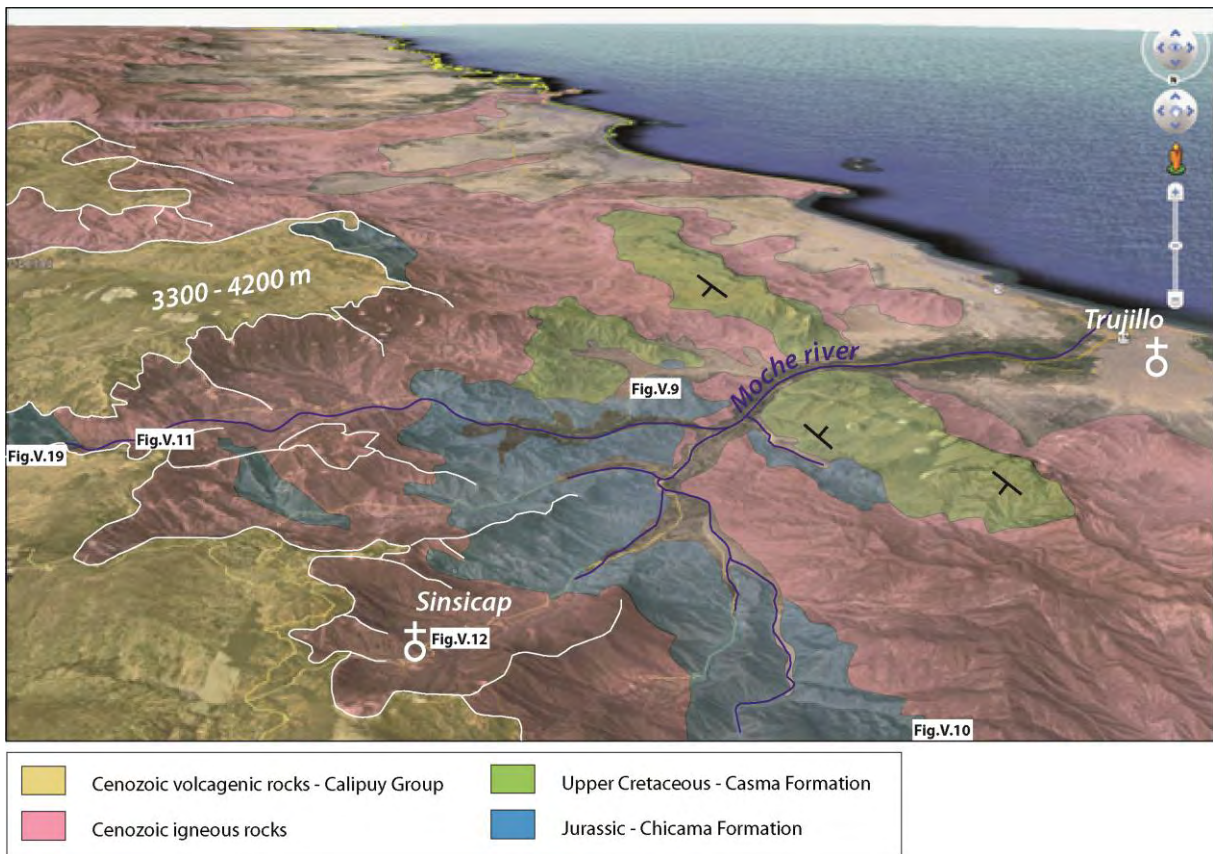


Figure V.13. Prise de vue Google Earth de l'escarpement côtier en direction du sud et son interprétation. Localisation des cinq photos précédentes en rectangle blanc.

III. RESULTATS

Dans le but de déterminer le style et l'histoire de la déformation de la Cordillère Occidentale, une coupe équilibrée du domaine plissé et de la chaîne du Marañón a été réalisée à partir des travaux de terrain et de cartographie. Si les surfaces du toit du bassin Calipuy sont bien datées, la base du groupe qui scelle la déformation principale de la Cordillère Occidentale est peu décrite. Nous avons donc cherché à dater les premières effusions pour avoir une gamme d'âges représentative de toute la période d'activité de l'arc. Une étude géométrique a été menée sur les flancs du bassin Calipuy pour tenter de comprendre (1) le régime tectonique affectant la Cordillère pendant le fonctionnement de l'arc volcanique, (2) la paléogéographie lors des premiers dépôts et (3) la surrection de la cordillère. Le remplissage mio-pliocène de la cordillère étant affecté d'une déformation, une étude complémentaire de celles publiées [Mourier, 1988 ; Bellier et al., 1989] a été menée, en levant le log des formations dans la vallée de Cajabamba, par un travail cartographique de la vallée (Figure V.22) et par un travail structural. Dans les sédiments quaternaires les déformations sont datées au radiocarbone (Figures V.26, V.27). Finalement, par une approche multidisciplinaire, en compilant les données stratigraphiques, les datations publiées complétées par l'acquisition de nouvelles données radiométriques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, ^{14}C , de thermochronologie basse-température et la géomorphologie, un modèle d'évolution de la déformation et de la surrection de la Cordillère Occidentale sera proposé.

III.1. Du Turonien à l'Eocène : la période de déformation majeure de la Cordillère Occidentale

III.1.1. Choix du tracé de coupe et cartographie

Les plis qui forment la déflexion de Cajamarca s'amortissent vers le Sud où ils reprennent une orientation proche de N150 (Figure V.3). Le choix a donc été fait de prolonger le tracé de coupe de la Cordillère Orientale et de la zone Subandine (chapitre 4), de manière continue en le déviant d'une dizaine de degrés à partir de la chaîne du Marañón (Figure V.1). Ce tracé passe ainsi par la vallée de Cajabamba (Figure V.3), par le contact daté avec le bassin volcano-clastique Calipuy (Figure V.18), et par le profil thermochronologique de la vallée Moche (*motché* [m o tʃ e], nom d'une culture précolombienne) (Figure V.29).

Du SW au NE, le matériel mésozoïque impliqué dans la déformation est de plus en plus jeune. Les formations du Crétacé supérieur sont absentes au sud mais impliquées progressivement dans la déformation en direction du NE [e.g, *Janjou et al.*, 1981]. Les séries du Crétacé seraient ainsi progressivement érodées durant la propagation de la déformation vers le NE (chapitre 3). La longueur d'onde relativement constante des plis isopaques dans le centre de la déflexion indique une probable répétition du motif structural. La limite du bassin Cajabamba (Figures V.3) sépare la déflexion de Cajamarca, de la chaîne du Marañón et marque géographiquement le changement de direction des structures et probablement le style structural associé. Les résultats obtenus pour la Cordillère Orientale (chapitre 4) ont montré que sa déformation résultait d'une inversion à l'échelle crustale des failles normales triasiques.

III.1.2. Géométrie et âges des premières déformations

Dans la vallée du Marañón, une succession complexe de périodes de déformation se superposent. *Janjou et al.*, [1981] décrivent un fort écaillage avec la superposition d'un style de déformation crustale par reprise de failles héritées, et d'une déformation de couverture par la succession de chevauchements à vergence ENE sur lesquels se superposent des chevauchements hors-séquence, plus tardifs, à vergence WSW. Nous avons montré, dans le chapitre précédent, que les séries mésozoïques à l'est de la vallée du Marañón sont déposées en discordance sur le matériel paléozoïque. Elles sont déformées à petite longueur d'onde par l'inversion des failles normales et affectées à grande longueur d'onde par la déformation crustale sous-jacente. Finalement, c'est sur le flanc ouest de la vallée du Marañón, sur la route Celendin-Balsas (Figure V.1) située à quelques 60 km du transect, que l'observation de dépôts syn-tectoniques a été faite (Figures V.14 et V.15).



Figure V.14. Photo interprétée des discordances progressives observées dans la formation turonienne Quilquiñan [Janjou *et al.*, 1981]. Flanc ouest de la vallée du Marañón, district de Balsas, province de Cajamarca, Nord Pérou.

Les séries du Crétacé sont fortement déformées à déversées vers le NE par un pli par propagation de faille (Figure V.14), au toit desquelles des discordances progressives s'observent dans la Formation Quilquiñan (Turonien : 93.6-88.6 Ma, chapitre 3). Plus de 70° de différence de pendage (Figure V.15) sont mesurés au entre la base et le sommet de la formation. En carte cette structure a une orientation qui varie entre N142 et N158 (Figure V.15). Les sédiments syn-rift triasique Mitú sont impliqués dans la déformation et affleurent au toit de ce chevauchement à vergence NE. Sur l'autre flanc de la vallée, les séries mésozoïques dont les épaisseurs varient fortement entre chaque faille normale, sont également impliquées dans une déformation [Wilson, 1985 ; Mourier, 1988 et chapitre 4]. La déformation turonienne (Figures V.14, V.15) est interprétée comme une inversion de faille normale triasique.

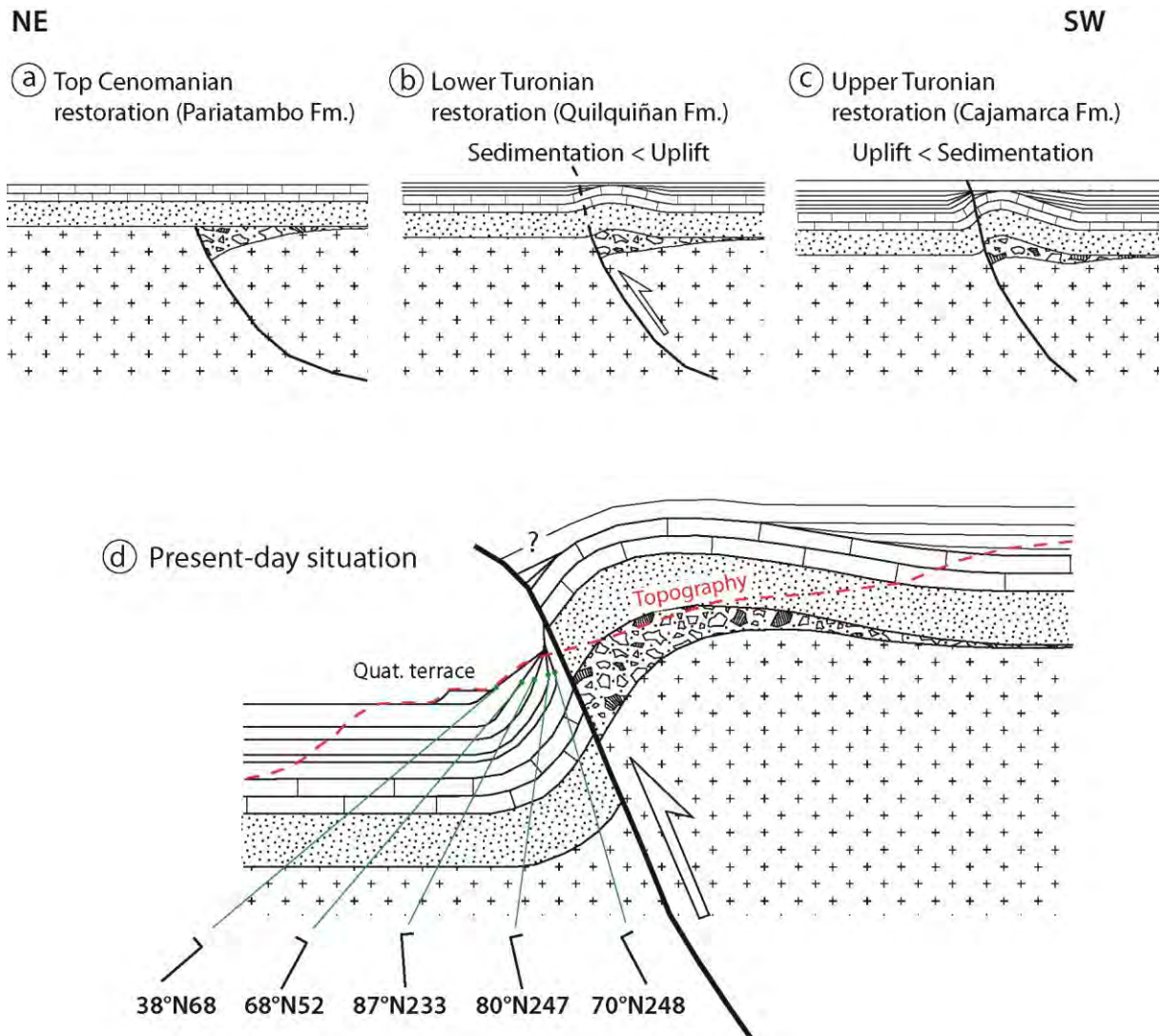


Figure V.15. Reconstitution schématique des discordances progressives turoniennes. **(a)** Situation au toit du Cénomaniens, la Fm. Pariatambo et le groupe Goyllarisquizga sont concordants, isopaques et scellent la déformation extensive permienne enregistrée dans le groupe Mitú. **(b)** Situation durant le Turonien, la Fm. Quilquiñan est déposée en discordance progressive, la succession d'onlap indique un soulèvement. **(c)** Situation au toit du Turonien, la Fm. Cajamarca scelle la déformation sous-jacente (72°). **(d)** Situation actuelle, reprise de l'ensemble de la structure, les valeurs de pendages sont indiquées en dip/dip-direction reliées par des traits fins verts. Quat. terrace : terrasses quaternaires composées de calcaires lacustres.

Le long de la coupe, à l'ouest de la chaîne du Marañón, la déformation s'exprime par des chevauchements à vergence ENE (Figure V.16). Si la plupart des chevauchements sont en plat et rampe décollant sur les pélites de la Formation jurassique Chicama, certains plis, plus

petits sont formés par propagation de failles sur certains niveaux de décollements intermédiaires (Figure V.16). Sur la Figure V.16, le pli au nord-est provient de la propagation d'une faille dans les lutites de la Formation campanienne Inca. Vers le sud-ouest, cet ensemble est chevauché par le groupe Goyllarisquizga (Figures V.16 et V.17).



Figure V.16. Panorama interprété de deux plis de la chaîne du Marañón. Glissement de terrain au Sud-Ouest recoupant ces structures. Failles en trait blanc gras et pointillés. Fm., formation ; Goy. Gp., Groupe Goyllarisquizga. Localisation structurale sur la Figure V.17. Lluchubamba, district de Cajabamba, province de Cajamarca, nord Pérou.

Concernant le style structural de la partie occidentale de la cordillère, deux photos de plis, formés par des chevauchements en plat et rampes (Figures V.18) et par propagation de failles (Figure V.19), sont présentées dans la partie relative au bassin Calipuy.

III.1.3. Quantification de la déformation

Dans le but de quantifier la déformation de la Cordillère Occidentale, une coupe structurale équilibrée a été réalisée à partir de la chaîne du Marañón et jusqu'à la limite occidentale du bassin Calipuy (Figure V.17). Les séries du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur présentent des variations d'épaisseurs notables (Figure V.2). De part et d'autre du bassin de Cajabamba, le groupe du Crétacé inférieur, Goyllarisquizga passe d'ouest en est, d'environ 1500 m à plus de 2000 m (chapitre 3). Ceci est principalement dû aux grosses variations d'épaisseurs de la Formation néocomienne Chimu (Figure V.2) qui comporte un membre inférieur argileux relativement isopaque, et un membre supérieur gréseux fortement anisopaque [Reyes Rivera, 1980 ; Wilson, 1985]. Ce membre supérieur marque l'initiation de la transgression continentale détritique du Crétacé inférieur (chapitre 3) et ainsi la base du groupe Goyllarisquizga (Figure V.2). Pour la lisibilité de la coupe (Figure V.17), ce groupe a

été séparé en trois unités. Le membre inférieur de la Formation Chimu est représenté en bleu, les formations Santa, Carhuaz et Farrat sont regroupées en vert foncé avec le membre supérieur de Chimu, et les formations Inca et Chulec en vert plus clair (Figures V.2 et V.17). En direction du SW, des variations d'épaisseurs s'observent aussi dans la Formation Chulec [Reyes Rivera, 1980] de part et d'autre de la faille Callanca (Figures V.3, V.17). L'épaisseur de la formation Chicama (Figures V.2 et V.17) est estimée de 800 à 1000 m par Reyes Rivera, [1980]. A l'affleurement, sa base n'est observée que sur les contreforts de la Cordillère Orientale (chapitre 3). Sur la côte, où le bassin Chicama devait être le plus développé [Jacay, 1992], ou à l'est de Santiago de Chuco (Figure V.2) où la formation affleure sur une large zone, son épaisseur est probablement sous-estimée. Cependant en l'absence d'autres informations, une épaisseur de 1000 m a été prise pour la construction de la coupe.

La coupe structurale équilibrée (Figure V.17) a été réalisée à partir des cartes géologiques au 1 :100 000 d'Ingemmet, des données acquises lors des missions de terrain et d'une compilation de toutes les données de pendages mesurées (chapitre 2). Les observations décrites précédemment y sont reportées. Les deux séismes projetés à ± 25 km de la coupe sont issus du catalogue NEIC de l'USGS (*United States Geological Survey*) disponible en ligne (usgs.org/earthquakes). En l'absence de profils sismiques, de puits et donc de mesures précises des épaisseurs, les données de pendage des strates s'avèrent être les plus utiles à la construction de la coupe équilibrée. Un travail de numérisation des données (contours et pendages) a été réalisé initialement (Figure V.2). La technique de numérisation des données graphiques de pendage est expliquée en Annexe H de ce manuscrit. La coupe a été réalisée indépendamment de celle du prisme oriental (chapitre 4), le choix a donc été fait de considérer un niveau de décollement basal plat dans la formation Chicama, sans prendre en compte la déformation crustale de plus grande longueur d'onde (chapitre 4).

La Cordillère Occidentale est constituée d'un système de chevauchements imbriqués à vergence ENE décollant à la base de la Formation Chicama. Deux chevauchements hors séquence ont une vergence WSW (Figure V.17). Celui de la chaîne du Marañón est situé au toit d'un duplex et est formé par le fonctionnement d'un chevauchement de toit décollant dans les lutites de la base de la formation Chimu. Les séries redressées dans lesquelles ont été échantillonnés TRU246 et TRU124 (Figures V.6 et V.17) sont formées par un éventail de rampes de chevauchement imbriquées. Deux rétro-chevauchements ont été mis en évidence à la suite des travaux de terrain et de cartographie (Figures V.6 et V.17). Les variations d'épaisseurs sont attribuées aux jeux normaux des failles de Chaquilbamba et Callanca

pendant le Crétacé inférieur. Dans la coupe structurale (Figure V.17), ces deux failles ont donc été prolongées dans la croûte sous le niveau de décollement principal à partir de la coupe dépliée, c'est-à-dire avant la déformation de couverture. La position approximative de la faille normale branchée sur la faille de Chaquilbamba (Figure V.17) a finalement été guidée par le fonctionnement du séisme de 1987 [usgs.org/earthquakes]. En l'absence d'informations plus précises sur la structure de la croûte inférieure sous la couverture mésozoïque, une faible quantité de déplacement a été proposée le long de cette dernière faille normale inversée (Figure V.17). Cette étude ne permet cependant pas de savoir si ces failles normales jouant durant le Crétacé inférieur puis reprisent, sont héritées de la phase de rifting permo-triasique « Mitú » ou de l'ouverture du bassin Chicama au Jurassique. Ainsi, par cohérence avec le chapitre 4, les conglomérats du groupe Mitú ont été laissés au toit de la faille A, et le groupe Pucara est directement au contact de la faille de Chaquilbamba. Une autre faille normale à regard ENE (Figure V.17) marque l'ouverture du bassin Chicama, elle est recoupée par un chevauchement crustal qui alimenterait le raccourcissement de couverture. Sa géométrie est hypothétique (Figure V.17) et sa position a été suggérée par le séisme de 2007 [usgs.org/earthquakes].

Le raccourcissement calculé sur cette partie de la cordillère, de la faille A à la ligne de fin de la coupe équilibrée (« loose line ») sous le bassin Calipuy, donne 78 km de raccourcissement horizontal. Soit un taux de raccourcissement de 47%. En l'absence de datations systématiques, la séquence d'activation des chevauchements ne peut être déterminée, elle sera discutée en conclusion.

Chapitre V - Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale

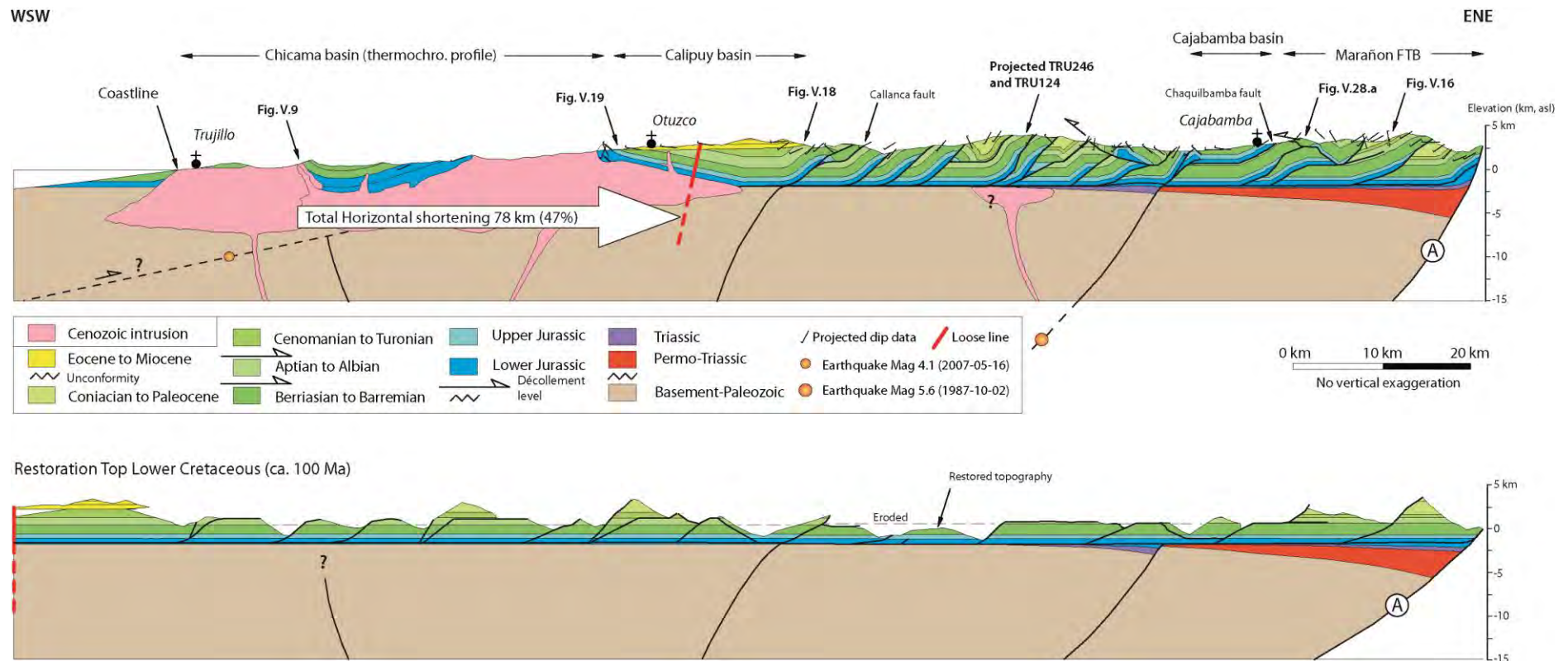


Figure V.17. Coupe de la Cordillère Occidentale. Coupe équilibrée (partie orientale) et sa restauration en dessous. Coupe schématique (partie occidentale). Les données thermochronologiques présentées dans la suite du chapitre, ainsi que la donnée de vitrinite (TRU124) sont projetées sur la coupe (TRU246 et le profil de thermochronologie basse-température ; thermochro. profile). La localisation des photos et des bassins étudiés est indiquée. Les rétro-chevauchements sont indiqués par les flèches noires. La limite orientale de la coupe, correspond à la faille A du chapitre 4. La ligne noire épaisse en pointillés matérialise la position d'un chevauchement crustal qui alimente le raccourcissement de couverture (voir texte pour explication).

III.2. De l'Eocène supérieur au Miocène : volcanisme et sédimentation

Des datations ont été réalisées par cinq méthodes différentes (voir chapitre 2 et Annexes). La localisation des échantillons, leur altitude, leur âge supposé ainsi que le type de roche sont donnés en Table V.1.

Table V.1. Localisation des échantillons de la Cordillère Occidentale.

Name	Longitude (dec. deg.)	Latitude (dec. deg.)	Elevation (m, asl)	Age	Rock type	Analysis
Moche valley age-elevation profile						
TRU1	-78.865	-8.083	213±8	Eocene-Oligocene	Granite	AFT and UPb
TRU138	-78.816	-7.982	559±12	Eocene-Oligocene	Granite	AHe
TRU4	-78.729	-8.010	848±3	Eocene-Oligocene	Granite	AFT and AHe
TRU137	-78.706	-8.014	1114±32	Eocene-Oligocene	Granite	AHe
TRU5	-78.690	-8.003	1360±3	Eocene-Oligocene	Granite	AHe
TRU231	-78.674	-8.002	1574±32	Eocene-Oligocene	Granite	AFT and AHe
TRU6	-78.654	-7.987	1765±11	Eocene-Oligocene	Granite	AHe and UPb
TRU7	-78.637	-7.966	2014±31	Eocene-Oligocene	Granite	AHe
TRU8	-78.630	-7.960	2222±31	Eocene-Oligocene	Granite	AFT and AHe
TRU11	-78.632	-7.953	2524±30	Eocene-Oligocene	Granite	AHe
TRU10	-78.649	-7.947	2690±8	Eocene-Oligocene	Granite	AHe
TRU233	-78.634	-8.013	3005±12	Eocene-Oligocene	Granite	AHe
Calipuy basin						
TRU146	-78.564	-8.083	3841±5	Eocene -Miocene	Tuff	Ar-Ar
TRU242	-78.491	-7.844	3282±2	Eocene -Miocene	Tuff	Ar-Ar
Cajabamba basin						
TRU251	-78.111	-7.455	2032±11	Quaternary	Fossil wood	¹⁴ C
TRU253	-78.080	-7.456	1972±7	Quaternary	Fossil wood	¹⁴ C
Isolated samples						
TRU124	-78.086	-7.835	3236±3	Jurassic	Clay	Ro
TRU246	-78.110	-7.866	3249±18	Eocene-Oligocene	Diorite	AFT and AHe

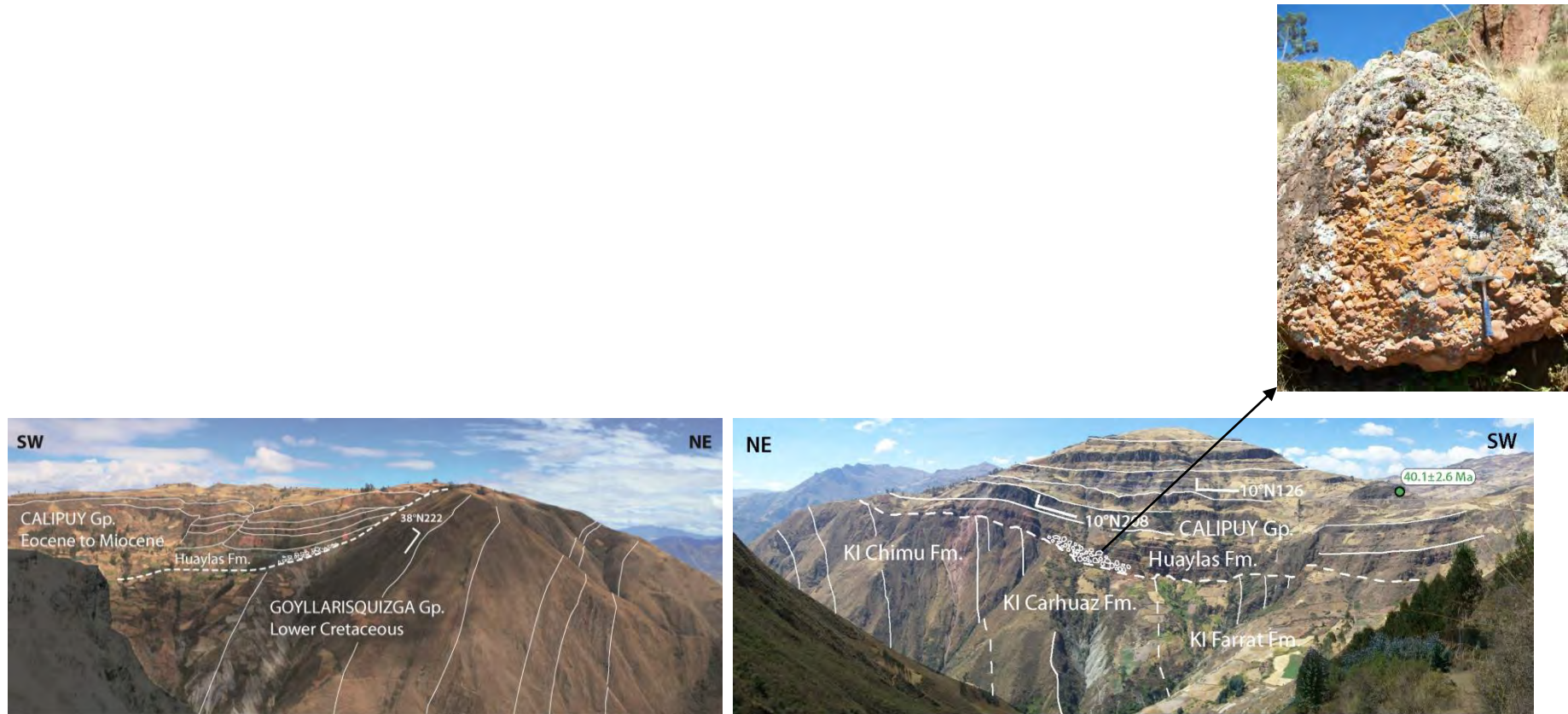


Figure V.18. Photos « en miroir » interprétées de la discordance du groupe Calipuy sur un pli d'axe NW-SE (localisation Figure V.7). Fm., Formation ; Gp., Groupe ; KI, Crétacée inférieur. District d'Otuzco, province La Libertad, nord Pérou. Noter que la discordance basale (ca. 50°) est composée de conglomérats polygéniques de la formation Huaylas (zoom), formation qui, comme les premières couches subjacentes (datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) s'épaissit vers le SW. La surface topographique composée de la partie supérieure du groupe culmine à 4200 m d'altitude et l'incision de la structure est de plus de 3000 m.

II.2.1. Datation et géométrie du bassin Calipuy

A la base du groupe, la Formation paléogène Huaylas repose en forte discordance (20 à 50°) sur le groupe Goyllarisquizga suggérant une déformation importante (Figure V.18). Elle présente généralement un niveau conglomératique à la base. Sur le flanc sud du bassin, le long du transect, ces conglomérats ne sont pas toujours présents (Figure V.19). Des coulées de lave recouvrent les plis mais les contacts entre le batholite côtier et les laves ne sont pas clairs (Figure V.19). La géométrie de la surface d'érosion basale se développe sur des paléo-reliefs pouvant atteindre 700 m de dénivelé (actuellement entre 2800 à 3500 m) au moment des premiers dépôts. Ces reliefs se sont formés lors de la déformation paléogène de la Cordillère Occidentale (60-44 Ma, [Mégard, 1984 ; Mourier, 1988 ; Noble et al., 1990]). Sur le contact nord le long du transect, les premiers 200 à 500 m de la série s'épaississent vers le SW (Figure V.18). Sur le contact sud, c'est vers le NW que le bassin s'épaissit (Figure V.19). Au dessus de 1400 m (Figure V.2) de dépôts, les couches se déposent de manière isopaques et sont actuellement toujours sub-horizontales. Les 500 à 1200 m de sédimentation entre ~40 et ~17 Ma suggèrent des taux de sédimentation entre 0.02 et 0.05 mm.yr⁻¹. Une incision de 2 à 3 km affecte les flancs du bassin (Figures V.18 et V.19) à partir du Miocène inférieur à moyen.

Deux échantillons des coulées pyroclastiques ont été datés par ³⁹Ar/⁴⁰Ar au laboratoire *Géosciences Montpellier* (chapitre 2 et Annexe F). TRU146 a été daté sur roche totale avec un pourcentage de K₂O de 2.44 à 38.4±1.4 Ma (Figure V.6 et Annexe F). L'échantillon TRU242, avec un rapport de K₂O de 0.49% a été daté sur roche total à 40.1±2.6 Ma (Figures V.6 et V.18). L'échantillon TRU242 donne ainsi l'âge le plus vieux de ce groupe à ~40 Ma. La mesure précise des discordances angulaires entre les différentes strates datées s'est révélée vaine sur le terrain. Les discordances ne dépassent pas les 10° et peuvent donc être interprétées aussi bien comme résultant d'une solidification des laves sur les pentes des stratovolcans que d'un dépôt syn-déformation.

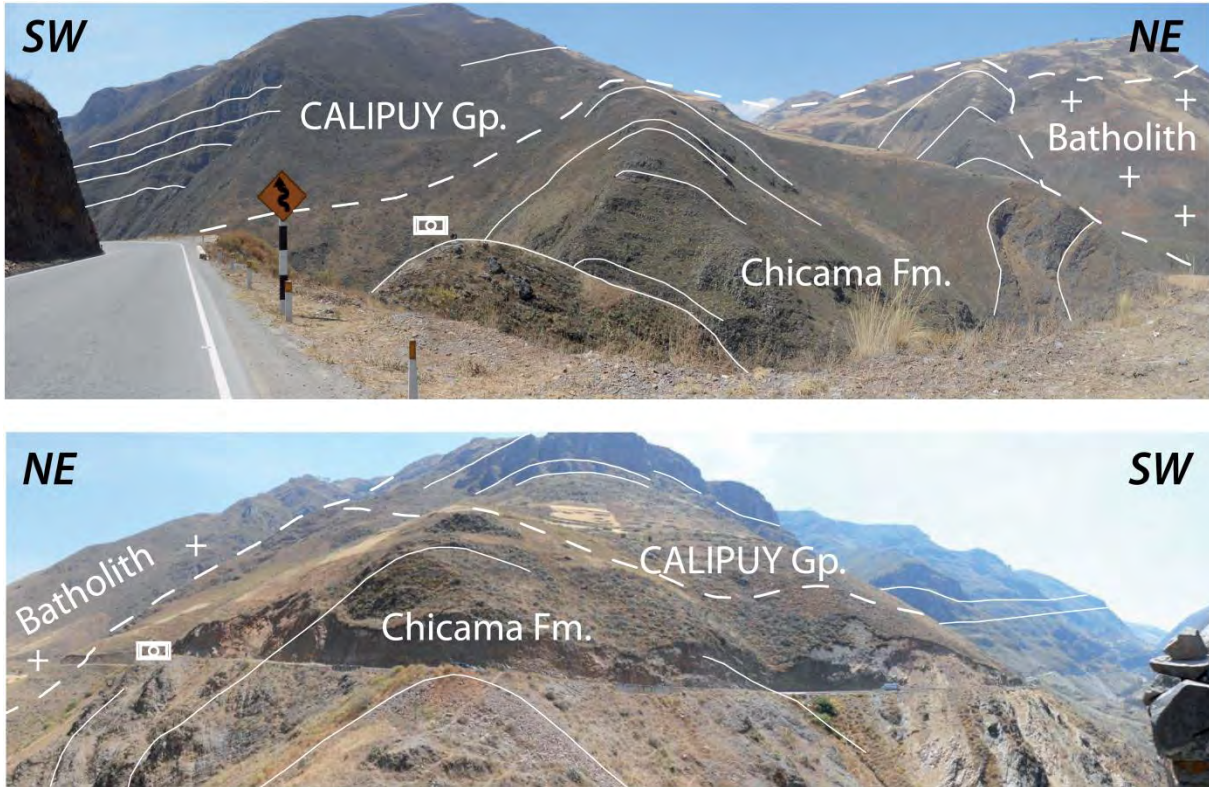


Figure V.19. Photos « en miroir » interprétées de la base du bassin sur le contact sud, localisation (Figure V.7). Les rectangles blancs matérialisent les prises de vue de chacune des deux photos. Noter le fort plissement des séries jurassiques et leur intrusion par le batholite de la côte au NE. Le plissement anticlinal des couches de Calipuy sur la photo du bas est un effet d'optique du panorama.

II.2.2. Synthèse sur le fonctionnement de l'arc volcanique

La déformation pré-Eocène supérieur affecte les séries mésozoïques avant le dépôt des premières laves. Ces premières coulées (~40 Ma) comblent des vallées (~700 m de relief) et scellent la fin de la période de déformation principale de la Cordillère Occidentale. Les coulées d'ignimbrites du toit du groupe, subhorizontales et isopaques, indiquent une déformation minimale à nulle de l'Oligocène au Miocène inférieur. La présence de ce bassin relativement profond sur une zone très étendue, de cônes volcaniques peu pentés et de caldeiras, suggèrent un volcanisme oligo-miocène actif sur une zone bien moins élevées qu'actuellement. L'incision qui affecte toute la région à partir du Miocène moyen à inférieur (ca. 17 Ma à maintenant) suppose une surrection d'au moins 2 à 3 km à partir de cette période. La surface des épanchements ne présentant pas d'inclinaison particulière montre que la surrection est de grande longueur d'onde.

III.3. La Période Miocène à Quaternaire : Néotectonique et Surrection de la Cordillère Occidentale

L'intérêt d'étudier l'évolution litho-stratigraphique de la sédimentation sur la Cordillère Occidentale réside dans la détermination du régime tectonique mio-pliocène qui l'affecte et de sa mise en relation avec la surrection de la région.

III.3.1. Néotectonique dans le bassin de Cajabamba

D'un point de vue géomorphologique, la vallée de Cajabamba est moins encaissée que le reste des reliefs de la Cordillère Occidentale. La vallée est perchée à ~2500 m d'altitude, longue de 20 km et large d'une dizaine de kilomètres. La coupe montre qu'elle est située sur un plat de chevauchement à vergence NE de ~6 km de long (Figure V.17).

III.3.1.a. La Formation Cajabamba (Miocène inférieur à moyen)

La formation Cajabamba affleure dans la vallée du Codebamba et dans le bassin de San Marcos. Son épaisseur varie de 200 à 300 m. Elle est déposée en discordance sur les séries mésozoïques déformées de la Cordillère Occidentale, notamment sur la formation Chicama, très déformée dans cette vallée. Sa partie inférieure est constituée d'une séquence de lutites, de sables fins à moyens avec quelques accumulations de graviers arrondis (Figure V.20). S'en suit une alternance de lutites et d'argiles avec une bonne proportion de calcaires, de couleur blanche, grise à jaune (Figure V.21). Contenant de nombreux ostracodes, des gastéropodes et des lamellibranches d'eau douce [*Reyes Rivera*, 1980; *Mourier*, 1988], cette formation est interprétée comme déposée en milieu lacustre. Dans ces dépôts lacustres, des figures d'échappements de fluides peuvent s'observer, correspondant probablement à des sismites (Figure V.21). Le sommet de la formation évolue progressivement vers un environnement fluvial caractérisé par la présence de chenaux (Figure V.24). Les apports fluviaux deviennent progressivement conglomératiques (galets calcaires, < 1 cm, Figure V.24), puis glaciaires sous forme de galets anguleux dans une matrice argileuse, pour finir par une surface d'érosion.



Figure V.20. Panorama interprété de la Formation Cajabamba affectée d'une déformation extensive syn-sédimentaire et d'un épaissement des strates vers l'est. District de Cajabamba, province de Cajamarca, nord Pérou.

Cette formation n'est pas datée directement. Par des corrélations litho-stratigraphiques et sur des arguments géomorphologiques, la Formation Cajabamba est attribuée au Miocène inférieur à moyen [Reyes Rivera, 1980 ; Mourier, 1988 ; Bellier *et al.*, 1989 ; Noble *et al.*, 1990]. Dans le bassin de San Marcos (Figure V.6), Mourier, [1988] décrit que les faciès gréseux contiennent une forte proportion de matériel volcanique remanié ressemblant à la Formation Llama (Groupe Calipuy, zone nord) datée à 23 Ma. De plus, il existe des dépôts de diatomées compatibles avec un âge Miocène inférieur à moyen [Bellier *et al.*, 1989]. Sur des critères géomorphologiques (incision de 250 m), Bellier *et al.* [1989] proposent une limite à 11 Ma pour cette formation considérant qu'elle a été mise en place pendant la surrection andine, attribuée à l'époque, antérieure à 11-8 Ma [Bellier *et al.*, 1989 ; Noble *et al.*, 1990].

Structuralement, la formation plonge globalement de 4 à 22° vers le NE (Figure V.22), et parfois d'une cinquantaine de degrés quand elle est déformée. Elle est affectée de plusieurs types de déformations. Une déformation extensive de direction SW-NE à WSW-ESE (Figures V.20 et V.25 et [Bellier *et al.*, 1989]) s'y observe, ainsi que plusieurs plis d'axes N-S à NNW-SSE. La formation Cajabamba est surmontée de la formation Codebamba en discordance érosive parallèle à angulaire de maximum 15° (Figure V.22).



Figure V.21. Figures d'échappements de fluides (zoom) dans les niveaux lacustres de la Formation Cajabamba. District Cajabamba, province de Cajamarca, nord Pérou.

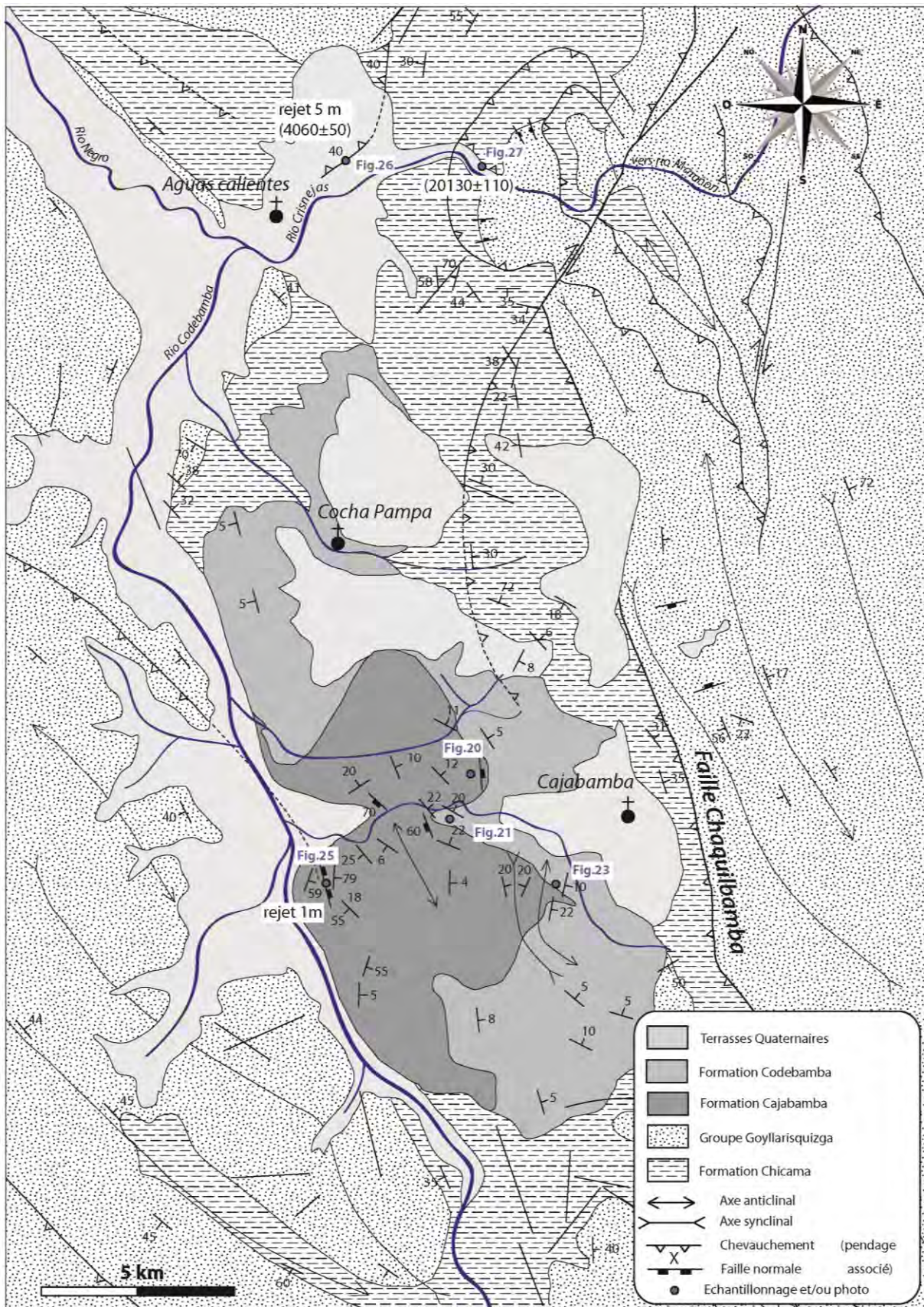


Figure V.22. Carte géologique de la Vallée de Cajabamba. Les âges ^{14}C dans les terrasses sont donnés en années anté-présent. Localisations de photos indiquées en violet.

III.3.1.b. La Formation Codebamba (Miocène moyen à supérieur - Pliocène)

La formation Codebamba affleure dans le bassin Cajabamba ainsi que dans le bassin de San Marcos situé à une cinquantaine de kilomètres au nord. Elle est séparée de la formation Cajabamba par une surface d'érosion (Figure V.24). Elle se caractérise par sa couleur orangée [Bellier *et al.*, 1989] et est grano-croissante. Elle est constituée majoritairement de sables dont la granulométrie est fine à moyenne avec des litages obliques, de graviers puis d'une alternance de paléosols blancs, de niveaux d'argiles blanchâtres lacustres, de graviers, et de conglomérats polygéniques à matrice sableuse (Figure V.24). Les conglomérats de galets arrondis relativement petits à la base de la formation (1 à 5 cm), sont de plus en plus gros (20 à 50 cm) vers le haut. La formation fait environ 150 m d'épaisseur. Les galets sont de composition quartzitique (50%) et calcaire (50%) dans une matrice sableuse à limoneuse. Ils sont directement issus des formations crétacées alentours. Le toit de la formation est parfois constitué de débris de moraines glaciaires (Figure V.20). Les galets anguleux de moraines sont majoritairement calcaires aux alentours de Cajabamba (Figure V.22). Cette formation est légèrement inclinée vers le NE, plissée et faillée par endroit dans des orientations axiales N160 évoluant N130 (Figure V.22). Les premiers 100 m de la série sont déposés en discordances progressives (Figure V.23) avec un amincissement vers l'ouest.



Figure V.23. Discordances progressives dans la Formation Codebamba. Pendages en dip-dip direction. Localisation Figure V.22. Proche Cajabamba, province de Cajamarca, Nord Pérou.

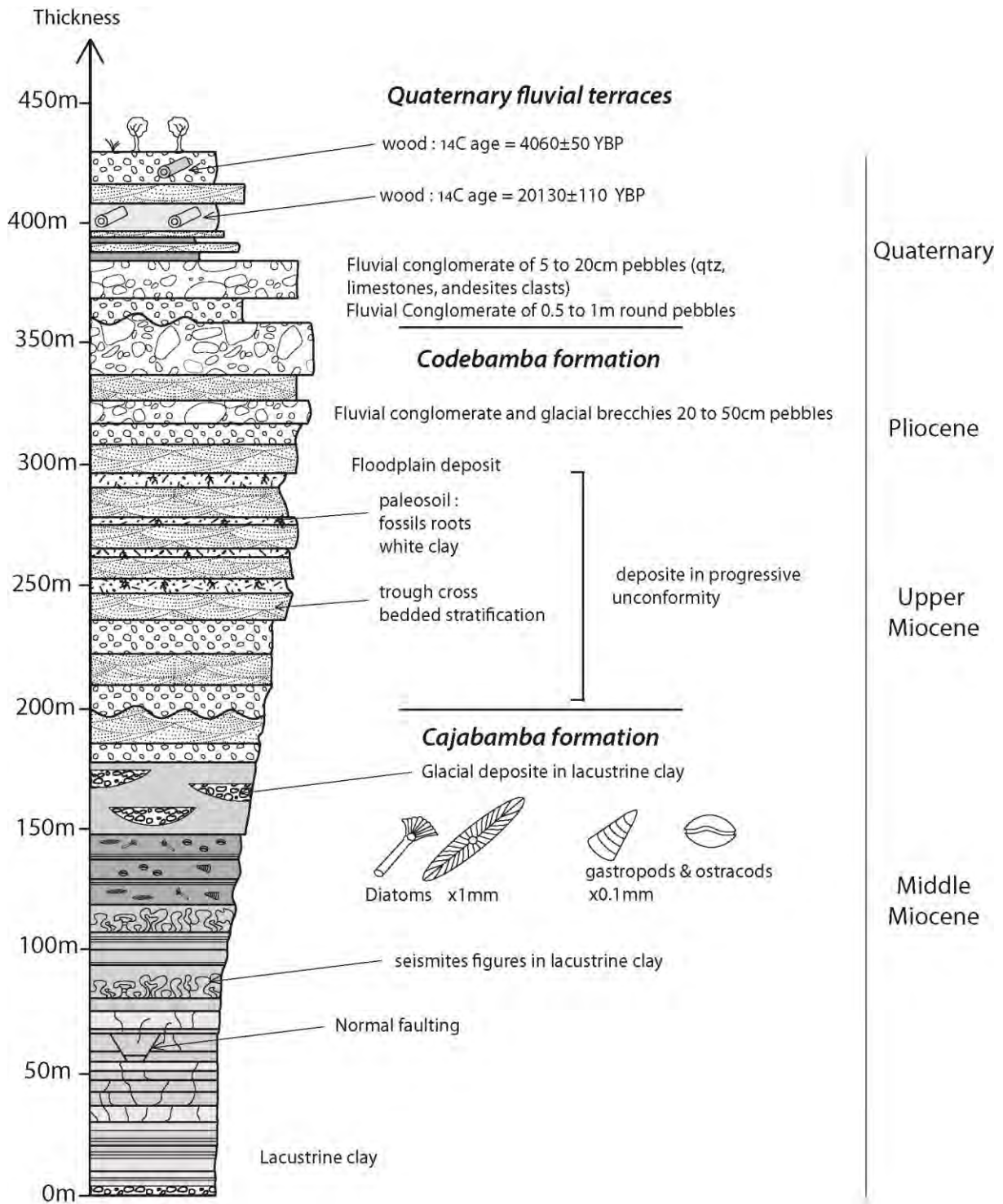


Figure V.24. Colonne stratigraphique des formations Cajabamba, Codebamba et des terrasses ; levé entre Cajabamba et Agua Caliente, proche Cajabamba, province de Cajamarca, Nord Pérou. YBP : Year Before Present, âge donné par rapport à maintenant.

Un âge K-Ar dans la Formation Namora (équivalente à Codebamba dans le bassin Namora au nord) à 7.2 ± 0.6 Ma indique que la partie médiane de cette formation est Miocène [Bellier *et al.*, 1989]. Cette données combinée à la position structurale de la formation amène à un âge Miocène moyen à supérieur, à Pliocène pour la Formation Codebamba.

III.3.1.c. Le Matériel Quaternaire

Les derniers sédiments de ce bassin se déposent soit en concordance, soit avec une discordance angulaire érosive sur la formation Codebamba (Figure V.20), soit directement sur le matériel Mésozoïque. Ils peuvent être constitués de cônes de débris de pente, comme par exemple juste au-dessus de Cajabamba, ou sont reliés au système fluvial actuel. La coupe des ~80 m de terrasse après la confluence entre le rio Codebamba et le rio Negros (Figures V.22 et V.24), a été levée sur les rives gauche et droite du rio Crisnejas. Après quelques dizaines de mètres de conglomérats très grossiers à matrice sableuse, semblables à ceux de la formation Codebamba avec en plus des galets d'andésite provenant certainement des dykes andésitiques intrudant la Formation Chicama, les niveaux sont constitués de matériel très fin, assez sombre, ressemblant aux niveaux lacustres de la Formation Cajabamba. Finalement, des niveaux très hétérogènes constitués de galets polygéniques, de sables lités avec des figures de chenaux y sont aussi observés. Ces dépôts contiennent des débris végétaux que nous avons datés au ^{14}C à 20130 ± 110 et 4060 ± 50 années anté-présent (Table V.2). Ces derniers niveaux sont interprétés comme des terrasses déposées par les rivières Negro, Codebamba et Crisnejas (Figure V.22) sur des niveaux lacustres. Les terrasses du Quaternaire sont par endroits fortement inclinées et/ou déformées (Figure V.26). Plusieurs failles inverses ont pu être observées et mesurées (Figures V.25, V.26, V.27).

Table V.2. Résultats des datations radiocarbone (compléments en Annexe G).

N° cible	référence échantillon	Nature	mg C	$\delta^{13}\text{C}$	pMC corrigé du fractionnement			âge radiocarbone BP		
						\pm			\pm	
SacA 27359	TRU251	bois	0.19	3.20	60.32	\pm	0.40	4060	\pm	50
SacA 27360	TRU253	bois	1.17	-23.30	8.16	\pm	0.11	20130	\pm	110



Figure V.25. Déformation extensive syn-sédimentaire affectant les niveaux lacustres de la Formation Cajabamba, bloc basculé ensuite. Localisation sur la Figure V.22.

Sur la rive droite du rio Codebamba (Figure V.22), la formation Cajabamba est basculée de plus de 50° vers l'ENE (Figure V.25). Sur la rive gauche du rio Crisnejas, une faille inverse de 5 m de rejet affecte les niveaux fluviaux datés à 4000 ans (Figure V.26). Un décalage de la hauteur des terrasses d'une dizaine de mètres est également observé entre celle au sud de la faille (Figure V.26) et celle au nord.



Figure V.26. Déformation compressive affectant les terrasses quaternaires. Localisation sur la Figure V.22. Datation au ^{14}C par rapport à aujourd'hui : YBP : Year Before Present.

Légèrement plus en aval (~2 km, Figures V.22, V.27), la terrasse est chevauchée par la formation jurassique Chicama. Sur cet affleurement, les terrasses ont pu être datées au ^{14}C à 20 000 ans anté-présent (Figure V.24).

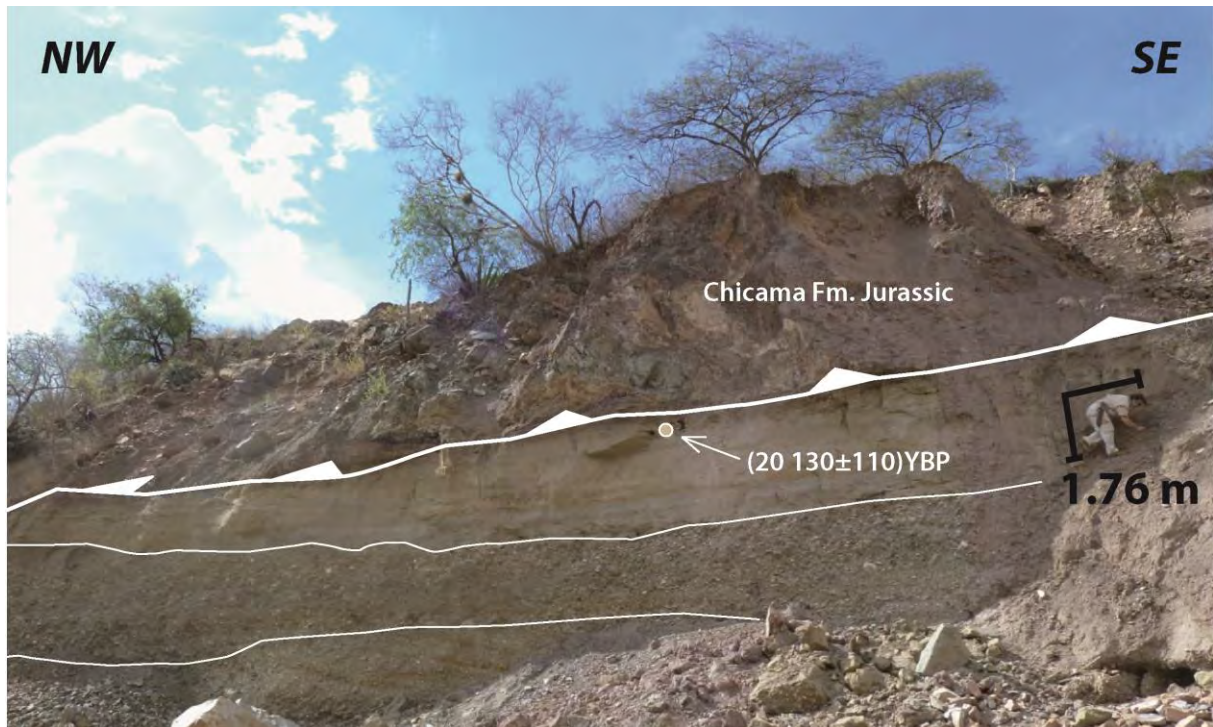


Figure V.27. Déformation compressive dans les terrasses alluviales quaternaires. La formation Chicama chevauche la terrasse datée au ^{14}C par rapport à aujourd'hui : YBP : Year Before Present. Voir localisation sur la Figure V.22.

III.3.1.d. Capture hydrographique du rio Crisnejas

La confluence des rivières Codebamba et Negros donne naissance au rio Crisnejas (Figure V.22 et V.28) qui incise fortement les séries déformées de la chaîne du Marañón. L'observation du profil en long de cette rivière torrentielle comparé à celui de son affluent le rio Marañón (Figure V.28) montre deux ruptures de pente importantes dans le canyon. La différence d'altitude entre les deux lits le long de la coupe d'étude sont de ~1500 m. L'érosion régressive du Marañón se fait de perpendiculairement à son cours SSE-NNW (Figure V.25).

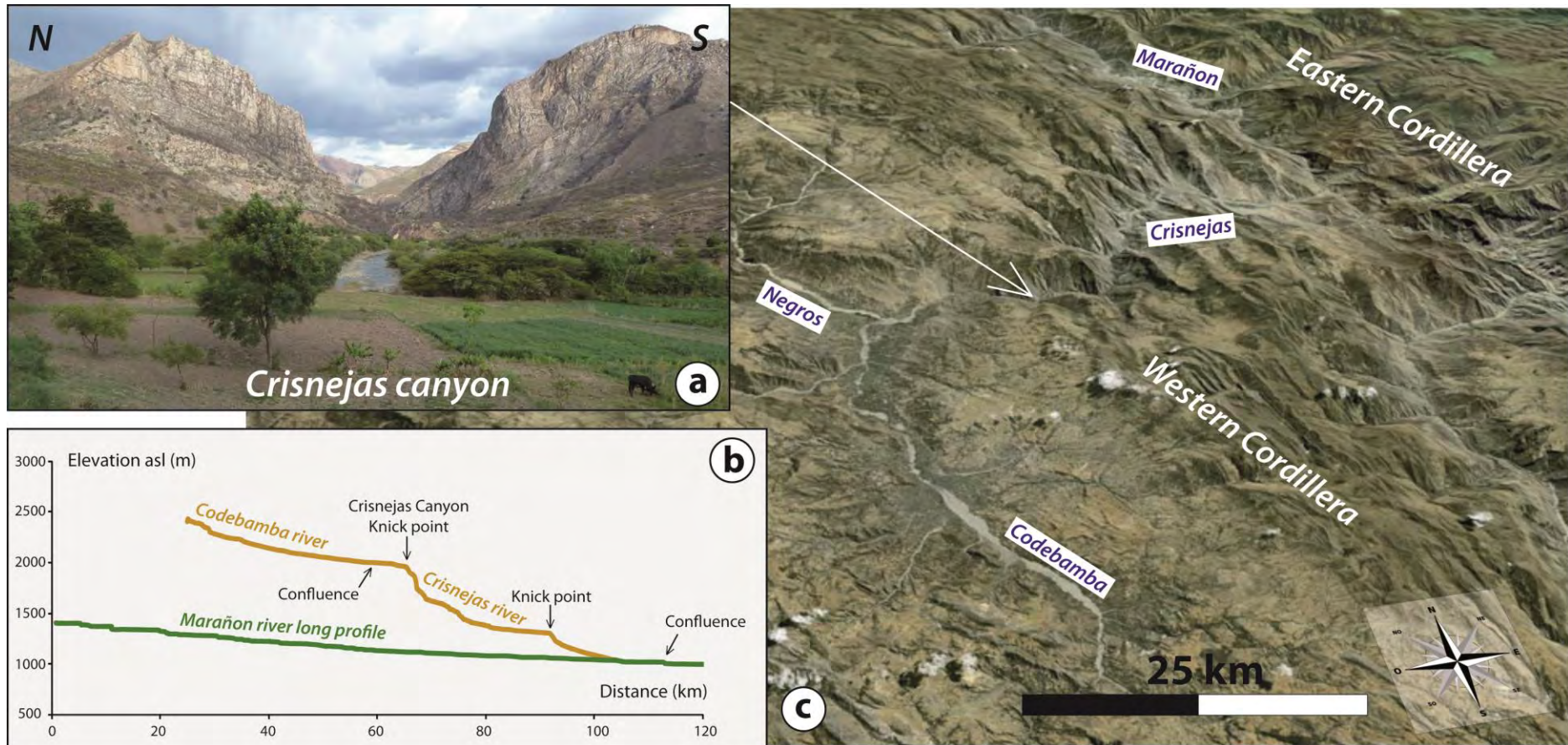


Figure V.28. (a) Photo vers l'Est du canyon Crisnejas. (b) Profil en long des rivières Codebamba et Crisnejas en marron, noter la localisation de la confluence Codebamba-Crisnejas ainsi que celles des ruptures de pentes (knick point) et profil en long partiel du Marañón en vert : (asl) above sea level. (c) Photo satellite Google Earth du bassin Cajabamba et des écailles du Marañón jusqu'à la vallée du Marañón : frontière entre les Cordillères Occidentale et Orientale.

III.3.2. Surrection du domaine côtier et résultats de Thermochronologie

La partie précédente a permis de montrer qu'une surrection associée à une déformation de grande longueur d'onde, affectait les parties méridionale et orientale de la Cordillère Occidentale à partir du Miocène inférieur. Qu'en est-il de la région côtière où un escarpement de plus de 3 km est présent (Figure V.29) ? Les derniers épanchements de l'arc volcanique datent du Miocène inférieur (ca. 17 Ma) et la mise en place du batholite côtier est antérieure ou synchrone (Eocène à Miocène). C'est dans le batholite côtier que 12 échantillons ont été récoltés pour dater et quantifier l'incision des plateaux, la formation de l'escarpement et par extension l'histoire de la surrection de la Cordillère Occidentale. Douze échantillons granitiques ont été prélevés pour des datations U-Pb et thermochronologiques basse-température (AFT et AHe) entre des altitudes de 200 à 3000 m au-dessus du niveau de la mer (m, asl) (Table V.1). Ce qui en fait un profil vertical échantillonné sur un relief équivalent à celui de la vallée du Marañón (plus de 2500 m). Pour la suite de l'étude, et comme dans le chapitre 4 [Eude *et al.*, soumis], j'utiliserai la notation anglo-saxonne « Ma » pour les âges et « My » pour les durées.

III.3.2.a. Mise en place du batholite – datations U-Pb sur zircons

Les échantillons TRU1 et TRU6 (Figure V.30) ont été datés à l'U-Pb sur zircons respectivement à 44.8 ± 3.7 Ma et au minimum à 85 Ma (Annexe E) indiquant un âge de mise en place cohérent avec les données publiées (50 à 20 Ma) [Stewart *et al.*, 1974 ; Reyes Rivera, 1980 ; Wilson, 1985 ; Noble *et al.*, 1990].

III.3.2.b. Résultats de thermochronologie basse-température

Tous les âges thermochronologiques basse-température publiés [Wipf, 2006] et ceux provenant de cette étude, sont représentés sous forme de diagramme âge-altitude dans la Figure V.31. Aux erreurs de calculs près, les âges de cette étude et ceux de la littérature [Wipf, 2006] montrent une bonne cohérence (Figure V.30). Dans la suite de l'étude, je ne traiterai que mes résultats.

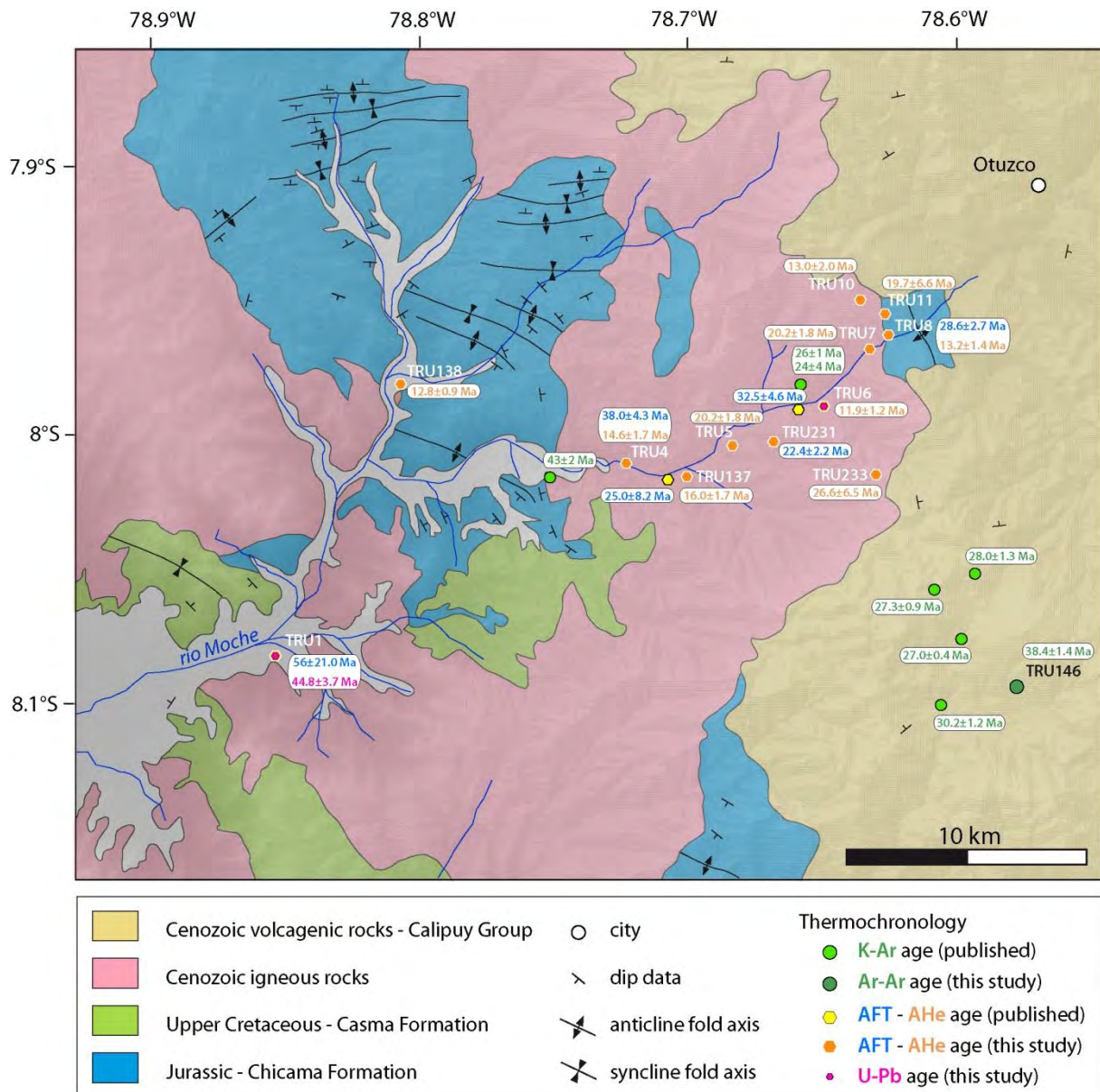


Figure V.29. Carte géologique de la vallée Moche. Localisation des échantillons thermochronologiques du profil du rio Moche et des datations des roches magmatiques. Carte géologique modifiée d'après *Cossio et Jaen*, [1967].

Chapitre V - Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale

Name	# grains counted	Standard tracks pd x 10⁴ (cm⁻²) (counted)	ρs x 10⁴ (cm⁻²) (counted)	ρi x 10⁴ (cm⁻²) (counted)	U (ppm)	P(χ²) (%)	Var. (%)	Age (Ma)	±2σ (Ma)	Mean Track Length (μm) (#)	Tr. Lt. Std. Dev. (μm)	[Cl] (wt%) (#)	[Cl] Std. Dev. (wt%)
Moche valley age-elevation profile													
TRU1	6	151.4	28.76	134.7	11.1	0	33	56.0	21.0	(0)		1.150 (12)	0.266
TRU4	20	150.9	55.57	390.4	32.4	58	5.3	38.0	4.3	12.2 (71)	2.0	0.165 (11)	0.04
TRU231	20	122.7	46.82	436.7	44.6	60	0	22.4	2.2	13.4 (100)	1.5	1.977 (10)	0.14
TRU8	20	150.0	44.04	400.7	33.5	49	0	28.6	2.7	13.6 (91)	1.4	1.794 (10)	0.427
Isolated age													
TRU246	16	128.6	22.37	90.7	8.8	97	0	54.5	8.5	13.5 (15)	1.0	1.080 (8)	0.028

Table V.3. Résultats des âges trace de fission comptés. pd, densité de traces du verre CN5 après irradiation de l'échantillon. ρs, densité de traces spontanées. ρi, densité de traces induites. U, concentration en ²³⁸U moyenne. P(χ²), test de précision, voir texte pour explications (chapitre 2). Var, dispersion des âges grains individuels. σ, incertitude calculée sur chaque âge central.

Chapitre V - Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale

Table V.4. Résultats (U-Th)/Hélium sur apatite (AHe). Les âges moyens sont reportés avec une incertitude correspondant au maximum entre l'incertitude sur la mesure et l'écart type sur les grains individuels.

Lab. Ref.	Sample Name	# gr	He (nmol.g ⁻¹)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (pm)	r (µm)	l (µm)	Ft	Weight (µg)	Raw Age (Ma)	Corr. Age (Ma)	1σ (Ma)	Mean Age ± 2σ (Ma)
Moche valley age-elevation profile														
09QJI	TRU138a	4	2.939	39.6	69.8	104.0	51.6	232.5	0.74	13.49	9.63	13.00	0.33	12.8 ± 0.9
09QJJ	TRU138b	3	2.631	36.9	48.8	176.9	73.1	179.3	0.79	12.13	9.97	12.67	0.30	
09QIW	TRU4a	4	2.859	32.3	68.4	343.6	40.7	132.3	0.66	6.13	10.78	16.24	0.51	14.6 ± 1.7
09QIY	TRU4b	4	2.282	35.8	55.3	338.2	30.8	133.7	0.58	3.69	8.53	14.67	0.56	
09QJA	TRU4c	4	5.374	101.8	92.5	413.3	37.5	104.8	0.62	3.45	7.97	12.80	0.42	
09QLJ	TRU137a	3	2.102	17.8	58.5	482.7	47.2	113.3	0.67	4.28	12.00	17.75	0.59	16.0 ± 1.7
09QLC	TRU137b	4	1.529	17.5	56.7	512.2	30.3	105.8	0.55	2.43	8.94	15.92	0.69	
09QJH	TRU137c	3	1.792	25.6	40.7	511.3	36.3	147.1	0.63	3.58	9.21	14.44	0.51	
09QJC	TRU5a	3	1.592	36.7	46.8	269.8	35.9	182.1	0.64	5.94	6.10	9.50	0.31	9.3 ± 1.0
09QJE	TRU5b	3	1.367	27.2	51.5	305.1	38.2	114.3	0.62	2.72	6.33	10.10	0.37	
09QJG	TRU5c	2	1.140	25.6	38.0	256.8	52.7	181.6	0.73	5.91	6.03	8.24	0.24	
09QLK	TRU231a	3	4.740	100.1	88.4	312.5	35.1	120.2	0.62	2.10	7.19	11.67	0.40	12.2 ± 1.1
09QLR	TRU231b	3	5.090	101.9	86.5	347.2	40.7	135.4	0.66	3.19	7.63	11.52	0.35	
09QLD	TRU231c	2	3.879	61.7	58.6	244.5	44.7	179.3	0.70	4.82	9.41	13.41	0.38	
09QLZ	TRU6b	3	2.675	50.8	69.6	256.3	40.7	144.7	0.66	3.82	7.30	11.03	0.35	11.9 ± 1.2
09QLS	TRU6c	3	3.911	67.7	71.2	299.5	42.2	135.0	0.67	4.60	8.48	12.69	0.38	
09QLL	TRU7a	3	3.283	50.9	63.2	462.6	38.7	92.9	0.62	2.06	9.11	14.65	0.53	12.0 ± 2.5
09QLE	TRU7b	3	2.382	43.9	80.7	463.0	34.1	131.2	0.60	2.15	6.91	11.36	0.42	
09QKX	TRU7c	2	2.372	46.0	71.1	433.1	50.4	128.0	0.70	2.87	6.89	9.84	0.30	
09QMJ	TRU8a	3	4.965	63.4	75.6	429.2	58.8	224.2	0.76	11.49	11.18	14.61	0.35	13.2 ± 1.4
09QMR	TRU8b	3	5.201	82.3	80.8	441.9	46.7	174.4	0.71	6.71	9.39	13.28	0.36	
09QMA	TRU8c	4	4.132	80.4	77.8	440.9	39.3	134.8	0.65	4.90	7.66	11.73	0.36	
09QML	TRU11b	1	1.884	16.0	54.8	486.3	69.6	193.6	0.78	4.17	11.75	15.05	0.44	19.7 ± 6.6
09QMS	TRU11c	1	3.351	3.8	121.9	590.9	66.5	195.1	0.76	4.87	18.55	24.36	0.74	
09QLT	TRU10a	3	1.813	33.6	41.2	434.0	39.6	127.6	0.65	4.00	7.61	11.67	0.39	13.0 ± 2.0
09QLM	TRU10b	3	2.565	42.9	63.8	434.3	40.2	167.8	0.67	4.67	8.08	12.08	0.38	
09QLF	TRU10c	2	4.143	51.7	59.1	503.2	57.1	196.7	0.75	6.04	11.50	15.23	0.39	
09PCX	TRU233a	1	2.490	21.1	48.2	570.5	51.0	150.7	0.71	1.43	13.80	19.31	0.78	26.6 ± 6.5
09PDA	TRU233b	1	2.513	17.6	49.9	689.7	28.3	96.7	0.52	0.86	15.33	28.62	1.73	
09PDD	TRU233c	1	2.762	16.9	38.8	489.9	31.1	177.6	0.59	3.06	19.07	31.70	1.29	
Isolated age														
09PDF	TRU246a	1	0.931	7.4	16.0	128.7	42.8	173.3	0.68	5.57	15.10	22.12	0.85	20.2 ± 1.8
09QIQ	TRU246b	3	0.715	6.5	14.5	124.2	46.6	127.4	0.68	4.43	13.07	19.12	0.72	
09QIR	TRU246c	2	0.548	5.2	12.1	103.6	37.0	150.9	0.63	3.65	12.33	19.29	0.82	

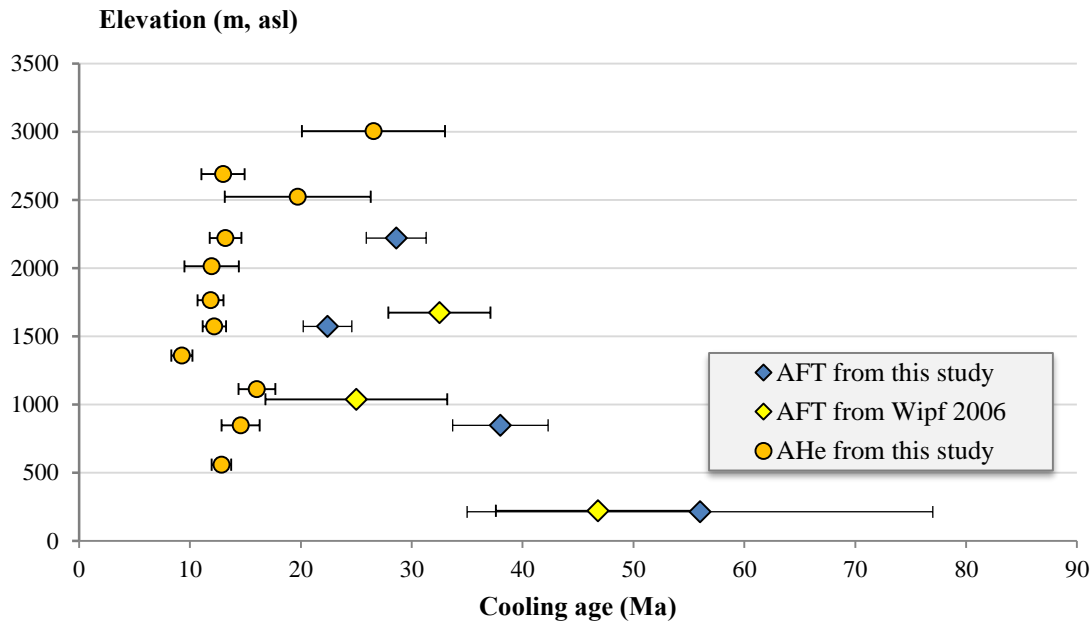


Figure V.30. Représentation Age-Altitude des âges thermochronologiques basse température (AFT et AHe) de la vallée du rio Moche. Incertitudes sur les altitudes non représentées car négligeables relativement à l'échelle. (m, asl), mètres au-dessus du niveau de la mer.

Traces de fission sur apatite (AFT)

Les résultats AFT sont présentés en Table V.3. Une moyenne de 20 grains a été comptée pour chacun des 4 échantillons. Les âges centraux sont reportés avec une incertitude 2σ . Les âges s'étalent de 22.4 ± 2.2 à 56.0 ± 21.0 Ma. Les moyennes de longueurs de traces oscillent entre 12.2 ± 2.0 et 13.6 ± 1.4 μm avec des compositions chimiques en chlore des apatites relativement homogènes, à l'exception de TRU4 ($[\text{Cl}] = 0.165 \pm 0.04$ wt%), entre 1.080 ± 0.028 et 1.977 ± 0.140 wt%. Les quatre âges montrent une diminution de l'âge de refroidissement avec l'altitude et en direction de l'aval de la rivière Moche (Figure V.30).

(U-Th)/Hélium sur apatite (AHe)

Les résultats AHe du profil sont donnés dans la Table V.4. Onze sur les douze échantillons prélevés ont pu être datés. A l'exception de l'échantillon le plus élevé du profil (3005 ± 12 m, Table V.1) TRU233, daté à 26.6 ± 6.5 Ma, et de TRU11, daté à 19.7 ± 6.6 Ma, neuf échantillons donnent des âges de refroidissement entre 9.3 ± 1.0 et 16.0 ± 1.7 Ma. Les deux âges des échantillons TRU11 et TRU233 possèdent une grande incertitude due à

l'hétérogénéité des âges de leur aliquotes (Figure V.31). En effet, TRU11 est la combinaison d'une aliquote datée à 15.05 ± 0.88 Ma et d'une autre datée à 24.36 ± 1.48 Ma (Figure V.31), ayant toutes deux des concentrations en Uranium relativement faibles : respectivement 16.0 et 3.8 ppm (Table V.4). TRU233 donne un âge composé de trois aliquotes : deux datées à 28.62 ± 1.73 et 31.7 ± 0.29 Ma et un âge plus jeune à 19.31 ± 0.78 Ma. Ces trois dernières aliquotes ont aussi une concentration en Uranium faible (16.9 à 21.1 ppm), relativement aux autres échantillons (Table V.4).

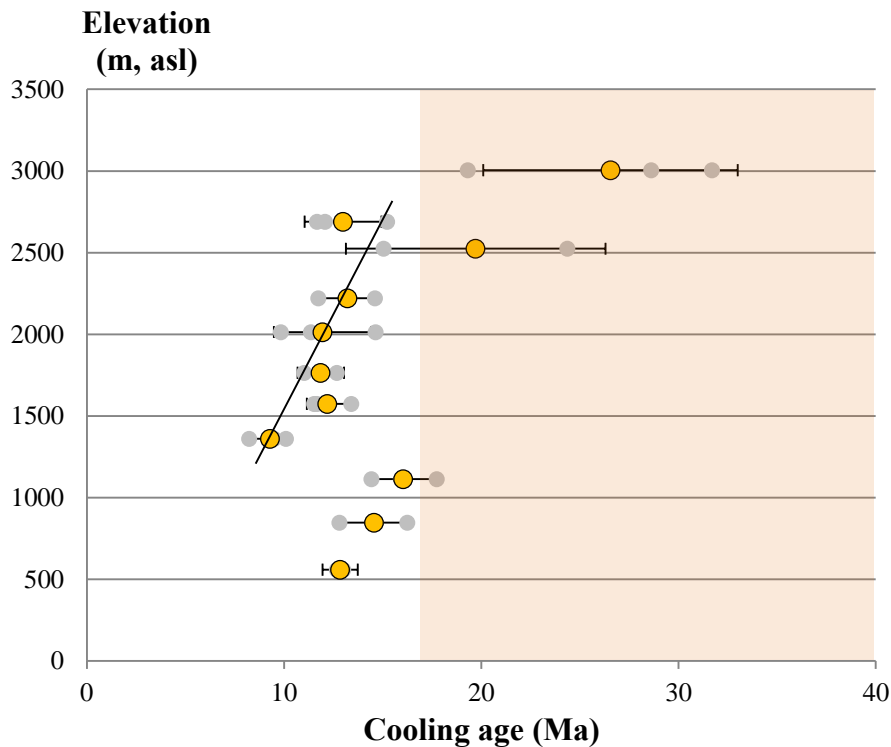


Figure V.31. Représentation âge AHe-altitude des échantillons du profil Moche. Chaque âge d'aliquote est représenté par un rond gris, la moyenne est représentée par les ronds orange. L'incertitude sur l'altitude n'est pas visible car négligeable par rapport à l'échelle. La zone orangée indique la durée de fonctionnement de l'arc. La droite noire est une régression sur les âges aliquotes plus jeunes que 17 Ma et du haut du profil (voir texte pour explications).

Une régression linéaire de tous les âges AHe donne une droite de coefficient directeur 87 m.My^{-1} avec un coefficient de détermination de 28% ($R^2=0.28$). La représentation âge AHe-altitude (Figure V.31) montre que la répartition des âges peut se décomposer en deux

groupes d'âges. Les trois les moins élevés entre 559 ± 12 et 1114 ± 32 m donnent un alignement sur une droite de pente 173 m.My^{-1} ($R^2=0.99$). Les huit autres s'alignent sur une droite de pente 264 m.My^{-1} avec un coefficient de détermination de 60%. En supposant que le régime thermique de la croûte lors du fonctionnement de l'arc volcanique, influence le signal du refroidissement. Une régression linéaire sur les âges aliquotes du groupe du haut du profil, et plus jeunes que 17 Ma a été tentée. Elle donne une répartition des âges sur une droite de pente de 229 m.My^{-1} , avec un coefficient de corrélation de 66% (Figure V.31).

Pour tenter de comprendre ce saut dans la répartition des âges, entre les deux groupes, les âges ont été représentés en fonction de la distance le long du profil de la rivière (Figure V.32). Un profil swath, [p.e., *Hergarten et al.*, 2013] sur une bande de 10 km de part et d'autre de la rivière, est superposé à celle-ci. La position des échantillons a été projetée orthogonalement sur le profil en long de la rivière Moche. En effet, les échantillons ont tous été prélevés à proximité du lit de la rivière (Figures V.29 et V.32) à l'exception de TRU138 (autre affluent) et des trois plus élevés en amont, sur les flancs du canyon. La position de chaque échantillon est représentée par un rond noir sur la Figure V.33. Sur cette figure, les âges de refroidissement sont représentés en ordonnées. Ainsi la position d'un échantillon et ses âges de refroidissement dans les deux systèmes thermochronologiques, s'alignent sur une verticale (Figure V.32). L'altitude moyenne montre une position de l'escarpement de part et d'autre de la rivière vers 56 km de la côte (Figure V.32). Alors que la ligne d'altitude maximale sur cette bande de 20 km de large (Figure V.32), montre l'avancée vers la côte des paléo-surfaces à ~46 km, soit plus en aval. C'est approximativement vers cette distance qu'il existe le saut entre les deux groupes d'âges AHe, entre les échantillons TRU5 et TRU137.

Modélisations numériques des âges

Les échantillons ayant été datés par les thermochronomètres AFT et AHe ont été modélisés à l'aide du logiciel HeFTy v.1.8.0 (version de 2013) [*Ketcham*, 2005 ; *Ketcham et al.*, 2007]. Les échantillons de la rivière Moche se répartissent régulièrement le long du profil à 44, 52 et 59 km (Figure V.32) et en altitude, respectivement à 848 ± 3 , 1574 ± 26 et 2222 ± 31 m. L'échantillon TRU1 n'a pas été modélisé compte tenu de l'impossibilité de compter les longueurs de traces (chapitre 2). Les modélisations ont été arrêtées après détermination de 100 bons chemins temps-température (t-T), où après 100 000 chemins t-T acceptables (Figures V.33 et V.34).

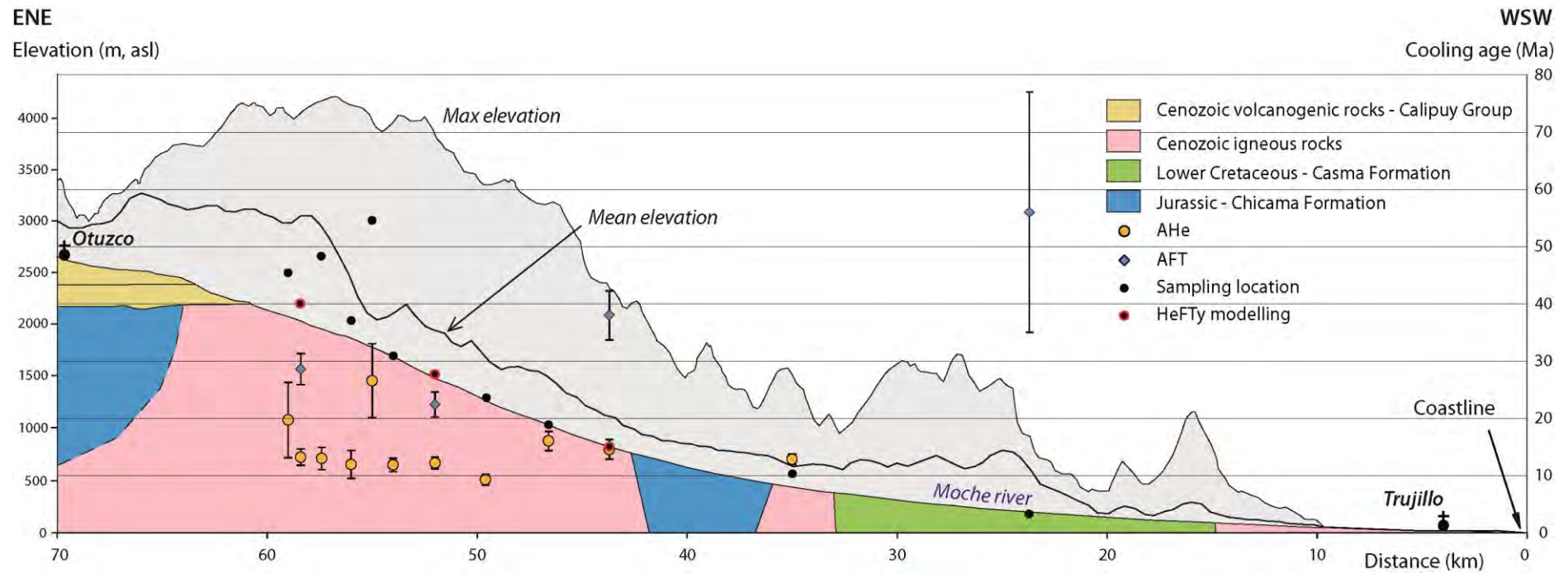


Figure V.32. Représentation des âges thermochronologiques (ordonnées à droite) sur un profil swath de répartition des altitudes (ordonnées à gauche) dans une bande de 10 km de part et d'autre de la rivière Moche. La distance est prise à partir du trait de côte. L'altitude minimum est le lit de la rivière, l'altitude maximum est représentée en trait noir fin et la moyenne en trait noir plus épais. La lithologie est représentée schématiquement le long du lit de la rivière.

TRU246

L'échantillon TRU246 a été prélevé sur une intrusion dioritique cénozoïque à l'est du bassin Calipuy (Figure V.6) associé à une valeur de vitrinite. Son âge AFT donne 54.5 ± 8.5 Ma (Table V.3) et son âge AHe donne 20.2 ± 1.8 Ma (Table V.4). Le meilleur chemin (GOF > 80%) issu de la modélisation numérique de cet échantillon (Figure V.33) indique un refroidissement rapide jusqu'à $\sim 70^\circ\text{C}$ entre 65 et 58 Ma, cohérente avec sa répartition de longueur de traces étroite et forte ($13.5 \pm 1.0 \mu\text{m}$). L'échantillon stagne ensuite entre 70 et 60°C avant de refroidir sous cette température à partir de 20 Ma. L'âge enregistré par le thermochronomètre AFT peut tout aussi bien être un âge de mise en place, qu'un âge d'exhumation ou une combinaison des deux. La valeur de vitrinite de TRU124, échantillonné dans les argiles de la Formation Chicama, est de 2.6% (Figure V.6). Avec un chauffage (chapitre 2) variant de 1 à $2^\circ\text{C}\cdot\text{Ma}^{-1}$, calculé en estimant la sédimentation des 5 ± 1 km de mésozoïque en 100 Ma, 2.6% de réflectance de la vitrinite correspondent à une température maximale atteinte de $215 \pm 4^\circ\text{C}$ [Sweeney et Burnham, 1990]. Cette valeur est finalement cohérente avec un fort enfouissement de plus de 6 km sous la pile crétacée et probablement cénozoïque.

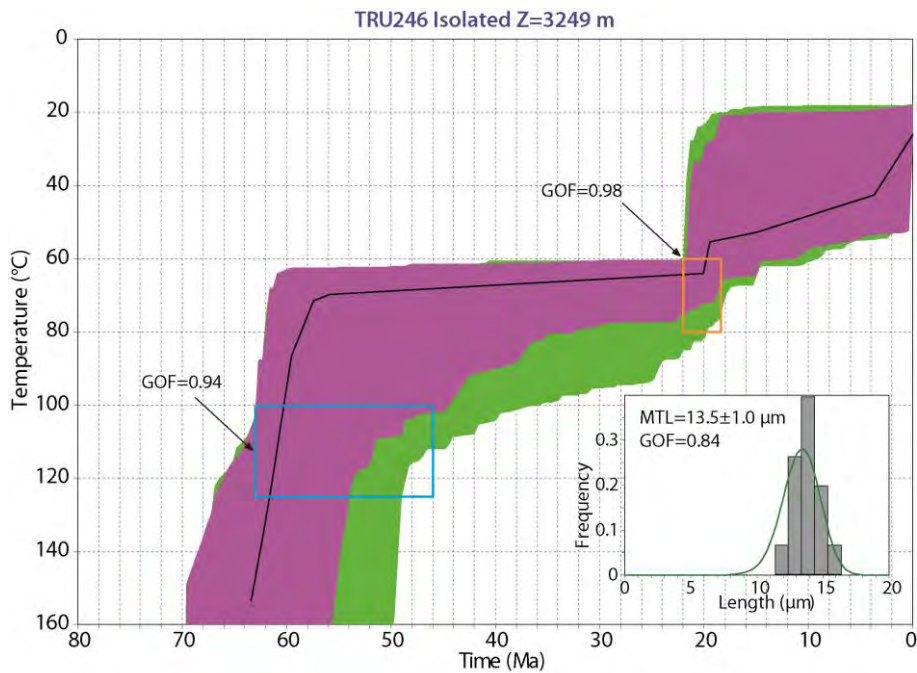


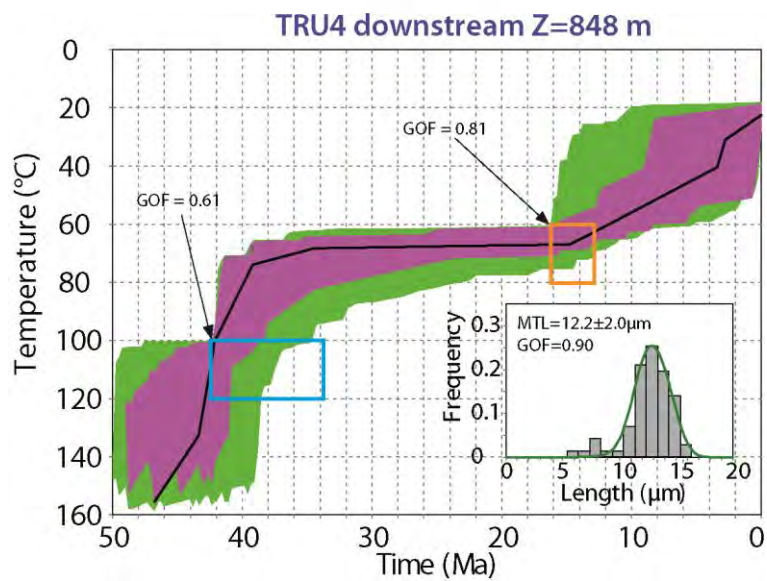
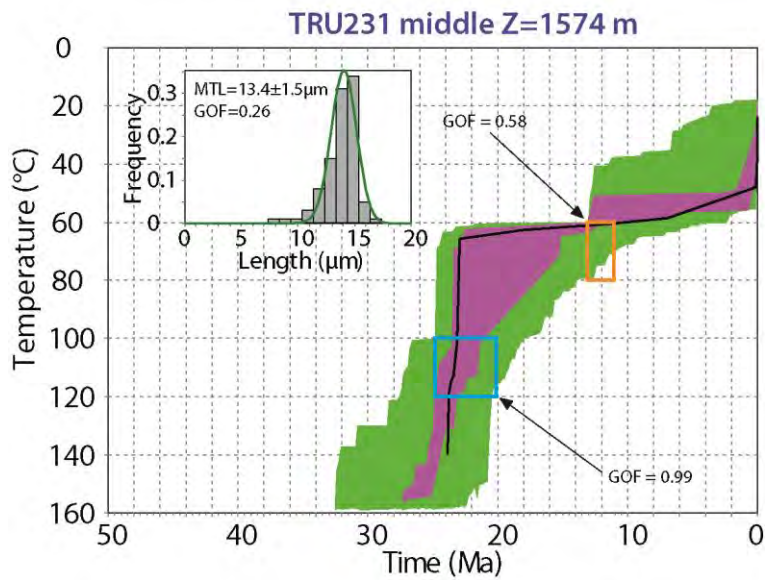
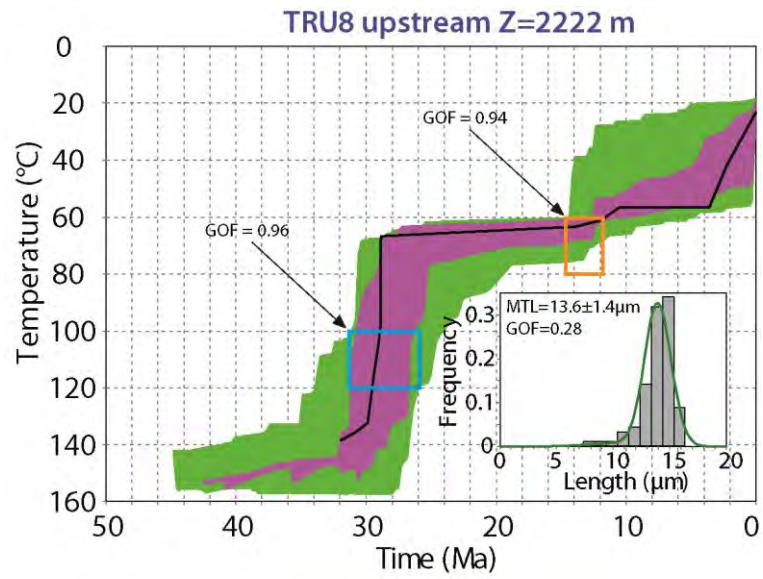
Figure V.33. Modélisation T-t de l'échantillon TRU246. Même légende que la Figure V.34, à noter cependant que l'échelle temporelle est élargie à cause de l'âge AFT plus vieux.

L'intrusion d'où a été extrait l'échantillon AFT étant plus jeune que la Fm. jurassique Chicama, la valeur de R_0 n'a évidemment pas été prise en compte dans la modélisation t-T. Son refroidissement miocène est interprété comme accompagnant le soulèvement de la Cordillère Occidentale à partir du Miocène inférieur.

Echantillons du profil Moche

Les trois échantillons montrent un refroidissement relativement rapide autour de leur âge AFT (Figure V.34). Le refroidissement des deux échantillons les plus hauts est quasiment instantané à ca. 30 Ma pour TRU8 et à ca.24 Ma pour TRU231, cohérent avec une répartition de longueurs de traces étroite et une moyenne (MTL) élevée ($>13 \mu\text{m}$). Le refroidissement de TRU4 apparaît être plus progressif entre ca. 48 et 40 Ma, sa répartition de longueurs de traces est un peu plus étalée, avec une MTL de $12.2 \pm 2.0 \mu\text{m}$. Leur température stagne ou diminue ensuite autour de $70\text{-}60^\circ\text{C}$ jusqu'à leur arrivée à la surface ($23 \pm 5^\circ\text{C}$). L'échantillon aval refroidit régulièrement depuis 15 Ma alors que les chemins t-T des deux autres échantillons montrent plutôt un refroidissement rapide très récent (moins de 5 My).

Figure V.34. (Page suivante) résultats des modélisations numérique temps-Température sur les échantillons TRU8 en amont, TRU231 au milieu et TRU4 en aval du profil de la rivière Moche. MTL, mean track length. GOF, goodness-of-fit. Enveloppe des bons chemins en violet et des chemins acceptables en vert. Les diagrammes de répartition des longueurs de traces sont superposés aux modélisations avec l'enveloppe en trait vert correspondant au meilleur chemin t-T modélisé, en trait noir gras. Les GOF sont les valeurs en pourcentage de cohérence de la modélisation avec la mesure sur les âges et la répartition des longueurs de traces. Sur les diagrammes t-T, les contraintes imposées sont représentées par des rectangles : bleu pour les AFT et orange pour les AHe ($\pm 2\sigma$ sur leur âges et $\pm 10^\circ\text{C}$ sur leur température de fermeture).



IV. CONCLUSION ET DISCUSSION

IV.1. Age et déformation du prisme orogénique occidental

IV.1.1. Une combinaison de tectonique de socle et de couverture

Comme pour l'ensemble du prisme Cordillère Orientale- zone Subandine (chapitre 4), la déformation de la Cordillère Occidentale est le résultat d'une tectonique de type couverture (thin-skinned) et de tectonique de socle (thick-skinned). La tectonique de socle se matérialise principalement par des reprises de structures héritées au front de la chaîne du Marañón (Figures V.14, V.15). Dans la chaîne du Marañón, les rétro-chevauchements mis en évidence dans les coupes élaborées dans les canyons transversaux à la vallée du Marañón [*Janjou et al.*, 1981 ; *Mourier*, 1988] sont aussi présents sur cette coupe (Figure V.17). La coupe à elle seule ne permet pas de proposer une séquence d'activation particulière des chevauchements. Cependant, l'amincissement progressif des strates du Crétacé supérieur d'ouest en est (chapitre 3 ou Annexe B) penche en faveur d'une activation en séquence normale du Maastrichtien à l'Eocène supérieur, après les inversions ponctuelles de failles héritées (Figures V.14, V.15) durant le Turonien. Les observations sur l'initiation de la déformation au Turonien sont les premières décrites dans la chaîne du Marañón.

Par comparaison, concernant l'initiation de la déformation, *Baby et al.*, [2013] montrent des inversions similaires dans le bassin équatorien Oriente durant le Turonien, grâce à l'analyse de discordances progressives. Sur la côte au sud du Pérou, des discordances progressives turoniennes associées à des structures NW-SE, ont également été rapportées [p.e., *Jaillard*, 1993]. Localement, des hiatus de sédimentation entre le Turonien inférieur et le Campanien moyen-Maastrichtien sont rapportés sur la côté équatorienne aussi bien que dans la région d'Arequipa au sud du Pérou [*Jaillard*, 1993]. Dans les Andes équatoriennes et dans les bassins subandins Oriente (sud-équatorien) et Marañón, les travaux de *Jaillard et al.*, [2005] mettent en évidence ce type de déformation distribuée seulement à partir du Santonien (85 Ma). L'inversion précoce des bassins extensifs mésozoïques, qui crée des petits reliefs, est généralisée dans toutes les Andes Centrales [*Kennan*, 2000]. Durant la période s'étalant du Coniacien (88.6 Ma) au Maastrichtien (65.5 Ma), la corrélation des événements de maximum d'inondations avec les niveaux eustatiques montre que la magnitude des transgressions traduit des mouvements de subsidence et de soulèvement locaux [*Jaillard et al.*, 2005]. Au

Campanien vers 83 Ma, la transgression ne se manifeste que localement, indiquant que la marge andine était déjà déformée et émergée localement par la tectonique du Crétacé supérieur [Jaillard *et al.*, 2005]. Finalement, la transgression majeure maastrichtienne (70.6-65.5 Ma) ne s'observant pas dans les bassins occidentaux et étant très marquée dans la zone Subandine, montre que le bassin d'avant-pays était déjà en cours de développement [Jaillard *et al.*, 2005 et chapitre 4].

Le raccourcissement de 78 km de cette partie de la chaîne (47%, Figure V.13) est en accord avec les conclusions de Mourier [1988] qui écrivait : « *Les écailles du Marañón [...] où la majeure quantité de raccourcissement est accumulé* ». Ajouté à la déformation du prisme Cordillère Orientale – zone Subandine, le raccourcissement est de 220 km. Ce qui donne un taux de 26 à 28% selon que la limite ouest est prise au niveau du contact Sud du bassin Calipuy (28%) ou de la côte (26%). La principale hypothèse discutable pour l'élaboration de la coupe est la présence du niveau de décollement plat (Figure V.17). Cette hypothèse est intrinsèque à la construction de cette coupe indépendamment du reste du prisme. En l'occurrence, le chapitre 4 montre que les écailles du Marañón sont situées au toit d'une rampe crustale. L'inclinaison à grande longueur d'onde de cette déformation est invisible sur la coupe. Le modèle de décollement plat est cependant valide si on considère une tectonique principalement thin-skinned qui décolle dans les lutites jurassiques et qui se superpose à l'histoire pré-andine. La coupe présente des variations d'épaisseur attribuées aux failles normales sous-jacentes aveugles, masquées par le système de chevauchements de couverture qui les recourent. La sismicité actuelle matérialise l'activité de ces failles qui affectent la croûte. Les résultats de ce travail montrent bien que l'étude du prisme occidental au nord des Andes Centrales est un lieu privilégié pour dater la fin de la période de déformation majeure de la Cordillère Occidentale. La datation à 40 Ma (Figure V.18) associée aux discordances progressives du bassin Calipuy est la première qui post-date la déformation majeure (Santonien-Eocène inférieur) de la Cordillère Occidentale.

IV.1.2. Régimes extensif et compressif du Miocène

Les failles normales qui affectent la formation Cajabamba sont en accord avec les observations de Bellier *et al.*, [1989] d'un régime en extension ENE-WSW durant le Miocène moyen accommodé par la faille de Chaquilbamba (Figure V.22). Les figures d'échappement de fluides (Figure V.21) peuvent aussi être interprétées comme résultant de petits mouvements de terrain d'âge Miocène moyen. Ceux-ci sont cohérents avec les résultats de

Bellier et al., [1989] qui parlent d'ajustements gravitaires, c'est-à-dire des mouvements de surface liés à une déformation plus profonde.

Les discordances progressives observées dans la formation Codebamba peuvent s'interpréter de deux manières : soit l'épaississement vers l'ESE est dû à une aggradation alors que l'espace augmente vers l'ESE avec un jeu normal de la faille de Chaquilbamba, soit l'amincissement vers l'WNW est dû au plissement qui affecte la pile Cajabamba-Codebamba. Au vu des résultats de *Bellier et al.*, [1989] qui montrent une activité compressive au Pliocène, cette interprétation est préférée. De surcroît, la direction des discordances et du plissement sont compatibles avec une reprise des chevauchements sous le bassin (Figure V.22). Dans le sud de la vallée, les formations Cajamarca et Codebamba sont affectées d'une déformation matérialisée par leur inclinaison et leur plissement (Figure V.25). Les directions d'axes de plis et les directions de failles (N130 à N160) sont équivalentes à celles des chevauchements structurant la Cordillère Occidentale. Cette activité tectonique est ainsi interprétée comme une reprise des chevauchements sous-jacents (Figure V.18) au moins à partir du Miocène supérieur.

Dans le nord de la vallée, les failles affectant les terrasses ainsi que l'impressionnant chevauchement du Jurassique sur le Quaternaire n'ont pas cette direction. Un certain nombre de failles très verticales sans direction préférentielle affectent la formation Chicama. Sur les cartes géologiques [*Reyes Rivera*, 1980], quelques-unes recoupent les formations mio-pliocènes (Figure V.22). Par conséquent, le chevauchement post 4000 ans (Figure V.23) ainsi que celui décrit en Figure V.24, peuvent être interprétés comme une réactivation de ces accidents jurassiques. Les âges obtenus dans les terrasses quaternaires indiquent une activité tectonique post 20 000 ans en accord avec les séismes historiques destructeurs qui ont affectés la région. La faille de Chaquilbamba a par exemple été réactivée en Avril 1937 [*Bellier et al.*, 1989]. Sur ce point nos résultats divergent car *Bellier et al.*, [1989] indiquent une tectonique en extension de direction Nord-Sud durant le Quaternaire alors que nos résultats montrent clairement que dans ce bassin les terrasses datées sont déformées par un régime compressif SW-NE. Le plissement NNW-SSE post-Miocène moyen qui affecte localement le centre du bassin Calipuy (Figure V.7) soutient l'hypothèse de la réactivation des chevauchements sous-jacents.

IV.2. Quantification de la surrection depuis le Miocène inférieur

IV.2.1. Interprétation des âges Traces de Fission sur Apatite (AFT)

De la compilation des âges publiés et ceux provenant de cette étude, deux périodes de mise en place du batholite peuvent être extraites : la première entre 50 et 34 Ma (pulse vers 43 Ma), sur la zone restreinte à ± 50 km du transect, plutôt proche de la côte, et la seconde entre 31 et 20 Ma (pulse à ca. 27 Ma) vers l'amont [Stewart *et al.*, 1974 ; Wipf, 2006 ; Navarro *et Mamani*, 2009]. Ces deux périodes correspondent à des périodes de refroidissement enregistrées dans les âges AFT et mis en évidence dans les modélisations numériques. Ainsi, il existe bien un refroidissement très rapide, quasi-synchrone aux incertitudes près, entre les températures de fermetures des systèmes de haute et de basse température. Sur le terrain aucune structure tectonique de grande ampleur n'est visible sur la côte (p.e., Figure V.3). En effet, une telle exhumation de $\sim 900^\circ\text{C}$ (système U-Pb) à $\sim 110^\circ\text{C}$ pourrait être envisagée le long d'une faille normale ou décrochante [p.e., Ring *et al.*, 1999 ; Witt *et al.*, 2012]. Cette hypothèse ne peut être écartée seulement sur des arguments de terrain, mais nous avons montré précédemment que la période 50-34 Ma correspondait à une période de déformation compressive intense et que la période 31-20 Ma était caractérisée par l'activité de l'arc volcanique. Les âges AFT sont donc interprétés comme un refroidissement des échantillons dû à la cristallisation du pluton relativement proche de la surface (température $< 110^\circ\text{C}$). Ce type de mise en place de laccolites granodioritiques proche de la surface (entre 4 et 5 km) a été mis en évidence dans la région d'Arequipa au sud du Pérou [Demouy, 2012]. De plus, il a été montré que les apatites avec une forte proportion de chlore avaient une meilleure résistance à la cicatrization des traces et que leur température de fermeture augmentait [Green *et al.*, 1986 ; Carlson *et al.*, 1999 ; Barbarand *et al.*, 2003a ; 2003b ; Ketcham *et al.*, 2007]. Ainsi pour les échantillons amont, avec des compositions en chlore fortes et homogènes (1.794 \pm 0.427 wt% pour TRU8 et 1.977 \pm 0.140 wt% pour TRU231, Table V.3), la température de fermeture dépasse les 110°C (132°C pour une apatite de composition 2.0 wt% et un refroidissement à $10^\circ\text{C}.\text{My}^{-1}$, encore plus élevée si l'apatite refroidit plus vite ; Richard Ketcham, communication personnelle). Ces températures de fermeture correspondent à une mise place sous 6 km au maximum, durant la période 31 à 20 Ma. En ce qui concerne l'échantillon aval (TRU4), son âge est le résultat d'une combinaison de mise en place proche de la surface et d'exhumation rapide à la faveur des chevauchements qui déforment la Cordillère Occidentale durant la période 50-38 Ma.

IV.2.2. Interprétation des âges (U-Th)/He sur Apatite (AHe)

Sur ces mêmes échantillons, les âges AHe sont significativement plus jeunes. Ils donnent majoritairement des âges postérieurs à l'activité de l'arc volcanique (Figure V.31). Leur refroidissement est interprété comme résultant de l'érosion du canyon Moche. Le choix a été fait d'estimer la vitesse d'érosion du canyon par trois méthodes indépendantes : (1) Une estimation de la quantité de matériel érodé depuis l'âge des paléo-surfaces et des âges de refroidissement ; (2) une estimation de l'exhumation extraite des taux de refroidissement des modélisations et (3) une discussion de la pente de la régression linéaire sur les échantillons AHe amont du profil.

Le profil swath montre que des épaisseurs d'environ 2000 m surmontaient les échantillons de l'amont avant incision (Figure V.32). Une première manière d'évaluer le taux d'incision de la rivière est de considérer que ces 2000 ± 200 m (Figure V.32) ont été érodés depuis l'âge des paléo-surfaces les plus jeunes (16.7 ± 1.2 Ma, Figure V.8) et du plus vieil échantillon daté à l'AHe (16.0 ± 1.7 Ma, Figure V.31), soit 17.9 My au maximum. Cette première estimation donne une vitesse d'érosion de 127 ± 26 m.My⁻¹.

Les modélisations HeFty montrent un refroidissement de 65 à 23°C en maximum 15 My (Figure V.34), soit avec une gamme de gradients géothermiques de 20 à 30°C, un taux de dénudation évalué à 117 ± 23 m.My⁻¹.

Dans le calcul de la régression, le fait de ne pas prendre en compte les âges aliquotes (Figure V.31) plus vieux que 17 Ma permet de s'affranchir des problèmes de modifications de la structure thermique de la croûte pendant le fonctionnement de l'arc volcanique [p.e., *Simon-Labrie et al.*, 2013]. Intégrer un âge aliquote dans la régression suppose une cinétique des apatites différente sur un même échantillon. Ceci est une hypothèse forte mais TRU10 et TRU11 ayant des compositions en chlore fortes (voir Annexe D), leur comportement à la rétention de l'hélium pourrait s'en trouver influencé [p.e., *Green et al.*, 2006 ; *Flowers et al.*, 2009 ; *Gautheron et al.*, 2009]. Sur la portion amont, les échantillons les plus hauts sont répartis sur une vallée relativement étroite (~7 km). Celle-ci est certes plus grande que la longueur d'onde critique du système AHe de 3.0 ± 0.8 km (chapitre 2), proposée par *Braun* [2005], mais la régression linéaire peut donner une estimation de la vitesse d'exhumation des échantillons. La valeur de 229 m.My⁻¹ est probablement surévaluée du fait de la courbure des isothermes [p.e., *Braun*, 2002], mais elle est en faveur d'une érosion récente rapide.

Le saut entre les groupes amont et aval des âges AHe (Figure V.31) avec leur altitude pourrait être dû au fonctionnement d'une faille qui affecterait le batholite (chevauchement à vergence est ou faille normale à regard est). Son front serait situé vers 48 km de la côte (Figure V.32), rendant les âges de l'aval plus vieux, car soulevés avant ceux de l'amont. Cependant aucune structure particulière n'est visible sur le terrain et le batholite a été décrit comme non-déformé [Cobbing et Pitcher, 1972]. De surcroît, les modélisations montrent un refroidissement plus rapide des échantillons du haut que ceux du bas (Figure V.34), incompatible avec une exhumation accélérée par une faille. Ainsi ce saut est interprété comme résultant de l'érosion régressive de l'escarpement ou du fait de l'absence des dépôts volcaniques jusqu'à cette distance (Figure V.32). De plus, cet alignement des âges AHe avals (Figure V.31) peut être potentiellement hasardeux car ils sont spatialement plus éloignés les uns des autres que ceux de l'amont, rendant les effets de la distribution de l'érosion plus important.

Finalement si ces âges de refroidissement sont interprétés comme résultant de l'érosion, cela donne une information relativement importante quant à la profondeur de mise en place du pluton (température > 70°C). Ce qui, avec un gradient géothermique entre 20 et 30°C.km⁻¹ et une température de surface de 23±5 °C, donne une mise en place entre 2 et 4 km. Avec la valeur de 6 km maximale issue des analyses des âges AFT, la profondeur de mise en place des intrusions du batholite de la côte peut être approximée entre 6 et 2 km de profondeur. Les modélisations numériques HeFTy de *Gunnell et al.*, [2010] montrent de manière équivalente à cette étude que les échantillons subissent un refroidissement rapide autour de leur âge AFT confortant l'idée d'une mise en place du batholite côtier à moins de 6 km de profondeur.

IV.2.3. Remplissage mio-pliocène et surrection de la Cordillère

La séquence stratigraphique du bassin Cajabamba est au premier ordre progradante avec des lithologies témoignant d'environnements de dépôts de plus en plus énergétiques. Durant le dépôt de la Formation Cajabamba, l'environnement de dépôt lacustre à fluvial dans un bassin intramontagneux relativement large témoigne d'une activité aggradante lors d'un régime extensif et sismiquement actif. *Bellier et al.*, [1989] calculent des taux de sédimentation de l'ordre de 0.1 mm.an⁻¹. Un piège tectonique isole probablement le réseau hydrographique et la vallée devient un bassin sédimentaire. La présence d'effondrements vers l'ouest indique une alimentation de l'est et des paléo-pentes vers l'ouest [*Bellier et al.*, 1989].

En montant dans les séries, les sables sont de plus en plus grossiers, évoluant vers des conglomérats dont la taille des galets ne dépassent pas 5 cm jusqu'aux paléosols de la formation Codebamba. La disposition des cônes alluviaux témoigne d'une aggradation du sud vers le nord de la vallée [Bellier *et al.*, 1989] probablement synchrone au remplissage des lacs. Ensuite, l'alternance de niveaux de paléosols (assèchement de certaines zones) avec des sables à litages obliques montre qu'un réseau divaguant de plaine d'inondation se met en place sur les débris de cône et les lacs asséchés. Assez brutalement, l'environnement devient torrentiel avec la présence des dépôts conglomératiques de galets arrondis. Ce passage brutal est interprété comme la progradation du sud au nord des cônes alluviaux se déversant dans le lac (Figure V.22). La proportion des galets : majoritairement calcaires en bas, évoluant progressivement vers une proportion 50 % calcaire, 50% quartzitique puis contenant un peu de galets andésitiques dans les terrasses quaternaires, montre que le matériel conglomératique traduit une forte érosion des plis alentours. Les galets de calcaire proviennent du Crétacé supérieur, les quartzites du Crétacé inférieur et les andésites proviennent de l'érosion des dykes intrudant le Jurassique. La pente actuelle des deux formations (Figure V.22) ainsi que le dépôt en discordance progressive de la Formation Codebamba (p.e., Figures V.23, V.25) sous-entendent que le changement de l'activité fluviale, peut-être associé à l'augmentation des pentes du bassin dû à de la déformation sous-jacente. La surface d'érosion à la base des terrasses quaternaires, ainsi que l'incision des formations, indique que le réseau hydrographique atteint sa forme actuelle entre le toit de la Formation Codebamba et la base du Quaternaire et qu'il existe bien un hiatus sédimentaire entre ces périodes.

Les deux ruptures de pente du profil en long de la rivière Crisnejas (Figure V.28.b) sont situées dans le prolongement des failles de Chaquilbamba et A de la coupe (Figures V.6 et V.17). Savoir si cela est dû à leur activité récente ou à une propagation régressive des knick points, mériterait une étude particulière qui n'a pas été menée. On peut cependant supposer que vue l'activité tectonique récente, ceux-ci se localisent au front de ces failles. Pour le phénomène de capture hydrographique, le mécanisme suivant peut être proposé : lorsque que le bassin est entièrement rempli par (1) l'aggradation des niveaux lacustres, (2) la progradation des cônes alluviaux sur lesquels la rivière divague ensuite, l'exhaussement du lit par accumulations d'alluvions entraîne une capture par déversement dans la vallée orientale voisine. La vidange du bassin s'effectue alors dans le fleuve Marañón en laissant les terrasses alluviales quaternaires comme témoins de l'activité torrentielle qui l'accompagne. Un âge plio-quaternaire peut ainsi être attribué à la capture, située entre le toit de la formation

Codebamba et les terrasses. Au vu des rejeux plio-quadernaires des failles de la Cordillère (Figures V.26 et V.27), cette capture hydrographique par déversement ainsi que la position des ruptures de pente sont probablement influencées par l'activité tectonique.

Une simple observation d'images satellites Google Earth, montre que ce phénomène se répète sur bon nombre d'affluents transversaux au Marañón. Son bassin versant augmente ainsi considérablement en repoussant la limite de partage des eaux Pacifique-Atlantique vers l'ouest. Les formations Cajabamba et Codebamba n'étant pas bien datées et les vitesses d'érosion étant difficilement estimables, la capture du réseau hydrographique de la vallée du Codebamba par la Marañón traduirait une surrection d'au moins 2000 m de la zone depuis le Miocène. Dans la Cordillère Occidentale de la région d'Abancay (14°S, soit 600 km au sud), à l'ouest de l'Altiplano, *Ruiz et al.*, [2009], montrent grâce à l'analyse combinée d'âges ZFT et AFT une exhumation constante étalée de 38 à 14 Ma, dans la cordillère, à une vitesse estimée à 0.17 mm.an⁻¹.

Dans la chaîne du Marañón, un certain nombre de dépôts cartographiés comme quadernaires (Figure V.3), sont impliquées dans la déformation. Nous avons travaillé sur bon nombre de ces terrasses qui sont de composition identique aux formations Cajabamba et Codebamba et sont ainsi probablement plus vieilles que quadernaires. Pour préciser le timing de la surrection de la Cordillère Occidentale, une étude de datation de ces terrasses constituerait à mon sens, un thème d'investigation très riche qui n'a pas été menée. Quoi qu'il en soit, après la déformation majeure de la Cordillère Occidentale, l'environnement de dépôt comblant la paléo-chaîne du Marañón devait ressembler à une plaine d'inondation (conglomérats de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur) avec des rivières en tresses divagantes (paléosols fluviaux) et des lacs par endroits. L'altitude de ces terrasses variant de 1000 à 4000 m traduit bien une vidange drastique de ce remplissage par le Marañón, et donc par extension de l'Amazone, en relation avec une forte surrection de la Cordillère Occidentale. Pour la période fini-Eocène à Miocène inférieur, avant la période de surrection majeure, la Cordillère Occidentale devait ainsi constituer une paléo-zone Subandine.

IV.2.4. Exhumation du batholite et vitesse de surrection de la partie côtière

Les résultats montrent que le batholite de la côte se met en place relativement proche de la surface (entre 6 et 2 km) entre l'Eocène inférieur et le Miocène inférieur. Son refroidissement rapide est enregistré par l'âge U-Pb sur zircons, par les autres datations thermochronométriques de hautes températures [*Stewart et al.*, 1974 ; *Wipf*, 2006 ; *Navarro et*

Mamani, 2009] ainsi que par les âges traces de fission [*Wipf*, 2006 ; cette étude]. Deux périodes de mise en place se dégagent de la compilation des âges, l'une Eocène et l'autre Oligocène à Miocène inférieur. Les âges AHe témoignent de l'érosion de cette zone à des vitesses estimées entre 0.1 et 0.2 mm.an⁻¹. La création de l'escarpement de la côte est une conséquence de la surrection de la partie côtière à partir de ca. 16 Ma, coïncidant avec les derniers épanchements volcaniques vers 17 Ma. Quantifier de manière absolue le soulèvement de la surface reste très difficile. Pour ce faire, toutes les informations récoltées sur cette zone et décrites dans ce chapitre sont confrontées.

Lors du dépôt des conglomérats de la base du bassin Calipuy, les paléo-reliefs ne devaient pas dépasser les 700 m. Aucun dépôt marin n'est présent dans les conglomérats de la base de ce bassin étendu (Figure V.18), suggérant des paléo-altitudes vers l'Eocène supérieur, légèrement supérieures à la gamme 0 à 700 m. Après son remplissage, entre 700 et 1400 m (Figure V.2), les paléo-altitudes devaient être entre 700 au minimum et vers 2100 m au maximum au Miocène inférieur. La présence de bois fossile dans les lacs du bassin Calipuy peut donner une estimation des paléo-altitudes maximales des surfaces au Miocène inférieur. En effet, dans les zones de Santiago de Chuco et d'Otuzco (Figure V.7), des débris d'arbres fossiles ont été trouvés dans les dépôts lacustres [*Hollister et Sirvas*, 1978] de Calipuy. Les paléo-lacs sont proches de 4000 m d'altitude aujourd'hui, où ce type de végétaux ne pousse pas actuellement [*Hollister et Sirvas*, 1978]. Aujourd'hui, les arbres sont présents jusqu'à des altitudes d'au maximum 2000 m. Cette dernière observation suggère que les lacs du Miocène inférieur se sont formés avant la surrection du bassin [*Hollister et Sirvas*, 1978]. Cependant si cette surrection a lieu depuis le Miocène, le climat de cette époque ne devait pas être aussi aride qu'aujourd'hui, car il s'est aridifié principalement à cause de création de la barrière orographique [p.e., *Elhers et Poulsen*, 2009]. Dans ce cas, l'argument de l'actualisme ne fonctionne pas. Néanmoins, du côté amazonien, à ces latitudes, les arbres ne poussent plus à partir de ~2500 m, confortant l'idée d'une paléo-altitude de maximum 2500 m au Miocène inférieur. Depuis, les captures hydrographiques, la formation de l'escarpement de la côte à des vitesses dépassant les 100 m.My⁻¹ et les altitudes des paléo-surfaces élevées entre 3300 et 4200 m suggèrent un soulèvement de la surface entre 800 m (3300-2500) au minimum, et 3500 m (4200-700) au maximum, depuis le Miocène inférieur. L'incision du canyon Moche étant de plus de 2000 m pour sa partie amont, et les 3000 m d'érosion sur le flanc nord du bassin Calipuy (Figure V.18) indiquent que les 800 m de surrection paraissent sous évalués.

En supposant que l'incision est la conséquence d'une surrection de même amplitude, le soulèvement de la surface peut être minimisé par ces 2000 m d'incision.

Finalement, cette estimation donne des quantités de soulèvements entre 2000 et 3500m depuis le Miocène inférieur à Moyen. Par ailleurs, l'horizontalité des dépôts volcaniques post-Eocène, montre que la surrection se produit de manière généralisée sans que la déformation plus profonde ne se manifeste par une inclinaison anticlinal ou monoclinale des bassins, comme sur la côte ouest de l'Altiplano [*Jordan et al.*, 2010].

Les études thermochronologiques sur d'autres canyons bordant la côte Pacifique dans le sud du Pérou montrent des résultats relativement similaires. Dans le canyon de Cotahuasi-Ocoña, vers 15-16°S, *Shildgen et al.*, [2007] montrent qu'au moins 2.4 km d'incision ont lieu depuis 9 Ma, grâce aux âges AHe et ZHe alors que dans le même canyon, l'analyse d'âges AFT et AHe montrent que les surfaces planes se sont formées avant 24 Ma, puis que leur incision a lieu depuis 14 à 9 Ma et ce jusqu'à aujourd'hui [*Gunnell et al.*, 2010].

IV.3. Synthèse du chapitre 5

Dans ce chapitre, il a pu être montré que :

1. Dès le Turonien (94-90 Ma), des inversions de failles héritées sont enregistrées dans la chaîne du Marañón.
2. A partir de la fin du Santonien – Campanien (70-60 Ma) jusqu'à l'Eocène (40 Ma), la déformation est enregistrée dans les 78 km de raccourcissement de socle (variations d'épaisseur KS) et de couverture. La déflexion de Cajamarca traduit une reprise en compression des accidents qui structurent le bassin jurassique Chicama. Un âge AFT isolé à 55 Ma est contemporain de cette déformation, il correspond aux premières intrusions magmatiques de la région.
3. L'arc magmatique est marqué par une première période de mise en place du batholite de la côte de 50 à 34 Ma, entre 2 et 6 km de profondeur. Elle est contemporaine de la fin de la période de déformation majeure de la Cordillère Occidentale (âges AFT, âge UPb, compilation des autres datations, disc. prog. base Calipuy).
4. Le fonctionnement de l'arc volcanique coïncide avec une période de faible déformation (déformation des surfaces Calipuy au centre) à nulle (épanchements

horizontaux) entre 40 et 17 Ma, accompagnée même de la mise en place des bassins intra-cordillèrains en extension. Mais néanmoins avec des reliefs très peu marqués (~700 m). Entre 31 et 20 Ma, une deuxième période de mise en place du batholite à lieu durant laquelle la déformation de la Cordillère Occidentale est nulle. L'arc magmatique subi une migration d'ouest en est durant son activité et les derniers épanchements datent de 17 Ma dans la région.

5. Durant le Miocène, les bassins intra-cordillèrains se mettent en place lors d'un régime extensif affectant la cordillère (sismicité accompagnant un remplissage lacustre) en réutilisant les failles normales limitant les bassins.
6. Depuis environ 17 My, une surrection de 2 à 3.5 km a lieu entraînant des taux de dénudation estimés entre 0.1 et 0.2 mm.an⁻¹ sans raccourcissement majeur visible en surface. La néotectonique se traduit par des réarrangements le long des failles préexistantes (chevauchements de couverture repris et inversion de failles normales crustales, sismicité actuelle) mis en évidence dans la vallée de Cajabamba.
7. La surrection généralisée, à grande longueur d'onde, de la Cordillère Occidentale suggère un moteur du soulèvement profond.

V. RÉFÉRENCES DU CHAPITRE 5

- Baby, P., M. Rivadeneira, R. Barragan, and F. Christophoul (2013), Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador, in *Thick-skin-dominated orogens; from initial inversion to full accretion, 1st edition*, edited by M. Nemcok, et al., p. 482, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London. doi: 10.1144/SP377.1.
- Barbarand, J., A. Carter, I. Wood, and T. Hurford (2003a), Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite, *Chem. Geol.*, 198, 107-137. doi: 10.1016/S0009-2541(02)00424-2.
- Barbarand, J., T. Hurford, and A. Carter (2003b), Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling, *Chem. Geol.*, 198, 77-106. doi: 10.1016/S0009-2541(02)00423-0.
- Bellier, O., M. Sébrier, F. Gasse, E. Fourtanier, and I. Robles (1989), Evolution géodynamique mio-pliocène et quaternaire des bassins de Cajabamba, San Marcos et Namora (Département de Cajamarca), *Géodynamique*, 4, 93-118.
- Braun, J. (2002), Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 200, 331-343. doi: 10.1016/S0012-821X(02)00638-6.
- Braun, J. (2005), Quantitative Constraints on the Rate of Landform Evolution Derived from Low-Temperature Thermochronology, in *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*, edited by P. W. Reiners and T. A. Ehlers, pp. 351-374, *Rev. Mineral. Geochem.*, doi: 10.2138/rmg.2005.58.13.
- Cobbing, E. J., and W. S. Pitcher (1972), The Coastal Batholith of central Peru, *J. Geol. Soc.*, 128, 421-?, doi: 10.1144/gsjgs.128.5.0421.
- Cossio, A. (1964), Geologia de los cuadrangulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geologica Nacional*, 8 INGEMMET, Lima, 69 pp.

Chapitre V - Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale

- Cossio, A., and H. Jaen (1967), Geologia de los cuadrangulos de Puemape, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geologica Nacional*, 17 INGEMEMT, Lima, 141 pp.
- Elhers, T. A., and C. J. Poulsen (2009), Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 281, 238-248. doi: 10.1016/j.epsl.2009.02.026.
- Eude, A., M. Roddaz, S. Bricchau, S. Brusset, P. Baby, Y. Calderon, and J-C. Soula (submitted), Timing of exhumation and deformation in the Northern Peruvian Eastern Andean Wedge (5-8°S) as inferred from Low-Temperature Thermochronology and Balanced Cross-Section, *Tectonics*.
- Flowers, R. M., R. A. Ketcham, D. L. Shuster, and K. A. Farley (2009), Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, 2347-2365. doi: 10.1016/j.gca.2009.01.015.
- Gautheron, C., L. Tassan-Got, J. Barbarand, and M. Pagel (2009), Effect of alpha-damage annealing on Apatite (U-Th)/He thermochronology, *Chem. Geol.*, 266, 157-170. doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.
- Giovanni, M. K., B. K. Horton, C. Garzzone, N., B. McNulty, and M. Grove (2010), Extensional basin evolution in the Cordillera Blanca, Peru: Stratigraphic and isotopic records of detachment faulting and orogenic collapse in the Andean hinterland, *Tectonics*, 29. doi: 10.1029/2010TC002666.
- Green, P. F., I. R. Duddy, A. J. W. Gleadow, P. R. Tingate, and G. M. Laslett (1986), Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description, *Chem. Geol. (Isot. Geosci. section)*, 59, 237-253. doi: 10.1016/0168-9622(86)90074-6.
- Green, P. F., P. V. Crowhurst, I. R. Duddy, P. Japsen, and S. P. Holford (2006), Conflicting (U-Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 250, 407-427. doi: 10.1016/j.epsl.2006.08.022.
- Gunnel, Y., J.-C. Thouret, S. Bricchau, A. Carter, and K. Gallagher (2010), Low-temperature thermochronology in the Peruvian Central Andes: implications for long-term continental denudation, timing of plateau uplift, canyon incision and lithosphere dynamics, *J. Geol. Soc. Lond.*, 167, 803-815. doi: 10.1144/0016-76492009-166.
- Hergarten, S., J. Robl, and K. Stüwe (2013), Generalized swath profiles, *Earth Surf. Dynam. Discuss.*, 1, 387-405. doi: 10.5194/esrfd-1-387-2013.
- Hurford, A. J., and P. F. Green (1983), The Zeta-Age Calibration of Fission-Track Dating, *Chem. Geol.*, 41, 285-317. doi: 10.1016/S0009-2541(83)80026-6.
- Jacay, J. (1992), Estratigrafia y sedimentologia del Jurásico curso medio del valle de Chicama y esbozo paleogeografico del Jurásico Cretaceo del nor Peru (6°30', 8° latitud sur), *PhD thesis*, 180 pp, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- 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, *Geol. Rundsch.*, 76, 677-697.
- Jaillard, E. (1993), L'évolution tectonique de la marge péruvienne au Sénonien et Paléocène et ses relations avec la géodynamique, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 164, 819-830.
- Jaillard, E., P. Bengtson, and A. V. Dhondt (2005), Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework, *J. S. Am. Earth Sci.*, 19, 307-323. doi: 10.1016/j.jsames.2005.01.006.
- Jaillard, E., and J. Jacay (1989), Les "Couches Chicama" du Nord du Pérou: Colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au Thitonique, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, 1459-1465.
- Janjou, D., J. Bourgois, F. Mégard, and J. Sornay (1981), Rapports paléogéographiques et structuraux entre Cordillères occidentale et orientale des Andes nord péruviennes : les écaïlles du Maraïon (7° Sud, Départements de Cajamarca et de Amazonas, Pérou), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 23, 697-705.
- Jordan, T. E., P. L. Nester, N. Blanco, G. D. Hoke, F. Davila, and A. J. Tomlinson (2010), Uplift of the Altiplano-Puna plateau: A view from the west, *Tectonics*, 29(5), doi: 10.1029/2010TC002661.

Chapitre V - Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale

- Kennan, L. (2000), large-scale geomorphology in the central Andes of Peru and Bolivia: Relation to tectonic, magmatic and climatic processes, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M. Summerfield, pp. 167-192, Wiley, London.
- Ketcham, R. A. (2005), Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, in *Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications*, edited by P. W. Reiners and T. A. Ehlers, pp. 275-314, *Rev. Mineral. Geochem.*, doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.
- Ketcham, R. A., A. Carter, R. A. Donelick, J. Barbarand, and A. J. Hurford (2007), Improved modeling of fission-track annealing in apatite, *Am. Mineral.*, 92, 799-810. doi: 10.2138/am.2007.2281.
- Mégard, F. (1978), Etude géologique du Pérou Central: Contribution à l'étude géologique des Andes N°1, 310 pp, Paris.
- Mégard, F. (1984), The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru, *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, 893-900. doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0893.
- Miskovic, A., R. A. Spikings, D. M. Chew, J. Kosler, A. Ulianov, and U. Schaltegger (2009), Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 121, 1298-1324. doi: 10.1130/B26488.1.
- Mitouard, P., C. Kissel, and C. Laj (1990), Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the huacabamba deflection in the Andean Cordillera, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98, 329-339. doi: 10.1016/0012-821X(90)90035-V.
- Mitouard, P., C. Laj, T. Mourier, and C. Kissel (1992), Paleomagnetic study of an arcuate fold belt developed on a marginal orogen: The Cajamarca deflection, northern Peru, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 112, 41-52. doi: 10.1016/0012-821X(92)90005-G.
- Mourier, T. (1988), La transition entre les Andes marginales et les Andes cordillerales à ophiolites: Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relai de Huacabamba (3°S à 8°S; Nord Pérou-Sud Equateur), *Thèse d'état*, 302 pp, Université Paris XI, Orsay.
- Navarro, G., C. Cereceda, and M. Rivera (2008), Stratigraphy of the synorogenic Cenozoic volcanic rocks of Cajamarca and Santiago de Chuco, northern Peru, *paper presented at 7th International Symposium on Andean Geodynamics*, Nice.
- Navarro, P., and M. Mamani (2009), Geocronología, Geoquímica y estratigrafía volcánica del Cenozoico (grupo Calipuy) en Otuzco y Huamachuco, norte del Perú, *Bol. Soc. Geol. Peru*, 103, 233-243.
- Noble, D. C., E. H. McKee, T. Mourier, and F. Megard (1990), Cenozoic Stratigraphy, Magmatic Activity, Compressive Deformation, and Uplift in Northern Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 1105-1113. doi: 10.1130/0016-7606(1990)102<1105:CSMACD>2.3.CO;2
- Petford, N., and M. P. Atherton (1994), Cretaceous-Tertiary volcanism and syn-subduction crustal extension in northern central Peru, *Geol. Soc. London. Spe. Pub.*, 81, 233-248. doi: 10.1144/GSL.SP.1994.081.01.13.
- Reyes Rivera, L. (1974), Influencia de la cuenca titoniana en las principales estructuras andina del norte del Perú. Deflexión de la estructuras, *Ing. Geol. thesis*, 16 pp, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Reyes Rivera, L. (1980), Geología de los cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 31 INGEMMET, Lima, 67 pp.
- Ring, U., S. Laws, and M. Bernet (1999), Structural analysis of a complex nappe sequence and late-orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece, *J. Struct. Geol.*, 21, 1575-1601. doi: 10.1016/S0191-8141(99)00108-X.
- Rivera, M., R. Monge, and P. Navarro (2005), Nuevos datos sobre el volcanismo Cenozoico (grupo Calipuy) en el norte del Perú : Departamentos de la Libertad y Ancash, *Bol. Soc. Geol. Peru*, 99, 7-21.
- Rousse, S., S. Gilder, D. Farber, B. McNulty, P. Patriat, V. Torres, and T. Sempere (2003), Paleomagnetic tracking of mountain building in the Peruvian Andes since 10 Ma, *Tectonics*, 55, 1048-1068. doi: 10.1029/2003TC001508.

Chapitre V - Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale

- Ruiz, G. M. H., V. Carlotto, P. V. Van Heiningen, and P. A. M. Andriessen (2009), Steady-state exhumation pattern in the Central Andes – SE Peru, *Geol. Soc. London. Spe. Pub.*, 324, 307-316. doi: 10.1144/SP324.20.
- Sanchez, A. (1995), Geologia de los cuadrangulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebmba y Bolivar, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 56 INGEMMET, Lima, 287 pp.
- Scherrenberg, A. F., R. J. Holcombe, and G. Rosenbaum (2014), The persistence and role of basin structures on the 3D architecture of the Marañon Fold-Thrust Belt, Peru, *J. S. Am. Earth Sci.*, 51, 45-58. doi: 10.1016/j.jsames.2013.12.007.
- Scherrenberg, A. F., J. Jacay, R. J. Holcombe, and G. Rosenbaum (2012), Stratigraphic variations across the Marañon Fold-Thrust Belt, Peru: Implications for the basin architecture of the West Peruvian Trough, *J. S. Am. Earth Sci.*, 38, 147-158. doi: 10.1016/j.jsames.2012.06.006.
- Schildgen, T. F., T. A. Ehlers, D. M. Whipp, Jr., M. C. van Soest, K. X. Whipple, and K. V. Hodges (2009), Quantifying canyon incision and Andean Plateau surface uplift, southwest Peru: A thermochronometer and numerical modeling approach, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 114. doi: 10.1029/2009JF001305.
- Sempere, T., G. Carlier, P. Soler, M. Fornari, V. Carlotto, J. Jacay, O. Arispe, D. Neraudeau, J. Cardenas, S. Rosas, and N. Jimenez (2002), Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics, *Tectonophysics*, 345, 153-181. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00211-6.
- Simon-Labric, T., G. Y. Brocard, C. Teyssier, P. A. van der Beek, M. G. Fellin, P. W. Reiners, and C. Authemayou (2013), Preservation of contrasting geothermal gradients across the Caribbean-North America plate boundary (Motagua, Guatemala), *Tectonics*, 32, 993-1010. doi: 10.1002/tect.20060.
- Steinmann, G. (Ed.) (1929), *Geologie von Peru*, Heidelberg ed., 448 pp.
- Stewart, J. W., J. F. Evernden, and J. Snelling (1974), Age determinations from Andean Peru: A reconnaissance survey, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1107-1116. doi: 10.1130/0016-7606(1974)85<1107:ADFAPA>2.0.CO;2.
- Webb, S. E. (1976), The volcanic envelope of the Coastal Batholith in Lima and Ancash, Peru, *PhD thesis*, 352 pp, University of Liverpool, Liverpool.
- Wilson, J. J. (1985), Geologia de los cuadrangulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendin, Pacasmayo, Chepen, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 38 INGEMMET, Lima, 104 pp.
- Wipf, M. (2006), Evolution of the Western Cordillera and coastal margin of Peru: Evidence from low temperature thermochronology and geomorphology, *PhD thesis*, 152 pp, ETH Zürich, Zürich.
- Witt, C., S. Bricchau, and A. Carter (2012), New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (South Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry, *Tectonics*, 31. doi: 10.1029/2012TC003141.

Chapitre VI

Discussion et Conclusion

I. DISCUSSION

I.1. Géométrie du prisme orogénique et héritage tectonique

A partir des coupes structurales équilibrées présentées dans les chapitres précédents et d'une compilation de données géophysiques (Figure VI.1 et références en Figure VI.2), un profil d'échelle lithosphérique des Andes Centrales du nord du Pérou est proposé en Figure VI.2. La largeur du prisme orogénique est d'environ 780 km. Il est essentiellement à vergence est, sauf à son extrémité ouest, en mer, où les bassins d'avant-arc de Trujillo et Salaverry sont déformés par deux chevauchements crustaux à vergence ouest, interprétés comme l'inversion de failles normales éocènes [Vega Guzmán, 2003]. À l'est, sous les bassins Huallaga et Marañón, le prisme orogénique reste actif et se propage toujours dans le socle, ce qui en fait une particularité par rapport au bassin d'avant-pays plus méridional caractérisé par une tectonique de chevauchements de couverture. Les données de sismologie mettent en évidence la présence de chevauchements profonds, déjà montrés par Mourier [1988]. Sous le bassin Huallaga particulièrement, le duplex est à vergence ouest.

Le raccourcissement horizontal calculé pour l'ensemble du prisme orogénique est d'au moins 220 km et se répartit entre les deux cordillères : 142 km pour la Cordillère Orientale (chapitres 4), et plus de 78 km pour la Cordillère Occidentale (chapitre 5). Sans prendre en compte celui des bassins off-shore, il est supérieur aux 123 km évalués par Mourier [1988] (Figures VI.6), mais comparable à ceux calculés dans le sud des Andes centrales au niveau de l'Orocline bolivien : ~210 km pour Roeder [1988], entre 191 et 231 km pour Baby *et al.*, [1997], et 276 ± 25 km pour McQuarrie *et al.* [2008a].

Au cours des différents chapitres, nous avons vu que l'héritage tectonique jouait un rôle fondamental dans la structuration du prisme orogénique. Ce contrôle paléo-structural est différent d'une unité à l'autre, et permet d'en comprendre les différentes caractéristiques.

I.1.1. Cordillère Occidentale

La Cordillère Occidentale, qui est la première à se structurer, montre en surface une tectonique de chevauchements de couverture relativement classique qui s'est propagée dans le bassin du Jurassique supérieur à Crétacé (coupe équilibrée de la Figure V.17, page 189). Le décollement basal de ce système de chevauchements s'est propagé dans les lutites de la base de la Formation Chicama présentes sur l'ensemble de la Cordillère Occidentale. La

paléogéographie du Jurassique supérieur a donc joué un rôle prépondérant dans la déformation de la Cordillère Occidentale. Elle ne présente pas de failles normales apparentes, ce qui explique l'absence d'inversions.

I.1.2. Cordillère Orientale

La Cordillère Orientale correspond dans notre interprétation à l'inversion complète de la bordure orientale du rift fini-permien à triasique Mitú, qui a été transporté passivement vers l'est, et a constitué le « backstop » du système de chevauchements de couverture du bassin Huallaga. Les relations géométriques et chronologiques entre cette inversion et la déformation de couverture du bassin Huallaga ont été montrées dans le chapitre 4. L'inversion du rift permo-triasique constitue donc le cœur de la Cordillère Orientale du nord-Pérou et en fait sa particularité. Il se poursuit au nord au niveau du rétro-bassin d'avant-pays dans le bassin équatorien Oriente, où les grands champs pétroliers correspondent à des inversions de faible rejet [Baby et al., 2013]. Les études menées dans le bassin Oriente et dans les Andes Septentrionales de Colombie [Colletta et al., 1990 ; Cooper et al., 1995 ; Cortés et al., 2006 ; Baby et al., 2013], montrent que le rift triasique et jurassique a une orientation NNE-SSW et est oblique aux cordillères des Andes Centrales. Le rift a une orientation NW-SE à NNW-NNE dans les Andes Centrales péruviennes et est sub- parallèle aux cordillères orientales [Sempere et al., 2002]. Il a de toute évidence joué un rôle important dans le changement d'orientation des Andes au niveau de la déflexion de Huacabamba, puisque l'architecture des Andes septentrionales est contrôlée par l'inversion de ce rift [Colletta et al., 1990 ; Cooper et al., 1995 ; Cortés et al., 2006].

La question reste posée de savoir si le rift est aussi présent sous la chaîne plissée de la Cordillère Occidentale. Il n'existe malheureusement pas de données profondes permettant de le vérifier. On a pu montrer simplement que des structures de rift inversées étaient encore présentes (Figure V.14, page 184) à la limite Cordillère Occidentale-Cordillère Orientale, au niveau du Rio Marañon et que le rift NNE-SSW jurassique Chicama contrôlait potentiellement le raccourcissement différentiel du système plissé de la cordillère par la présence du niveau de décollement. Si ce rift est encore présent plus à l'ouest sous la chaîne plissée de Cordillère Occidentale, il ne montre aucun signe d'inversion sauf ponctuellement dans les reprises plio-quadernaires de la cordillère (Figure V.27, page 202).

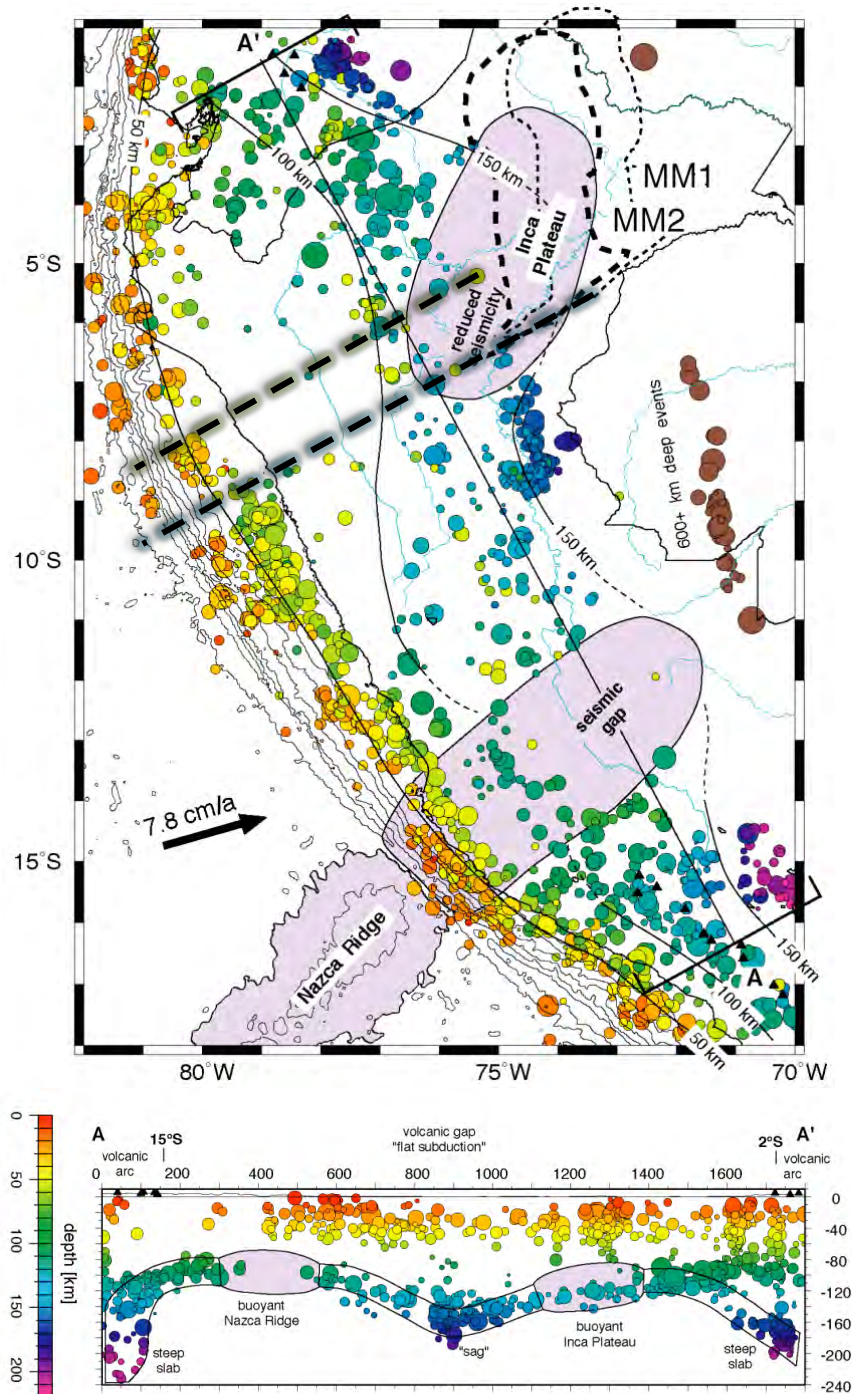


Figure VI.1. Carte de la sismicité (>Mag 4) sous le Pérou d'après *Gutscher et al.*, [1999]. Les localisations du Plateau Inca et de la ride de Nazca sont déterminées par l'absence de sismicité (transparents bleu-gris). Modèle de reconstitution du miroir des îles Marquises (MM1 et MM2, détails dans *Gutscher et al.*, [1999]). Localisations des coupes, pointillés noirs sur fond bleu pour cette étude Figure VI.2 et sur fond vert pour celle de *Mourier*, [1988] Figure VI.6. Coupe AA' de la morphologie de la subduction sous le Pérou de 2 à 15°S.

I.1.3. zone Subandine et bassin Marañon

Le bassin Huallaga est déformé par d'importants chevauchements de couverture à vergence est se branchant sur un niveau de décollement d'évaporites correspondants aux dépôts post-rift (« sag basin ») du Jurassique inférieur. L'extension géographique de ces évaporites a contrôlé le développement de la plus large zone de « wedge-top » du Pérou (bassin du Huallaga), et du chevauchement subandin (Chazuta) présentant le plus grand rejet horizontal (>40 km, Figure IV.6, page 144).

L'analyse géométrique et cinématique du chapitre 4, calibrée par des données thermochronologiques et sédimentologiques (Figure IV.9, page 151) montre que la déformation subandine de couverture cesse vers 8 Ma, alors que le prisme orogénique continue à se propager dans le socle en réactivant un ancien système de chevauchements sous les bassins Huallaga et Marañon jusqu'à maintenant. Ces chevauchements à vergence ouest mis en évidence grâce à une étude de la sismicité [Devlin *et al.*, 2012], ont aussi été reconnus en sismique sous le chevauchement de Chazuta (cf. chapitre 4) et sous le Mésozoïque du bassin Marañon, où ils ont été identifiés comme étant d'âge permien moyen à supérieur à partir de l'enregistrement sédimentaire [Rosas *et al.*, 2007 ; Bump *et al.*, 2008 ; Calderon *et al.*, 2012]. Ces chevauchements sont probablement les témoins de l'orogène Juruá décrit à l'ouest dans le bassin brésilien Solimoes [Barros *et Carneiro*, 1991] qui correspond à l'orogène Pan-Gondwanien préservé en Afrique du Sud [Catuneau, 2004] et dans le substratum d'autres parties des Andes comme en Argentine [Mpodozis and Ramos, 1990].

Chapitre VI – Discussion et Conclusion

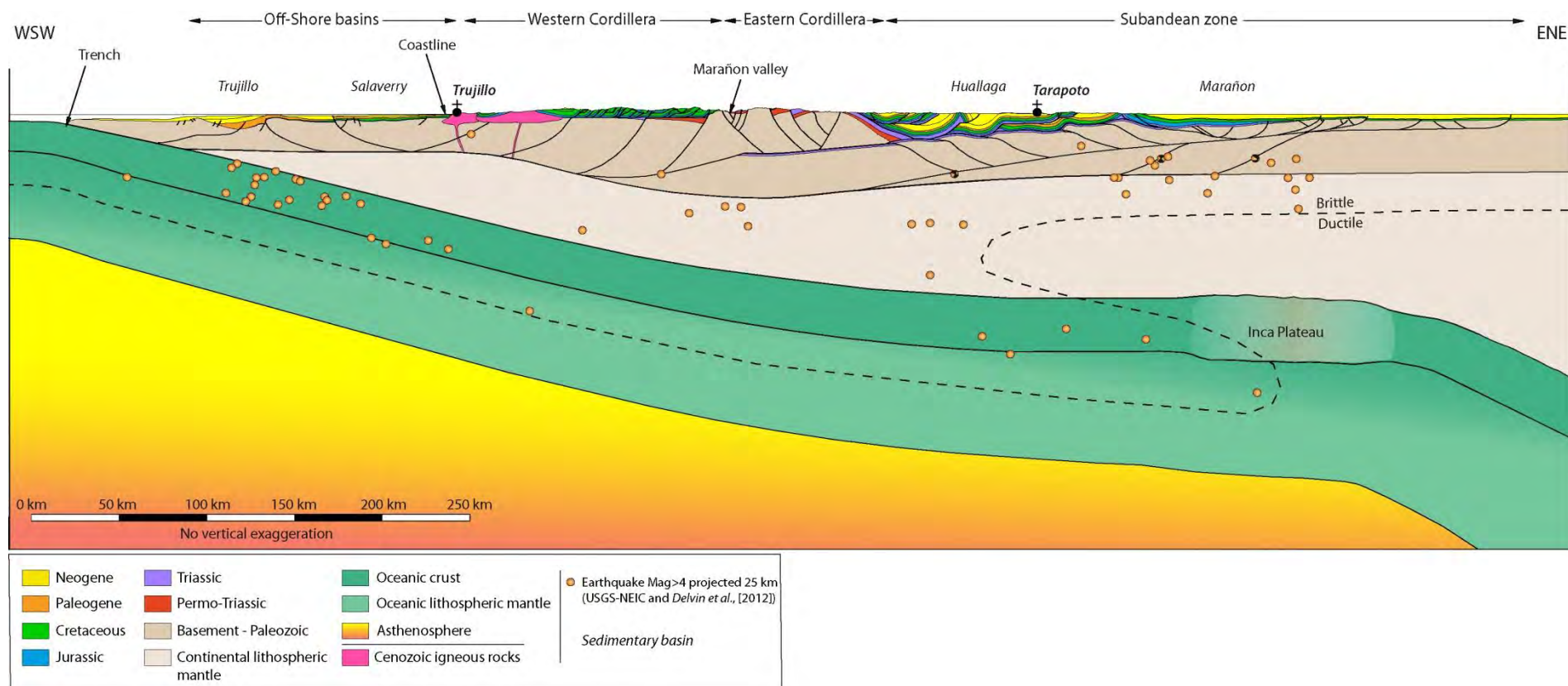


Figure VI.2. Coupe structurale à l'échelle lithosphérique du transect étudié. Structure des bassins de Trujillo d'après *Vega Guzmán*, [2003] et *Wine et al.*, [2001b] et du bassin de Salaverry d'après *Wine et al.*, [2001a]. Profondeur du Moho [*International Gravimetric Bureau*, 2012 ; *Balmino et al.*, 2012]. Séismes projetés à ± 25 km de la coupe, d'après USGS et mécanismes aux foyers de [*Delvin et al.*, 2012]. Position et taille du *Plateau Inca* le long du transect d'après *Gutscher et al.*, [1999]. Noter qu'il s'étend en 3D vers le NE (Figure VI.1 [*Gutscher et al.*, 1999]). Transition thermique du manteau lithosphérique Fragile-Ductile en pointillés déduite de la présence ou l'absence de séismes et des profils rhéologiques de *Kearey et al.*, [2009].

Chapitre VI – Discussion et Conclusion

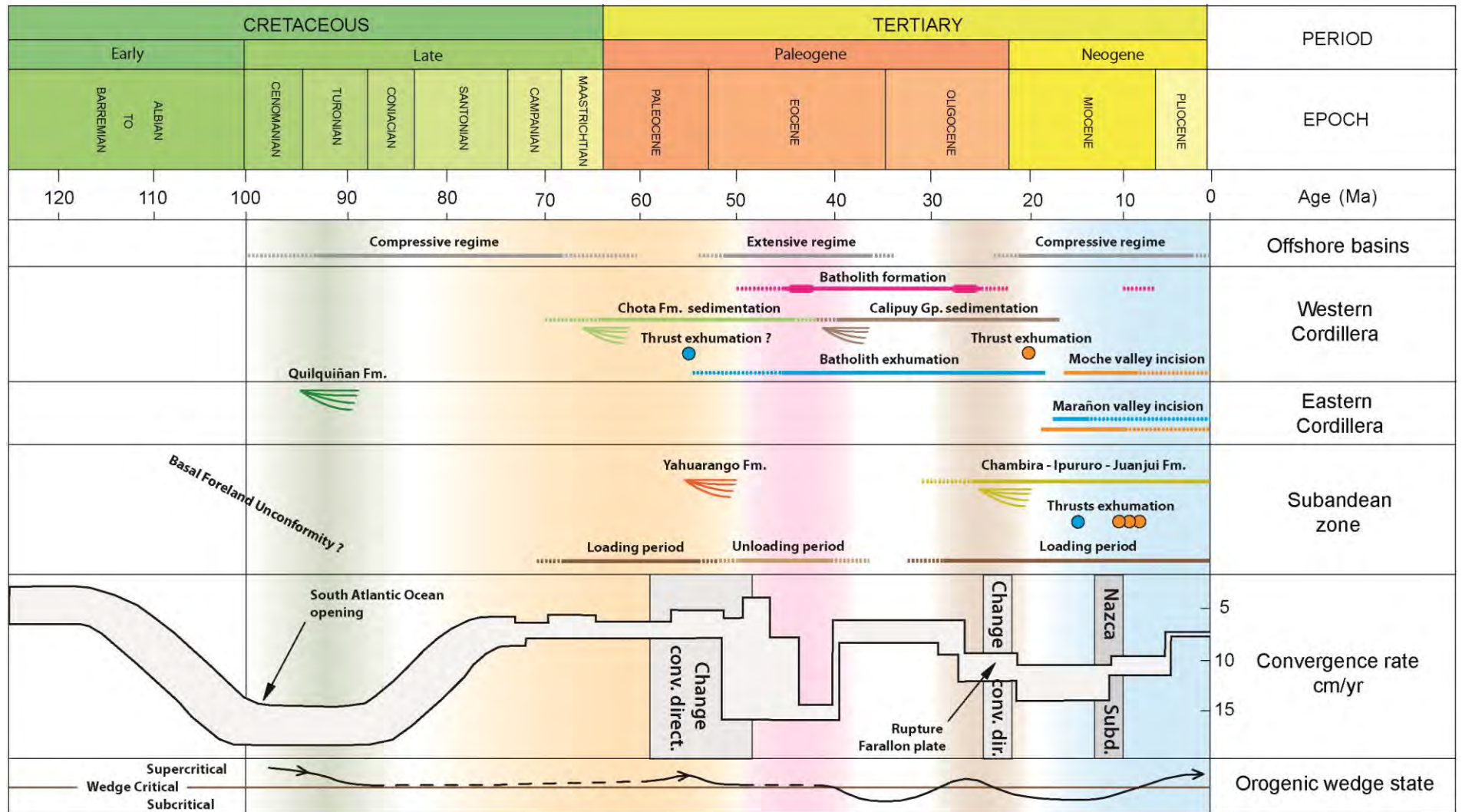


Figure VI.3. Synthèse chronologique des résultats de la thèse (page précédente). Traits pleins colorés pour les datations ; pointillés quand supposé ; éventail, dépôts en discordances progressives. Evènements affectant les bassins off-shore d'après *Vega Guzmán*, [2003]. La ligne rose élargie correspond aux pulses magmatiques mis en évidence au chapitre 5. Les ronds et lignes en bleu indiquent le refroidissement des AFT, en orange pour les AHe. Périodes de charge tectonique (loading) et de décharge (unloading), d'après *Roddaz et al.*, [2010]. Taux de convergence d'après *Soler et Bonhomme*, [1990], *Norabuena et al.*, [1998] et *Somoza et Ghidella*, [2012]. Les rectangles gris marquent les changements de direction de convergence des plaques Farallon-Coco-Nazca et Amérique du Sud [*Pardo-Casas et Molnar*, 1987 ; *Lonsdale*, 2005]. Nazca Subd. : entrée en subduction de la ride de Nazca [*Hampel*, 2002]. Evolution du prisme orogénique en termes de prisme critique (voir Figure VI.4) dans la ligne inférieure, pointillés quand supposé. Les franges colorées verticales correspondent aux évènements qui affectent toutes les cordillères (voir texte pour explications).

I.2. Propagation du prisme orogénique du nord des Andes Centrales

Les premières déformations compressives observées correspondent aux inversions de failles normales permo-triasiques à la limite Cordillère Occidentale-Cordillère Orientale, où elles sont enregistrées par des discordances progressives durant le Turonien (Figure VI.3). Ces inversions créacées supérieur du rift permo-triasique sont connues plus au nord dans le bassin équatorien Oriente, où elles ont été décrites sur les profils sismiques qui traversent les grands champs pétroliers [*Baby et al.*, 2013]. Ce synchronisme est cohérent avec le contrôle de l'héritage tectonique sur la déformation car le rift est présent du bassin Oriente d'Equateur à la Cordillère Orientale du nord du Pérou. Plus à l'ouest, dans la Cordillère Occidentale actuelle (Figure VI.2), les marqueurs de la déformation du Crétacé supérieur au Paléogène sont exceptionnellement bien conservés. Cette déformation se matérialise par la présence d'un système de chevauchements imbriqués à vergence ENE décollant sur la formation jurassique Chicama. La plupart des discordances progressives associées aux fonctionnements des chevauchements ont probablement été érodées par l'érosion cénozoïque, ce qui ne nous a pas permis de déterminer la séquence d'activation des chevauchements. Cependant le fait que les bassins off-shore enregistrent de la compression à partir du Santonien (Figure VI.3), que le matériel mésozoïque impliqué dans la déformation de la Cordillère Occidentale soit de plus en plus jeune en direction de l'avant-pays (Figure VI.3 et Annexe B), que celui-ci soit associé à la présence de discordances progressives éocènes dans les formations de la base du bassin

volcano-sédimentaire Calipuy, et que des reliefs existent à l'Eocène, suggère un continuum de déformation du Turonien jusqu'à l'Eocène. Cette période de déformation présente un raccourcissement d'au moins 78 km (47%) ce qui suggère qu'au Crétacé Supérieur-Paléogène, la Cordillère Occidentale accommodait l'essentiel du raccourcissement du prisme orogénique occidental et constituait ainsi le paléo-front de chaîne andin.

Nos résultats apportent une contribution sur deux aspects scientifiques débattus au sein de la communauté géologique andine à savoir le début de la déformation andine et la façon dont cette déformation se propage. Concernant le premier point, les résultats confortent les études qui proposent un début de formation du bassin d'avant-pays rétro-arc au Crétacé supérieur [Balkwill *et al.*, 1995; Sempere *et al.*, 1997; DeCelles *et Horton*, 2003; Martin-Gombojav *et Winkler*, 2008; Roddaz *et al.*, 2010]. Concernant le deuxième point, pour certains auteurs, la déformation se propage de façon plus ou moins continue [Noblet *et al.*, 1996 ; Horton *et DeCelles*, 1997] en direction du craton sud-américain entraînant une migration et une partition du système de bassin d'avant-pays rétro-arc en quatre zones de dépôts. En Bolivie par exemple, la configuration du système de bassin d'avant-pays en quatre zones de dépôts serait acquise dès la fin du Crétacé, ou tout au moins dès le début du Paléocène [Horton *et DeCelles*, 1997; DeCelles *et Horton*, 2003]. Pour d'autres auteurs, la formation des Andes résulte d'une succession de (originellement au nombre trois mais subdivisées en six ou plus) phases orogéniques [Steinmann, 1929 ; Mégard, 1984 ; Noble *et al.*, 1990 ; Wipf, 2006] séparées par des périodes de calme tectonique ou d'extension régionale. Ces périodes de déformations discrètes (les phases) ont été proposées à partir de marqueurs géologiques de la déformation ponctuels directement dans les cordillères. Dans le détail, le continuum de déformation que nous documentons correspond à la phase Péruvienne (Crétacé supérieur), à la période de calme précédant la phase Incaïque (Eocène ?) et à une partie de la phase Incaïque. Les résultats de cette thèse plaident pour un abandon de concept de phase dans les Andes.

Les résultats suggèrent une période de relative quiescence tectonique entre la fin de l'Eocène supérieur et le début de l'Oligocène (~40 à 30 Ma, Figure VI.3). Cette période de calme relatif n'est pas documentée dans l'enregistrement sédimentaire du bassin d'avant-pays rétro-arc amazonien puisqu'une augmentation des taux de sédimentation associée à un début de chargement tectonique est mis en évidence dans les formations Pozo et Chambira [Roddaz *et al.*, 2010]. Des études plus détaillées seront nécessaires pour lever ces apparentes contradictions.

A l'Oligocène (entre 30 et 24 Ma), lorsque le prisme orogénique oriental (Cordillère Orientale et zone Subandine) commence à croître par inversion du rift permo-triasique (chapitre 4), la Cordillère Orientale est surmontée d'une épaisseur de sédiments mésozoïques et cénozoïques plurikilométrique (chapitres 4 et 5) continue jusqu'aux bassins subandins. Ce résultat contredit le fait que les bassins occidentaux et orientaux sont complètement individualisés depuis le Trias [Mourier, 1988 ; chapitre 3] et suggère que la Cordillère Orientale et la zone Subandine faisaient partie du « foredeep » du bassin d'avant-pays rétro-arc andin au Paléogène. Les estimations du début du raccourcissement de la Cordillère Orientale et de la zone Subandine (30-24 Ma, Figure VI.3, chapitre 4) sont en accord avec ce qui est documenté pour les Andes du Nord [Mora *et al.*, 2010] et les Andes Centrales [Allmendinger *et al.*, 1997 ; Oncken *et al.*, 2006 ; Espurt *et al.*, 2011 ; chapitre 4]. Le début de la déformation de la Cordillère Orientale et de la zone Subandine s'accompagne d'un arrêt de la déformation compressive dans la cordillère et les bassins off-shore. De l'Oligocène au Miocène supérieur (de 30 à 8 Ma), les deux types de tectonique (socle et couverture) sont observés lors de la propagation continue du prisme orogénique oriental (chapitre 4) à des vitesses de raccourcissement estimées entre 3.6 et 7.1 mm.an⁻¹. C'est durant cette période qu'une forte subsidence des bassins subandins est enregistrée (Figure VI.3). Depuis le Miocène supérieur (8 Ma), une tectonique principalement « thick-skinned » affecte le prisme orogénique oriental avec un saut du front de déformation vers l'avant-pays de plus de 200 km (chapitre 4). Le prisme orogénique est aujourd'hui toujours en cours de déformation à des vitesses plus faibles (~3.6 mm.an⁻¹) que durant la période Miocène inférieur à supérieur (17 à 8 Ma). Des reprises de chevauchements de couverture dans le bassin Cajamarca de la Cordillère Occidentale ont été mesurées et datées et des reprises en compression de socle affectent toujours la Cordillère Occidentale (chapitre 5). Par ailleurs, une sismicité importante s'observe sous le bassin Marañón de la zone Subandine (chapitres 1 et 4 et Figure VI.3) à la faveur de réactivations de chevauchements et de failles normales. L'importance de la charge flexurale qui affecte le bassin amazonien subandin à partir de l'Oligocène (chapitre 4) est en accord avec les compilations de Roddaz *et al.*, [2010] qui montrent que les accumulations sédimentaires augmentent considérablement, avec une migration continue des dépocentres vers l'est depuis l'Oligocène.

La dynamique du front subandin a été modélisée en considérant qu'il pouvait définir un prisme non-cohésif de Coulomb [Coulomb, 1773] se détachant sur un décollement basal poussé par un bord rigide en direction du craton [p.e., Horton, 1999 ; McQuarrie *et al.*,

2008b]. La façon dont se propage la déformation dépend des relations entre la pente de la topographie (α) et l'angle du décollement basal (β). Il existe un équilibre entre ces deux angles (Figure VI.4) pour lequel le prisme est dit à l'état critique [Davis *et al.*, 1983 ; Dahlen *et al.*, 1984 ; Dahlen, 1990 ; DeCelles *et Mitra*, 1995], c'est-à-dire que la propagation de la déformation se fait le long d'un décollement basal rigide, pendant laquelle la surface topographique croît avec une pente constante et/ou de l'érosion compensant sa croissance. Une augmentation de la pente topographique et/ou un redressement de l'angle de friction basal mettent le prisme en régime surcritique. Ce régime permet la propagation de la déformation vers l'avant-pays (dite en séquence normale) et ainsi l'élargissement de la chaîne [Dahlen, 1990]. Si l'angle du décollement basal diminue [Boyer, 1995], ou si la pente topographique diminue par érosion sans compensation d'advection de matériel, il est en régime sous-critique (Figure VI.4) et la déformation se concentre à l'intérieur de la chaîne de manière hors-séquence [DeCelles *et Mitra*, 1995].

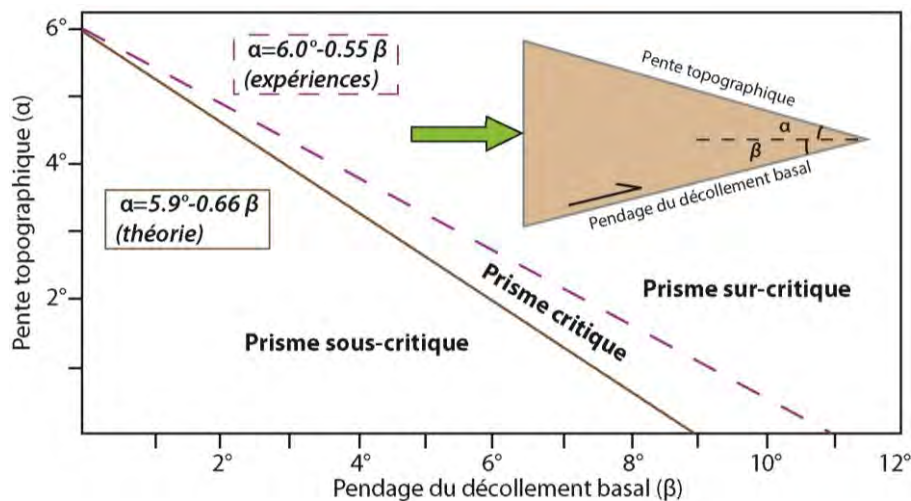


Figure VI.4. Théorie des prismes critiques, modifié de Davis *et al.*, [1983]. L'insert sur le graphique représente un prisme dont la forme (topographie de pente moyenne α) est le résultat de la déformation d'un milieu non cohésif sur une faille de pendage β , engendrée par une poussée mécanique (flèche verte).

D'un point de vue cinématique, le prisme orogénique occidental migre de façon continue en direction du craton du Turonien à l'Eocène et oscillerait donc d'un état surcritique à critique (Figure VI.3). Durant la période de quiescence entre l'Eocène et le début de l'Oligocène, alors que l'arc magmatique est actif et que de la sédimentation est observée des

bassins off-shore aux bassins d'avant-pays sans déformation, le prisme pourrait être en état sous-critique car les pentes auraient tendance à diminuer et de petites reprises de chevauchements de la Cordillère Occidentale affectent les sédiments de la base du bassin volcano-clastique (Figure VI.3). Entre 30-24 Ma et 17 Ma (chapitre 4), après être potentiellement passé en régime surcritique pour initier l'inversion du rift, le prisme se propage de manière critique avec la combinaison de raccourcissement de socle et de couverture. Les mécanismes qui permettent un raccourcissement simultané de croûte et de couverture ont été décrits [Boyer, 1992]. Ils permettent d'expliquer le refroidissement synchrone des échantillons de thermochronologie dans la chaîne et aux fronts de déformation de couverture [Robert *et al.*, 2011]. Avec l'évolution de la flexure, déterminée par la construction des états restaurés (Figure IV.9, page 153), nous avons montré que le pendage de la faille G inversée diminuait de manière cohérente avec une topographie croissante. Le prisme orogénique oriental andin se déforme ensuite de manière interne entre 17 et 8 Ma avec l'activation de plusieurs chevauchement hors séquence ce qui signifie que le prisme se trouve en régime sous-critique. Finalement, entre le Miocène supérieur et l'actuel, la déformation migre de près de 200 km en direction de l'avant-pays indiquant que le prisme est en état surcritique.

McQuarrie et al. [2008b] proposent que le prisme orogénique oriental sud-péruvien et nord bolivien se déforme de manière interne depuis ca 19-8 Ma, c'est à dire qu'il soit dans un état sous-critique à cause de l'augmentation de l'érosion qui diminuerait la pente topographique α , forçant ainsi le prisme à regagner de la pente topographique avant de se propager. L'augmentation de l'érosion est attribuée à un changement climatique engendrée par la croissance de la Cordillère Orientale capable de jouer le rôle de barrière orographique concentrant l'humidité en provenance de l'Océan Atlantique sur le versant amazonien. Dans la partie nord des Andes Centrales, un climat tropical humide identique à celui observé dans la partie amazonienne sud péruvienne et nord bolivienne est attesté depuis le Miocène moyen [Antoine *et al.*, 2006]. Ceci suggère que si la propagation du prisme était contrôlée par la pente topographique (α) alors le prisme orogénique oriental nord péruvien devrait se déformer de manière interne et non se propager en direction du craton brésilien. Nous suggérons donc que la propagation est contrôlée par une augmentation dans l'angle du décollement basal (β) en relation avec une augmentation de la flexure induite par le poids croissant de l'orogène andine sur la plaque lithosphérique et/ou influencée par la subduction plane qui s'instaure au cours du Miocène supérieur.

I.3. Evolution orographique

En ce qui concerne la Cordillère Occidentale, la combinaison de l'observation géologique et de l'analyse des données thermochronologiques (chapitre 5), montre que la déformation qui s'initie en milieu marin peu profond durant le Crétacé supérieur précède largement la forte surrection de la fin du Miocène inférieur. Les données sur le prisme orogénique oriental montrent que la déformation s'initie durant le Paléocène de manière localisée mais que la forte subsidence du bassin d'avant-pays et sa déformation ne commencent pas avant l'Oligocène-Miocène inférieur (chapitre 4). C'est en effet à partir du Miocène inférieur (~17 Ma), que les données de thermochronologie basse-température (BT) enregistrent la surrection de ce prisme.

Nos résultats montrent qu'à l'Eocène supérieur, la déformation de la Cordillère Occidentale a entraîné la création de reliefs (chapitre 5) qui ne devaient pas dépasser les 700m à des paléo-altitudes faibles. La présence des bassins sur la Cordillère Occidentale implique de la subsidence et suggère que ces paléo-altitudes sont restées faibles, voir même décroissantes jusqu'au Miocène inférieur à moyen, période à partir de laquelle une surrection généralisée affecte les cordillères orientales et occidentales. Depuis ~17 Ma, la vitesse d'érosion de la Cordillère Occidentale a été évaluée à minima entre 0.1 et 0.2 mm.an⁻¹ grâce à une surrection de 2.0 à 3.5 km. La régression linéaire des échantillons AHe de la vallée du Marañón n'est pas discutée dans le papier [Eude *et al.*, soumis], mais elle donne une vitesse de 164 m.My⁻¹ depuis ~20 Ma avec un coefficient de confiance de 87% (Figure IV.7, page 149). Le système de captures hydrographiques pliocènes du Rio Marañón suggère que cette partie des Andes est encore en phase d'acquisition d'altitude (chapitre 5). De plus, les derniers âges AHe de 7.3±0.6 Ma dans la vallée du Marañón et de 9.3±1.0 Ma dans le profil de la côte, confirment une surrection depuis le Miocène supérieur, qui permet de maintenir une forte incision. Bien que les vitesses de raccourcissement diminuent, cette surrection récente est probablement plus importante que celle du Miocène inférieur, comme en témoignent les modélisations numériques t-T des échantillons de fond de vallée (chapitres 4, 5 et Annexe D).

A l'échelle du prisme orogénique, les taux de convergence des plaques de 70 à 140 mm.an⁻¹ (Figure VI.3), provoquent des taux de raccourcissements horizontaux variant de 3.6 à 7.1 mm.an⁻¹, qui vont finalement induire des vitesses d'érosion de l'ordre de 0.1-0.2 mm.an⁻¹. Même si les incertitudes sont grandes et difficilement quantifiables (chapitre 2), un ordre de grandeur sépare chaque phénomène. Avec un modèle simple de déformation le long de

rampes crustales d'angles variant entre 16 et 32° (inversion faille G, bordure orientale du rift permo-triasique variant avec la flexure de 32° à 110 Ma, à 16° à 17 Ma sur son embranchement avec la couverture, Figure IV.9, page 151), le modèle « fold bend folding » prédit un champ de vitesse le long de la rampe équivalent à la vitesse de raccourcissement horizontal [Suppe, 1983]. Soit une vitesse de mouvement vertical des roches (« rock uplift ») égale à la vitesse de raccourcissement modulée par le sinus de l'angle de la rampe (Figure II.5, page 44). Ces vitesses verticales balayent une gamme de 1.0 à 3.8 mm.an⁻¹. En supposant que l'épaississement crustal est compensé instantanément par l'isostasie [Dutton, 1889], elles peuvent être converties en vitesses de « rock uplift » apparentes en surface. Dans le modèle d'Airy [Airy, 1855], avec des densités moyennes de croûte de 2.7 et de 3.3 pour le manteau, seulement 22% de l'épaississement se traduit en soulèvement [England et Molnar, 1990]. Les taux de raccourcissements horizontaux se traduisent ainsi en une gamme de vitesses verticales de 0.22 à 0.84 mm.an⁻¹. Ces valeurs de vitesses de « rock uplift » sont du même ordre de grandeur que les vitesses d'érosion calculées (chapitres 4 et 5) mais, légèrement supérieures, provoquent la croissance topographique. La vitesse de « surface uplift » depuis le Miocène inférieur peut ainsi être déduite comme variant de 0.1 (min. estimé au chapitre 5) à 0.7 mm.an⁻¹. Bien que moins précises, ces valeurs sont du même ordre de grandeur que les 0.2 à 0.3 mm.an⁻¹ de soulèvement de la surface depuis le Miocène supérieur, estimées par Gregory-Wodzicki, [2000] de la compilation des données sur les flancs de l'Altiplano. Ainsi, les résultats de cette étude montrent que le raccourcissement tectonique permet à lui seul de former les Andes du nord Pérou.

Les mécanismes qui engendrent le raccourcissement des Andes ont été évoqués en introduction de ce manuscrit :

1. Les modifications de la cinétique de convergence [Soler et bonhomme, 1990 ; Jaillard et Soler, 1996] vont induire des contraintes aux limites du système orogénique, et impliquer un régime tectonique constructeur de la chaîne [Sobolev et Babeyko, 2005 ; Ramos, 2010],
2. Le pendage du plan de subduction associé à l'entrée en subduction de matériel moins dense [Gutscher et al., 1999, 2000b ; Schellart, 2008 ; Guillaume et al., 2009 ; Martinod et al., 2010 ; Kusky et al., 2014] pourrait être responsable d'une forte exhumation, d'un fort couplage inter-plaque et de modifications de l'activité de l'arc magmatique [Gutscher et al., 2000a ; Rosenbaum et al., 2005],

3. Les délaminations [Garzzone *et al.*, 2006 ; Gosch *et al.*, 2006] et/ou la cyclicité de la croissance crustale [DeCelles *et al.*, 2009] associée au raccourcissement et au magmatisme engendrent de la surrection et la propagation de la déformation.

Dans la partie suivante, la formation du prisme orogénique du nord des Andes Centrales va être discutée à travers ces mécanismes et au vu des résultats de ce travail.

I.3.1. Convergence et régime compressif

Le toit du Groupe Casma, témoigne de l'arrêt du volcanisme préandien dans le nord des Andes Centrales à l'Albien (chapitre 3). En l'absence d'informations sur la géométrie de la subduction avant l'Eocène, tous les événements mis en évidence dans cette étude peuvent-ils s'expliquer par les accélérations et décélérations des vitesses de convergences ?

Les événements compressifs ponctuels turoniens sont attribués à la migration de l'Amérique du Sud vers l'ouest après l'ouverture de l'Atlantique Sud (dégradé vert de la Figure VI.3). L'ouverture de l'Océan Atlantique Sud entraîne en effet une accélération de la vitesse de convergence entre les plaques Farallon et Amérique du Sud [Soler *et bonhomme*, 1990 ; Jaillard *et Soler*, 1996 ; Sobolev *et Babeyko*, 2005]. Du Santonien au Paléocène inférieur, la déformation du prisme orogénique occidentale et la charge tectonique surviennent durant une période de convergence relativement lente et sans modifications des vitesses de convergence (dégradé orange de la Figure VI.3). Il faut attendre le Paléocène moyen pour que la direction de convergence change drastiquement (chapitre 1, [Pardo-Casas *et Molnar*, 1987]). Comment la déformation de la Cordillère Occidentale a-t-elle lieu à cette période ? Le « paroxysme » (entre ~60 et 44 Ma) [Mourier, 1988 ; Noble *et al.*, 1990] de la déformation de la Cordillère Occidentale survient lors d'une période de convergence dont la direction va considérablement changer de NS à ENE-WSW [Pardo-Casas *et Molnar*, 1987]. Ces contraintes mécaniques pourraient être responsable de la déformation à partir de ~60 Ma, mais au Campanien et au Maastrichien, aucune variation de la cinétique de convergence n'explique la déformation.

La période Eocène inférieur à moyen (50-40 Ma) est marquée par de l'extension dans les bassins off-shore pendant que la zone Subandine enregistre une décharge tectonique (chapitres 3 et 4). Le début de la mise en place du batholite côtier se fait lors d'une période de convergence relativement rapide (dégradé rose de la Figure VI.3) et qui va décélérer

brutalement vers 40 Ma. Les discordances progressives observées à la base du bassin volcano-sédimentaire vers 40 Ma, pourraient en être une conséquence.

L'initiation de l'inversion du rift permo-triasique de la Cordillère Orientale et la propagation du prisme orogénique oriental entre 30 et 24 (chapitre 4) coïncide avec l'accélération de la convergence entre la plaque Farallon et la plaque Amérique du Sud (dégradé marron de la Figure VI.3). La direction de convergence qui change d'ENE à ESE durant la période 26-20 Ma [*Pardo-Casas et Molnar*, 1987] résulte de la rupture de la plaque Farallon qui va donner naissance à la plaque Coco au nord et la plaque de Nazca au sud [*Lonsdale*, 2005]. Celle-ci pourrait être responsable de la puissante activité tectonique du Miocène inférieur.

I.3.2. Slab plat et entrée en subduction du Plateau Inca

Il a été proposé que la zone de slab plat sous les Andes Centrales du sud du Pérou était dû à l'entrée en subduction de la ride de Nazca au Miocène supérieur [*Hampel*, 2002 ; *Espurt* 2007 ; *Martinod et al.*, 2010]. La ride étant oblique par rapport au sens de convergence depuis le Miocène (Figure VI.3), elle est entrée en subduction au nord de sa position actuelle, mais plus au sud de la zone étudiée dans cette thèse [*Hampel*, 2002]. Aux latitudes de la zone étudiée (5-9°S), l'entrée en subduction du *Plateau Inca* [*Gutcher et al.*, 1999] est probablement aussi responsable de la géométrie plane de la lithosphère (Figures VI.1 et VI.2). Selon *Rosenbaum et al.*, [2005], qui utilisent le modèle de reconstitution de *Hampel*, [2002], il rentre en subduction entre 14 et 12 Ma vers 5°S. *Rousse et al.*, [2003] ont contraint la position de la ride de Nazca au cours du Miocène indépendamment de *Hampel*, [2002] grâce aux anomalies magnétiques de la plaque de Nazca. Par ailleurs, *Gutscher et al.*, [1999] ayant donné une position relative actuelle du *Plateau Inca*, par rapport à la ride (Figure VI.1), j'ai pu déterminer son entrée en subduction entre 10 et 5 Ma (Figure VI.5).

A partir de ~15 Ma, la vitesse de convergence a tendance à diminuer de 14 à 7 cm.yr⁻¹ [*Soler et Bonhomme*, 1990 ; Figure VI.3]. Le fait que la vitesse de convergence décélère dans des périodes de subduction moins pentée est attribué au fait que l'entrée en subduction de matériel moins dense ralentie la subduction par une friction inter-plaque plus importante et une force de traction gravitaire affaiblie [*Martinod et al.*, 2010]. Au vu des faibles vitesses de convergence du Campanien au Paléocène (Figure VI.3), la déformation du prisme occidental pourrait être due à une subduction moins pentée.

L'arc volcanique migre vers l'Est de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur le long de ce transect, et les derniers âges datent d'environ 17 Ma [Navarro *et al.*, 2008]. Mais au nord et au sud du transect (± 100 km), les dernières datations d'intrusions et/ou d'épanchements donnent une fin de l'arc magmatique au Miocène supérieur [McNutly *et al.*, 1998 ; Rosenbaum *et al.*, 2005 ; Navarro *et al.*, 2008]. Le long de la coupe d'étude, les témoins du fonctionnement de l'arc volcanique au Miocène supérieur ont pu être érodés par le système de captures du Marañón (Figure V.28 page 203). Soler *et Bonhomme*, [1990] suggèrent qu'une forte activité de l'arc magmatique a lieu lorsque que la subduction est relativement rapide, soit lorsque le slab est penté et coule sous son propre poids, alors que cette activité cesse ou ralentie durant des périodes de vitesses de convergence plus faibles [Soler *et Bonhomme*, 1990 ; Kennan, 2000]. Logiquement ce phénomène s'explique par l'entrée en subduction de matériel flottant car il bloque l'activité de l'arc et la disparition du coin asthénosphérique provoque un écran thermique [Gutcher *et al.*, 2000a]. Les pulses magmatiques côtiers vers 43 et 27 Ma (chapitre 5) surviennent, en effet, lors de périodes de forte vitesse de convergence (Figure VI.3).

Les modélisations analogiques [Guillaume *et al.*, 2009 ; Martinod *et al.*, 2013] montrent de surcroît que lors d'une subduction plane, il existe un soulèvement important de la marge de la plaque chevauchante continentale au-dessus de la zone de subduction. Le slab plat favorise par ailleurs le raccourcissement grâce à un couplage inter-plaque important et à une longue distance de la fosse [Rosenbaum *et al.*, 2005 ; Schellart, 2008 ; Guillaume *et al.*, 2009 ; Martinod *et al.*, 2010, 2013]. Ceci peut être expliqué avec le modèle des prismes critiques, l'horizontalisation du panneau plongeant permet aux décollements crustaux de se redresser (angle β augmente), favorisant la propagation du prisme vers l'avant-pays. La migration puis l'arrêt de l'arc magmatique et la propagation de la déformation par inversions de socle associés à la mise en place du slab plat, ont déjà été observés au Chili [Kay *et Abbruzzi*, 1996].

Ainsi je propose que l'instauration de la subduction plane aidée à ces latitudes (5-9°S), par l'entrée en subduction du *Plateau Inca*, soit responsable à partir de ~8 Ma, de 1) la diminution de la vitesse de convergence, 2) de la diminution de la vitesse de raccourcissement, 3) de l'accélération du soulèvement des cordillères Occidentale et Orientale et 4) de la propagation du prisme orogénique de plus de 200 km vers l'avant-pays.

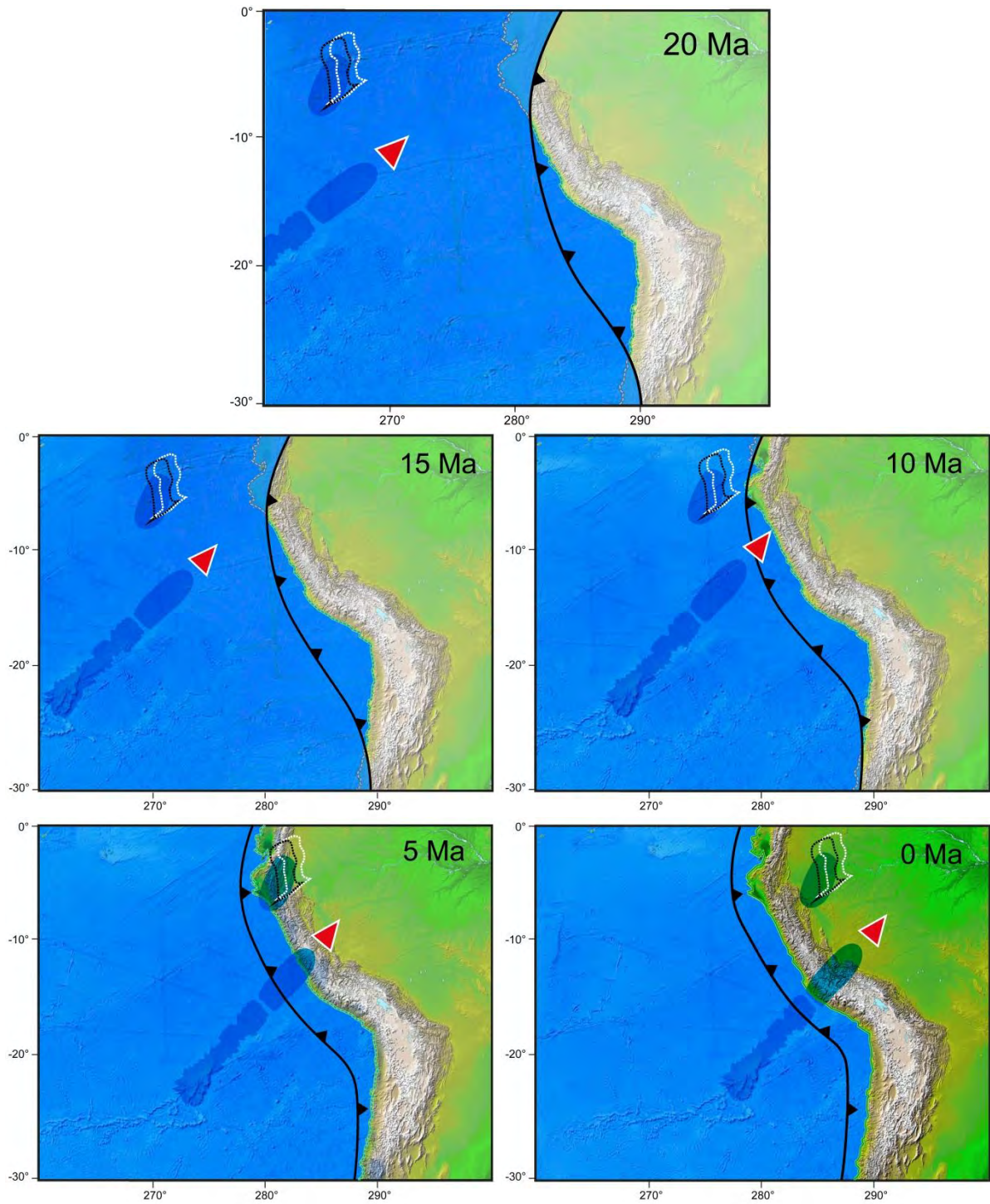


Figure VI.5. Reconstitutions à 25, 20, 15, 10 et 5 Ma, de la position du *Plateau Inca* relativement à celle de la ride de Nazca. Extrémité de la ride de Nazca prise comme référence, en triangle rouge [Rousse *et al.*, 2003]. Pointillés blancs et noirs, positions du plateau selon deux modèles différents d’anomalies magnétiques (Figure VI.3), Gutscher *et al.*, [1999]. Transparents bleus, zones asismiques matérialisant potentiellement la présence des rides du plateau [Gutscher *et al.*, 1999]. Evolution de la position de la fosse d’après Schellart *et al.*, [2007] et relief des cordillères non interprété (dégradé de transparence du MNT actuel).

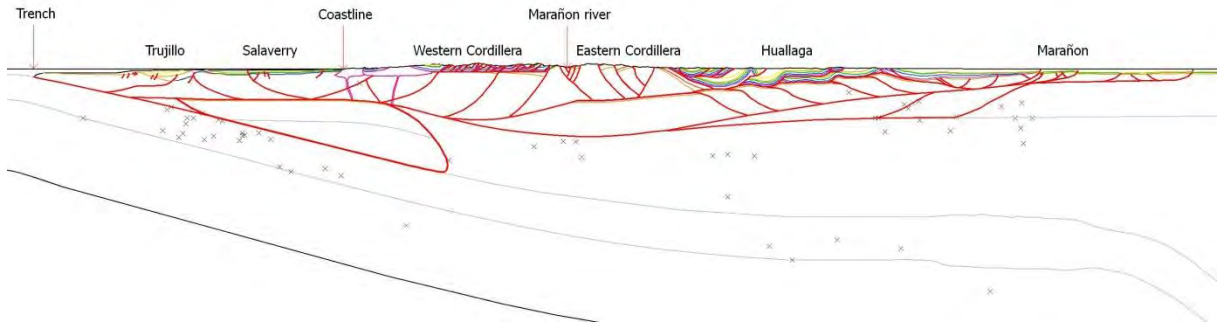


Figure VI.7. Hypothèse d'une coupe lithosphérique avec l'entrée en subduction d'un coin de lithosphère océanique sous-plaquée. Capture d'écran 2D Move.

Dans le même ordre d'idée pour expliquer ce raccourcissement, une autre théorie récente propose qu'il existe une cyclicité dans la croissance des chaînes cordillères [DeCelles *et al.*, 2009]. Dans ce modèle [DeCelles *et al.*, 2009], l'arc magmatique fonctionne pendant que le raccourcissement épaissit la croûte (Figure VI.8.a). Épaissie suffisamment, un phénomène d'éclogitisation apparaît en sa base (Figure VI.8.b). C'est ensuite lorsque que cette base éclogitisée se délamine et coule par gravité (Figure VI.8.c), qu'un pulse de magmatisme se produit et que le slab s'horizontalise par dépression (Figure VI.8.d).

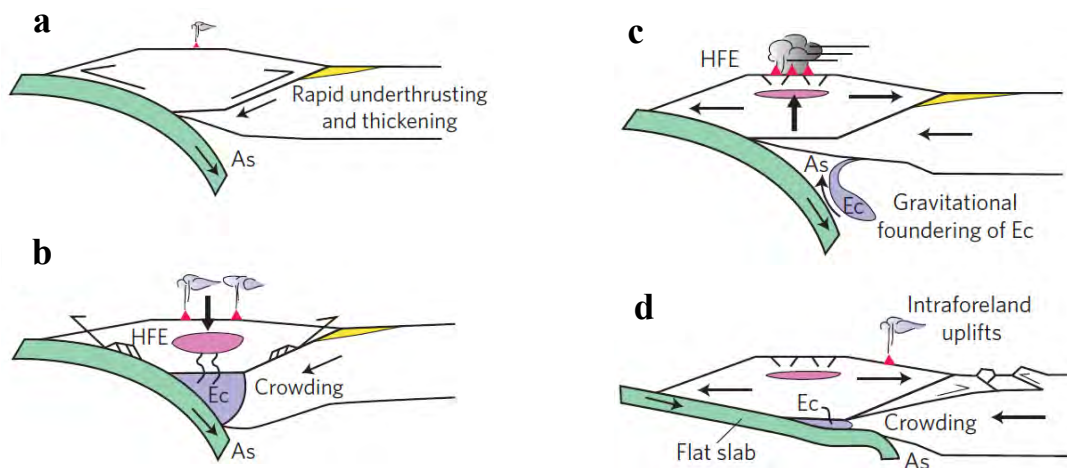


Figure VI.8. Evolution d'un système orogénique cordillèrain selon DeCelles *et al.*, [2009]. As, asthénosphère ; Ec, racine éclogitisée ; HFE, (high flux episode) épisodes de flux magmatique intense. (a) Déformation, épaississement du prisme orogénique. (b) Eclogitisation en base de croûte, fort apport magmatique et subsidence. (c) Délamination de la racine éclogitisée, soulèvement et volcanisme intense. (d) Mise en place du slab plat, arrêt de l'arc, collapse intra-chaîne et propagation de la déformation.

Ce phénomène pourrait représenter le contexte géodynamique du nord des Andes Centrales au cours du Miocène car il n’y avait pas beaucoup de reliefs à l’Oligocène, voir même de la subsidence pendant le Miocène inférieur (chapitre 5) au niveau de l’actuelle Cordillère Occidentale, alors que le raccourcissement se propage vers l’avant-pays (chapitre 4). Ces observations apparaissent cohérentes avec la subsidence et le raccourcissement que proposent *DeCelles et al.*, [2009] en Figure VI.5.b., mais il reste néanmoins un problème majeur. Le phénomène d’éclogitisation en base de croûte, requiert un épaissement conséquent [p.e., *Bousquet et al.*, 1997 ; *Le Pichon et al.*, 1997 ; *DeCelles et al.*, 2009]. Or le raccourcissement de la Cordillère Occidentale a été déterminé à 78 km (chapitre 5), auxquels les 49 km de raccourcissement du prisme oriental (chapitre 4) au Miocène inférieur, peuvent être ajoutés. Les 127 km de raccourcissement au total, peuvent-ils amener la base de la croûte à une pression de 1.5 GPa nécessaire à l’éclogitisation [*Bousquet et al.*, 1997], soit un Moho à plus de 50 km ? Ceci serait envisageable car la plaque sud-américaine qui migre vers l’ouest pendant sa déformation [*Sobolev et Babeyko*, 2005] est une croûte qui a subi bon nombre d’accrétions sur sa marge occidentale au cours de l’histoire [*Miskovic et al.*, 2009] et est, de plus, cratonique vers l’ouest. Une partie de la croûte aurait pu être entraînée en subduction ou s’être délaminiée, solidaire de la base éclogitisée, et expliquer ainsi le manque du raccourcissement crustal qui existe pour l’équilibrage du profil lithosphérique.

Dans ce contexte, entre auto-cyclicité d’un phénomène naturel, en l’occurrence le magmatisme et le raccourcissement qui d’eux même entraînent la croissance crustale, la délamination et la mise en place du slab plat, et un processus direct « cause-conséquence » avec le slab plat qui bloque le magmatisme, modèle plus intuitif, qui engendre quoi ? La poule ou l’œuf ? Les physiciens préfèrent toujours les phénomènes auto-cycliques de moindre énergie, les géologues les phénomènes directs plus énergétiques. Personnellement, schizophrène de ces deux mondes, mon cœur balance.

Néanmoins, les données géophysiques (sismicité, tomographie, *Gutscher et al.*, [1999, 2000b], et la gravimétrie [*International Gravimetric Bureau*, 2012]) documentent la présence de matériel moins dense et la morphologie arquée du slab. De plus, la coïncidence au Miocène supérieur entre le ralentissement de la convergence, la propagation de la déformation de socle, et l’instauration de la subduction horizontale qui va stopper l’arc magmatique, sont des arguments qui poussent à préférer le modèle de subduction horizontale engendrée par l’entrée de la ride de Nazca et du *Plateau Inca*, qui va influencer la déformation et les phénomènes de surface (accélération de la surrection et de l’érosion).

I.3.4. Hypothèses sur l'absence d'Altiplano au nord des Andes Centrales

Des surfaces planes élevées se retrouvent sur les cordillères Orientale et Occidentale. Le temps a malheureusement manqué pour réaliser une cartographie détaillée et complète de ces surfaces pour en retirer une information. Cependant, une hypothèse est proposée dans cette partie. Sur la Cordillère Occidentale, les plateaux correspondent aux surfaces du bassin volcano-sédimentaire, et sur la Cordillère Orientale, aux surfaces d'érosion glaciaire. Elevées entre 3500 et 4200 m le long du transect, ces surfaces présentent des similitudes avec les plateaux du sud Pérou et de la Bolivie (Altiplano et Puna). Dans les notices des cartes géologiques les auteurs parlaient directement d'un Altiplano érodé en ces termes (traduits de l'espagnol) :

L'altiplano est actuellement une rémanence d'une unité bien plus étendue s'étant fait détruire par l'action érosive des rivières. Un exemple parfait de la dissection de l'Altiplano se rencontre dans la région de la vallée de Chusgon (affluent du Marañón dans la région de Pataz) où manifestement, l'Altiplano constituait antérieurement une bande ininterrompue de topographie douce et que les deux plateaux actuellement distincts (sur les flancs NO et SE de la rivière Chusgon) sont le résultat de l'incision du canyon étroit et profond par la rivière.

[Wilson et Reyes Rivera, 1964].

Wilson et Reyes Rivera, [1964] caractérisent les processus d'érosion comme « matures » c'est à dire que les vallées qui incisent les plateaux sont généralement larges de plus de 2 km avec des flancs stables. Dans la région de Trujillo, Cossio et Jaen, [1967] parlent des surfaces de la Cordillère Occidentale directement en ces termes (traduit de l'espagnol) : *Dans ce secteur, l'Altiplano correspond à des surfaces plus ou moins ondulées à 3500-4000 m d'altitude sur lesquelles se dressent les petites chaînes de montagnes. Actuellement ces plateaux sont affectés d'une forte incision glaciaire et fluviale.* Ces auteurs suggèrent que le développement de ces surfaces s'est fait à des altitudes beaucoup moins élevées qui atteignent leur niveau actuel par un soulèvement généralisé des Andes, ce qui est montré dans cette étude. Dans ce cas, avec une surrection à partir de 17 Ma qui précède celle de l'Altiplano d'après Gregory-Wodzicki, [2000] (2 à 3.5 km de soulèvement depuis 10 Ma), Kennan, [2000] (1 à 3.5 km de soulèvement depuis 10 Ma), Garzzone et al., [2006] (2.5 à 3.5 km de soulèvement entre 10.6 et 6.8±0.3 Ma), Ghosh et al., [2006] (surrection de ~1 mm.an⁻¹ entre 10.3 et 6.7 Ma), il est envisageable que l'Altiplano du nord des Andes Centrales existait

mais qu'il s'est fait éroder par la forte capacité de transport des rivières, et notamment celle du Marañón, affluent de l'Amazone.

Cependant, d'autres auteurs ont proposé que l'Altiplano-Puna était le résultat d'une surrection moins rapide de la chaîne et depuis plus longtemps (25 Ma pour *Allmendinger et al.*, [1997] ; depuis 29 à 26 Ma pour *Carrapa et al.*, [2005] ; 25 Ma pour *Barnes et Elhers*, [2009] ou même une exhumation rapide entre 46 et 18 Ma pour *Eichelberg et al.*, [2013]) grâce à un prisme orogénique qui s'est élargi considérablement entre 25 et 15 Ma [*Barnes et Elhers*, 2009] et qui engendre des rotations de part et d'autre de l'Orocline Bolivien [p.e., *Isacks*, 1988 ; *Kley*, 1999]. Dans ce cas l'Altiplano du nord du Pérou n'a pas disparu mais, ayant plus de 10 My de retard sur celui du sud Pérou, est en cours de construction.

De plus, récemment, *Kusky et al.*, [2014] proposent un mécanisme de surrection de l'Altiplano lié au retrait du slab plat qui existait sous le sud du Pérou et le nord de la Bolivie de 40 à 18 Ma. Quand la subduction reprend un pendage « normal », le flux de chaleur asthénosphérique entraîne un réchauffement de l'ensemble de la lithosphère préalablement épaissie, qui va se délaminer et provoquer une surrection. Auquel cas, la subduction étant toujours plane au nord du Pérou, le nord des Andes Centrales ne peut encore pas prétendre à posséder son Altiplano. Au vu des connaissances actuelles, cette hypothèse me paraît la plus convaincante.

II. CONCLUSIONS

La caractéristique des Andes Centrales du nord du Pérou, est la très forte influence de l'héritage tectonique sur le style de la déformation crustale. Ce sont les structures du rift permo-triasique qui vont s'inverser au Turonien, puis être à l'origine de la formation du prisme orogénique composé des cordillères Occidentale, Orientale et de la zone Subandine à partir de l'Oligocène. Du Turonien à l'Eocène, la déformation du prisme orogénique occidental semble être continue mais avec néanmoins une direction des structures fortement influencées par (1) les structures du bassin jurassique Chicama, (2) la direction de convergence qui va changer, et (3) le raccourcissement différentiel entre le nord et le sud. En termes de datations de la déformation, nos données sont cohérentes avec les compilations récentes faites sur les Andes du Nord colombiennes et équatoriennes, et Centrales.

Le raccourcissement calculé sur l'ensemble de la chaîne est au minimum de 220 km. La propagation d'ouest en est de la déformation est, au premier ordre, normale, s'expliquant mécaniquement par la propagation d'un prisme critique. Le régime tectonique auquel est soumis le prisme orogénique est dépendant des vitesses de convergence des plaques. Vitesses qui elles-mêmes sont corrélées avec le pendage de la subduction et les phénomènes magmatiques. La vitesse de raccourcissement du prisme orogénique oriental passe de 7.1 mm.an⁻¹ entre 17 et 8 Ma, à 3.6 mm.an⁻¹ à partir de 8 Ma. L'incision des cordillères Occidentale et Orientale est estimée à 0.1-0.2 mm.an⁻¹ depuis ~17 Ma. Le ralentissement de la déformation est attribué à l'instauration de la subduction plane aidée par l'entrée du *Plateau Inca* entre 10 et 5 Ma, et la chaîne s'élargit en propageant le front de déformation de plus de 200 km vers l'avant-pays après 8 Ma, guidé par l'héritage tectonique d'une part, et par un prisme en régime surcritique d'autre part. Cet élargissement, alors que le climat s'humidifie, prouve qu'il n'agit pas sur ce prisme par une augmentation des taux d'érosion.

Le synchronisme du refroidissement à 17 Ma, enregistré dans les données thermochronologiques à l'échelle de la chaîne, s'explique par la surrection généralisée de l'ensemble du prisme orogénique engendré par l'inversion du rift de la Cordillère Orientale accommodée dans la déformation de la zone Subandine. Dans ce cas encore, la tectonique est prépondérante sur le climat pour expliquer un synchronisme dans les âges thermochronologiques. L'absence d'Altiplano sur les Andes Centrales du nord est également attribuée au contexte géodynamique, c'est-à-dire à une subduction plane maintenue depuis le Miocène supérieur.

III. PERSPECTIVES

Quelques perspectives de travaux ont été proposées au long de ce manuscrit. Des points qui mériteraient d'être approfondis ainsi que quelques idées apparues pendant la rédaction du manuscrit sont résumés ci-dessous.

III.1. Equilibrage et modélisation du profil lithosphérique

Equilibrer le profil lithosphérique pourrait être un objectif intéressant et envisageable car les données sismiques existent dans les bassins off-shore. *Espurt*, [2007], *Guillaume et al.*, [2009] proposent qu'une forte exhumation de la plaque chevauchante se produise lors de l'initiation d'une subduction plane. A l'aide de modélisations numériques basées sur la thermicité, *Gutscher et Peacock*, [2009] proposent que la zone sismogénique au-dessus de la subduction plane provoque de la subsidence proche de la fosse et un soulèvement vers l'arc durant les périodes intersismiques et l'inverse pendant les phases co-sismiques. *Martinod et al.*, [2013] montrent qu'un anticlinal de grande longueur d'onde affecte la croûte continentale au-dessus de la subduction plane. Il serait intéressant de voir ce que produit la subduction plane dans un modèle thermo-mécanique sur le soulèvement, à quelle longueur d'onde agit-elle et quelle est réellement son influence sur la propagation de la déformation ou sur la thermicité de la croûte. Le soulèvement de la partie côtière, les sauts dans les âges thermochronologiques en l'absence de failles (chapitre 5) pourraient peut-être s'expliquer d'une autre manière.

III.2. Remplissage Cénozoïque de la Cordillère Occidentale

Comme mentionné au chapitre 5, pour préciser les vitesses et les datations de la surrection de la Cordillère Occidentale et de la Cordillère Orientale, liée à la vidange et à l'augmentation du bassin versant du fleuve Marañón, une étude stratigraphique et géomorphologique approfondie du remplissage mio-pliocène devrait être envisagée. Des sédiments ou des laves du bassin volcano-clastique Calipuy, potentiellement érodés, pourraient y être retrouvés et datés. Pour tester le modèle de racine éclogitisée, il faudrait chercher si des enclaves de xénolithes éclogitiques ne sont pas piégées dans ces dépôts.

III.3. Concentration en chlore et dispersion des âges AFT

D'un point de vue méthodologique, les résultats des âges AFT liés à la mesure de la composition en chlore de chaque grain compté, mériteraient d'être traités plus dans le détail. Sur certains échantillons (voir les représentations radial plot des âges AFT en Annexe D), un vieillissement de l'âge des grains s'observe en fonction de leur composition en chlore. La température du système ayant tendance à augmenter avec la concentration en chlore du minéral d'apatite [Carlson *et al.*, 1999 ; Barbarand *et al.*, 2003a ; Ketcham, 2005], les échantillons sédimentaires peuvent présenter une dispersion dans leurs âges individuels. C'est le cas par exemple pour certains échantillons sédimentaires (TRU49, TRU69 et TRU296), où cette évolution est assez claire. L'échantillon TRU296, avec une concentration en chlore variant de 0 à 1.15 (Figure D.1) présente un peak d'âge à 298 Ma. Une analyse sur le modèle de l'étude de Barbarand *et al.*, [2003a ; 2003b] pourrait être envisagée.

III.4. De l'extension durant la compression, hypothèse sur la formation de la Cordillère Blanche

L'Huascarán est le point culminant du Pérou, il culmine à 6 768 m dans la Cordillère Blanche. Pourtant, la Cordillère Blanche correspond à l'extrusion d'un batholithe mis en place entre 10 et 8 Ma [Petford *et Atherton*, 1992 ; McNulty *et al.*, 1998 ; Giovanni *et al.*, 2010] le long d'une faille normale très étendue qui commence à fonctionner à 8 Ma selon McNulty *et Farber*, [2002] ou 5.4 ± 0.1 Ma d'après Giovanni *et al.*, [2010]. La faille occidentale de la Cordillère Blanche est structurellement située à ~100 km au sud du transect de cette étude, dans le prolongement de la faille de Chaquilbamba du chapitre 5 (p.e., Figure V.3, page 174), qui est très probablement une faille normale héritée de l'époque jurassique. De l'extension est nécessaire pour équilibrer l'apex du pli anticlinal de la Cordillère Orientale formé par inversion de la bordure du rift (chapitre 4). Les failles normales héritées de la phase de rift permo-triasique doivent être activées en extension durant la compression (Figure VI.9).

Dans l'article [Eude *et al.*, soumis], ces extensions n'ont pas été décrites mais nous avons vu par ailleurs que de l'extension avait lieu durant le Miocène moyen dans la Cordillère Occidentale. Ces failles étant très verticalisées par la déformation, une faible quantité d'extension horizontale permet un rejet important sur le miroir. De surcroît, Gutscher *et al.*, [1999] ont proposé que le panneau plongeant était incurvé sous le Pérou entre le Plateau Inca au nord, et la ride de Nazca au sud (Figure VI.1).

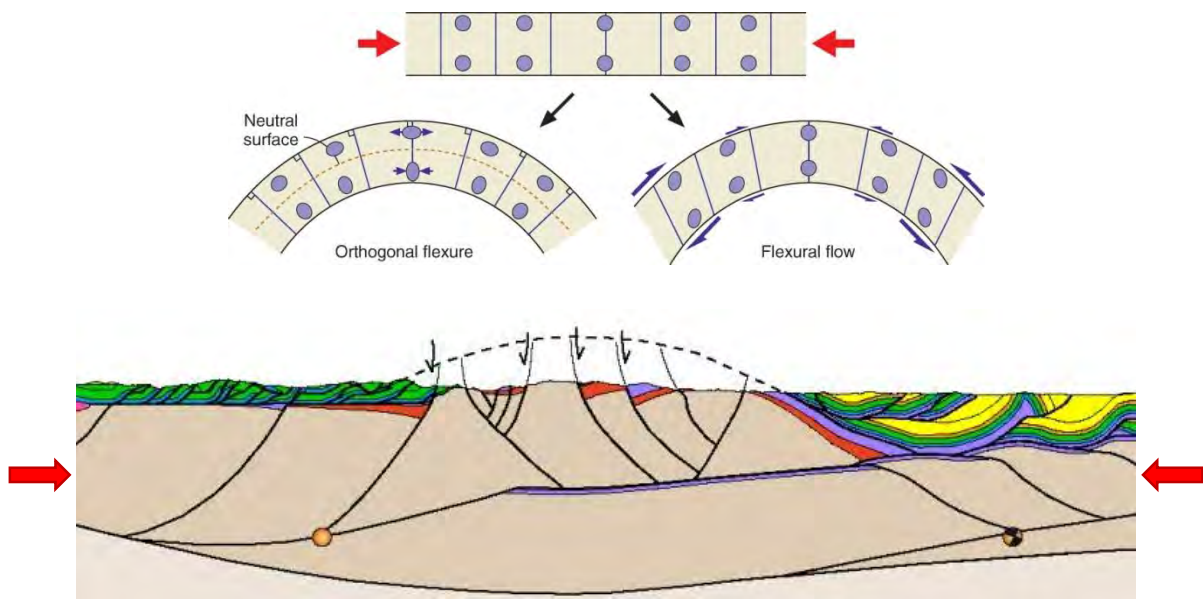


Figure VI.9. Illustration des zones en déformation durant la formation d'un pli anticlinal (ellipses de déformation), sur un zoom de la coupe d'étude. Extension à l'extrado au-dessus de la surface neutre, une compression en-dessous. Extension dans les charnières de pli à l'aide des failles normales préexistantes. D'après [Fossen, 2010].

L'extension pourrait ainsi s'expliquer, d'une part par la formation de plis anticlinaux d'échelle crustale au-dessus desquels des failles normales héritées accommodent la déformation, et d'autre part, par l'instauration de mouvements gravitaires accompagnant l'horizontalisation du panneau plongeant sous la croûte continentale. McNulty et Farber, [2002] avaient déjà remarqué que l'initiation du fonctionnement de cette faille normale coïncidait avec le passage de la ride. Concernant le magmatisme à cette époque, c'est tout d'abord à cet âge que certaines intrusions se mettent en place dans la Cordillère Occidentale (chapitre 5), et ensuite, que la dépression du slab sous la Cordillère Blanche [Gutscher et al., 1999] pourrait permettre à des « jus » magmatiques de se mettre en place.

III.5. Paléogéographie du Subandin

Pour préciser l'âge de la propagation de la déformation en zone Subandine, notamment dans le but de reconstituer l'évolution de la paléogéographie mio-pliocène, un travail de datations des unités stratigraphiques devrait être mené. Dans le bassin Huallaga, par

exemple, les biologistes phylogénistes [Blandin et Purser, 2013] travaillent sur l'évolution des espèces liée à leur individualisation lors de l'apparition d'une barrière naturelle (croissance d'un relief lié à un pli, migration d'un cours d'eau, etc...). Nos disciplines méritent d'être confrontées pour raconter au mieux l'histoire du bassin amazonien [Hoorn et al., 2010, 2013]. Si la Géologie peut aider à comprendre la formidable biodiversité qu'il existe dans cette forêt luxuriante, l'interdisciplinarité prend tout son sens.

IV. REFERENCES DU CHAPITRE 6

- Airy, G. B. (1855), On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys, *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, B145, 101-104.
- Antoine, P. O., D. De Franceschi, J. J. Flynn, A. Nel, P. Baby, M. Benammi, Y. Calderon, N. Espurt, A. Goswami, and R. Salas-Gismondi (2006), Amber from western Amazonia reveals Neotropical diversity during the middle Miocene., *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 103(37), 13595-13600, doi: 10.1073/pnas.060580110.
- Allmendinger, R. W., T. E. Jordan, S. M. Kay, and B. L. Isacks (1997), The Evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25, 139-174, doi: 10.1146/annurev.earth.25.1.139.
- Baby, P., M. Rivadeneira, R. Barragan, and F. Christophoul (2013), Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador, in *Thick-skin-dominated orogens; from initial inversion to full accretion, 1st edition*, edited by M. Nemcok, et al., p. 482, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London. doi: 10.1144/SP377.1.
- Baby, P., P. Rochat, G. Mascle, and G. Hérail (1997), Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes, *Geology*, 25(10), 883-886, doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0883:NSCTCT>.
- Balkwill, H. R., G. Rodrigue, F. I. Paredes, and J. P. Almeida (1995), Northern part of Oriente basin, Ecuador; reflection seismic expression of structures, in *Petroleum Basins of South America*, edited by A. J. Tankard, R. Suarez Soruco and H. J. Welsink, *AAPG Bull.*, 62, 559.
- Balmino, G., N. Vales, S. Bonvalot, and A. Briaies (2012), Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies, *J. Geodesy*, 86(7), 499-520, doi: 10.1007/s00190-011-0533-4.
- Barbarand, J., A. Carter, I. Wood, and T. Hurford (2003a), Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite, *Chem. Geol.*, 198(1-2), 107-137, doi: 10.1016/S0009-2541(02)00424-2.
- Barbarand, J., T. Hurford, and A. Carter (2003b), Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling, *Chem. Geol.*, 198(1-2), 77-106, doi: 10.1016/S0009-2541(02)00423-0.
- Barnes, J. B., and T. A. Ehlers (2009), End member models for Andean Plateau uplift, *Earth-Sci. Rev.*, 97(1-4), 105-132, doi: 10.1016/j.earscirev.2009.08.003.
- Barros, P., and E. d. P. Carniero (1991), The Triassic Jurua orogeny and the tectonosedimentary evolution of the Peruvian Oriente basin, exploration implications, *IV Simposio Bolivariano*, 44 pp.
- Blandin, P., and B. Purser (2013), Evolution and Diversification of Neotropical Butterflies: Insights from the biogeography and phylogeny of the genus *Morpho* Fabricius, 1807 (Nymphalidae: Morphinae), with a review of the Geodynamics of South America, *Trop. Lepid. Res.*, 23(2), 62-85.
- Bousquet, R., B. Goffé, P. Henry, X. Le Pichon, and C. Chopin (1997), Kinematic, thermal and petrological model of the Central Alps: Lepontine metamorphism in the upper crust and eclogitisation of the lower crust, *Tectonophysics*, 273(1-2), 105-127, doi: 10.1016/S0040-1951(96)00290-9.

Chapitre VI – Discussion et Conclusion

- Boyer, S. E. (1995), Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts, *Am. J. Sci.*, 295(10), 1220-1254, doi: 10.2475/ajs.295.10.1220.
- Boyer, S. E., and D. Elliott (1982), Thrust Systems, *AAPG Bull.*, 66(9), 1196-1230.
- Bump, A. P., L. Kennan, and F. J. A. (2008), Deformation history of the Andean foreland, Peru, and its implication on present-day structure, *INGEPET 2008 (Expr-3-AB-05)*, 11 pp.
- Calderon, Y., P. Baby, A. Eude, S. Brusset, J. Calvez, M. Roddaz, and E. Martinez (2012), The southern Marañon basin: an active foredeep wedge-top transition zone inherited from pre-Cretaceous structures, *XV Congress Soc. Geol. Peru*, Lima, Peru.
- Carlson, W. D., R. A. Donelick, and R. A. Ketcham (1999), Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results, *Am. Mineral.*, 84(9), 1213-1223.
- Carrapa, B., D. Adelman, G. E. Hilley, E. Mortimer, E. R. Sobel, and M. R. Strecker (2005), Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes, *Tectonics*, 24(TC4011), 1-19, doi: 10.1029/2004TC001762.
- Catuneau, O. (2004), Retroarc foreland systems - evolution through time, *J. Afr. Earth Sci.*, 38(3), 225-242, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2004.01.004.
- Chemenda, A. I., R.-K. Yang, J.-K. Stephan, E. A. Konstantinovskaya, and G. M. Ivanov (2001), New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan: evolutionary model, *Tectonophysics*, 333(1-2), 159-178, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00273-0.
- Colletta, B., F. Hebrard, J. Letouzey, P. Werner, and J.-L. Rudkiewicz (1990), Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section, in *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, edited by J. Letouzey, Paris, 81-100, doi.
- Cooper, M. A., F. T. Addison, R. Alvarez, M. Coral, R. H. Graham, A. B. Hayward, S. Howe, J. Martinez, J. Naar, R. Penas, A. J. Pulham, and A. Taborda (1995), Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and middle Magdalena Valley, Colombia, *AAPG Bull.*, 79(10), 1421-1442, doi.
- Cortés, M., B. Colletta, and J. Angelier (2006), Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia, *J. S. Am. Earth Sci.*, 21(4), 437-465, doi: 10.1016/j.jsames.2006.07.004.
- Cossio, A., and H. Jaen (1967), Geología de los cuadrangulos de Puemape, Chocope, Otuzco, Trujillo, Salaverry y Santa, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geologica Nacional*, 17 INGEMMET, Lima, 141 pp.
- Coulomb, C. A. (1773), Sur l'application des règles de maximis et minimis à quelques problèmes de statique, relatifs à l'architecture, *Acad. R. Sci. Paris Mem. Math. Phys.*, 7, 343-382.
- Dahlen, F. A., J. Suppe, and D. Davis (1984), Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb Theory, *J. Geophys. Res.*, 89(B12), 10087-10101, doi: 10.1029/JB089iB12p10087.
- Dahlen, F. A. (1990), Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 18(1), 55-99.
- Davis, D., J. Suppe, and F. A. Dahlen (1983), Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *J. Geophys. Res.*, 88(B2), 1153-1172, doi: 10.1029/JB088iB02p01153.
- DeCelles, P. G., M. N. Ducea, P. Kapp, and G. Zandt (2009), Cyclicity in Cordilleran orogenic systems, *Nature Geosci.*, 2(251-257), doi: 10.1038/NCEO469.
- DeCelles, P. G., and B. K. Horton (2003), Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115(1), 58-77, doi: 10.1130/0016-7606(2003)115<0058:ETMTFB>2.0.CO;2.
- DeCelles, P. G., and S. Mitra (1995), History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 107(4), 454-462, doi: 10.1130/0016-7606(1995)107<0454:HOTSOW>2.3.CO;2.

Chapitre VI – Discussion et Conclusion

- Devlin, S., B. L. Isacks, M. E. Pritchard, W. D. Barnhart, and R. B. Lohman (2012), Depths and focal mechanisms of crustal earthquakes in the central Andes determined from teleseismic waveform analysis and InSAR, *Tectonics*, 31(2), doi: 10.1029/2011TC002914.
- Dutton, C. E. (1889), The Charleston earthquake of August 31 (1886), *U.S. Geol. Survey 9th Annual report*, 86, 203-528.
- Eichelberger, N., N. McQuarrie, T. A. Elhers, E. Enkelmann, J. B. Barnes, and R. O. Lease (2013), New constraints on the chronology, magnitude, and distribution of deformation within the central Andean orocline, *Tectonics*, 32(5), 1432-1453, doi: 10.1002/tect.20073.
- England, P., and P. Molnar (1990), Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks, *Geology*, 18(12), 1173-1177, doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2
- Espurt, N. (2007), Influence de la Subduction d'une ride asismique sur la dynamique de la plaque continentale chevauchante: Exemple de la Ride de Nazca et du Bassin Amazonien, *PhD thesis*, 328 pp, Université Paul Sabatier, Toulouse III, Toulouse.
- Espurt, N., J. Barbarand, M. Roddaz, S. Brusset, P. Baby, M. Saillard, and W. Hermoza (2011), A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12°S): Implications for growth of the northern Andean Plateau, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123(9-10), 2050-2068, doi: 10.1130/B30165.1.
- Eude, A., M. Roddaz, S. Brichau, S. Brusset, P. Baby, Y. Calderon, and J.-C. Soula (submitted), Timing of exhumation and deformation in the Northern Peruvian Eastern Andean Wedge (5-8°S) as inferred from Low-Temperature Thermochronology and Balanced Cross-Section, *Tectonics*.
- Fossen, H. (2010), *Structural Geology*, Cambridge University Press ed., 463 pp., New-York.
- Garzzone, C. N., P. Molnar, J. C. Libarkin, and B. J. McFadden (2006), Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241(3-4), 543-556, doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.026.
- Ghosh, P., C. N. Garzzone, and E. M. John (2006), Rapid Uplift of the Altiplano Revealed Through ¹³C-¹⁸O Bonds in Paleosol Carbonates, *Science*, 311(5760), 511-515, doi: 10.1126/science.1119365.
- Giovanni, M. K., B. K. Horton, C. Garzzone, N., B. McNulty, and M. Grove (2010), Extensional basin evolution in the Cordillera Blanca, Peru: Stratigraphic and isotopic records of detachment faulting and orogenic collapse in the Andean hinterland, *Tectonics*, 29(TC6007), 1-21, doi: 10.1029/2010TC002666.
- Gregory-Wodzicki, K. M. (2000), Uplift history of the Central and Northern Andes: A review, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112(7), 1091-1105, doi: 10.1130/0016-7606(2000)112<1091:UHOTCA>2.0.CO;2.
- Guillaume, B., J. Martinod, and N. Espurt (2009), Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modelling, *Tectonophysics*, 463(1-4), 167-174, doi: 10.1016/j.tecto.2008.09.043.
- Gutscher, M.-A., R. Maury, J.-P. Eissen, and E. Bourdon (2000a), Can slab melting be caused by flat subduction?, *Geology*, 28(6), 535-538, doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2.
- Gutscher, M.-A., J.-L. Olivet, D. Aslanian, J.-P. Eissen, and R. Maury (1999), The "Lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171(3), 335-341, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00153-3.
- Gutscher, M.-A., and S. M. Peacock (2009), Thermal models of flat subduction and the rupture zone of great subduction earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), ESE 2-1-ESE 2-16, doi: 10.1029/2001JB000787.
- Gutscher, M.-A., W. Spakman, H. Bijwaard, and E. R. Engdahl (2000b), Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, 19(5), 814-933, doi: 10.1029/1999TC001152.
- Hampel, A. (2002), The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203(2), 665-679, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00859-2.
- Hoorn, C., V. Mosbrugger, A. Mulch, and A. Antonelli (2013), Biodiversity from mountain building, *Nature Geosci.*, 6(online), 154-155, doi: 10.1038/ngeo1742.

Chapitre VI – Discussion et Conclusion

- Hoorn, C., F. P. Wesselingh, H. ter Steege, M. A. Bermudez, A. Mora, J. Sevink, I. Sanmartin, A. Sanchez-Meseguer, C. L. Anderson, J. P. Figueiredo, C. Jaramillo, D. Riff, F. R. Negri, H. Hooghiemstra, J. Lundberg, T. Stadler, T. Saerkinen, and A. Antonelli (2010), Amazonia Through Time: Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity, *Science*, 330(6006), 927-931, doi: 10.1126/science.1194585.
- Horton, B. K. (1999), Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes, *Tectonics*, 18(6), 1292-1304, doi: 10.1029/1999TC900051.
- Horton, B. K., and P. G. DeCelles (1997), The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes, *Geology*, 25(10), 895-898, doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0895:TMFBSA>.
- International Gravimetric Bureau (2012), in *The Geodesist's Handbook 2012*, edited by H. Drewes, H. Hornik, J. Adam and S. Rozsa, *J. Geodesy*, 86, 952, doi: 10.1007/s00190-012-0584-1.
- Isacks, B. L. (1988), Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, 93(B4), 3211-3231, doi: 10.1029/JB093iB04p03211.
- Jaillard, E., and P. Soler (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, doi: 10.1016/0040-1951(95)00107-7.
- Kay, S. M., and J. M. Abbruzzi (1996), Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S and 32°S, *Tectonophysics*, 259(1-3), 15-28, doi: 10.1016/0040-1951(96)00032-7.
- Kearey, P., K. A. Klepeis, and F. J. Vine (2009), *Global Tectonics*, 3rd ed., 496 pp., Wiley-Blackwell.
- Kennan, L. (2000), large-scale geomorphology in the central Andes of Peru and Bolivia: Relation to tectonic, magmatic and climatic processes, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M. Summerfield, Wiley, London, 167-192.
- Ketcham, R. A. (2005), Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, in *Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications*, edited by P. W. Reiners and T. A. Ehlers, *Rev. Mineral. Geochem.*, 58, 275-314, doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.
- Kley, J. (1999), Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline, *J. S. Am. Earth Sci.*, 12(2), 221-235, doi: 10.1016/S0895-9811(99)00015-2.
- Kusky, T. M., B. F. Windley, L. Wang, Z. Wang, X. Li, and P. Zhu (2014), Flat Slab Subduction, Trench Suction, and Craton Destruction: Comparison of the North China, Wyoming, and Brazilian Cratons, *Tectonophysics*, In Press, doi: 10.1016/j.tecto.2014.05.028.
- Le Pichon, X., P. Henry, and B. Goffé (1997), Uplift of Tibet: from eclogites to granulites - implications for the Andean Plateau and the Variscan belt, *Tectonophysics*, 273(1-2), 57-76, doi: 10.1016/S0040-1951(96)00288-0.
- Lonsdale, P. (2005), Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate, *Tectonophysics*, 404(3-4), 237-264, doi: 10.1016/j.tecto.2005.05.011.
- Martin-Gombojav, N., and W. Winkler (2008), Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes, *Terr. Nova*, 20(1), 22-31, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00782.x.
- Martinod, J., L. Husson, P. Roperch, D. Guillaume, and N. Espurt (2010), Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 299(3-4), 299-309, doi: 10.1016/j.epsl.2010.09.010.
- Martinod, J., B. Guillaume, N. Espurt, C. Faccena, F. Fransesca, and V. Regard (2013), Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling, *Tectonophysics*, 588, 39-55, doi: 10.1016/j.tecto.2012.12.010.
- Navarro, G., C. Cereceda, and M. Rivera (2008), Stratigraphy of the synorogenic Cenozoic volcanic rocks of Cajamarca and Santiago de Chuco, northern Peru, *paper presented at 7th International Symposium on Andean Geodynamics*, Nice.

Chapitre VI – Discussion et Conclusion

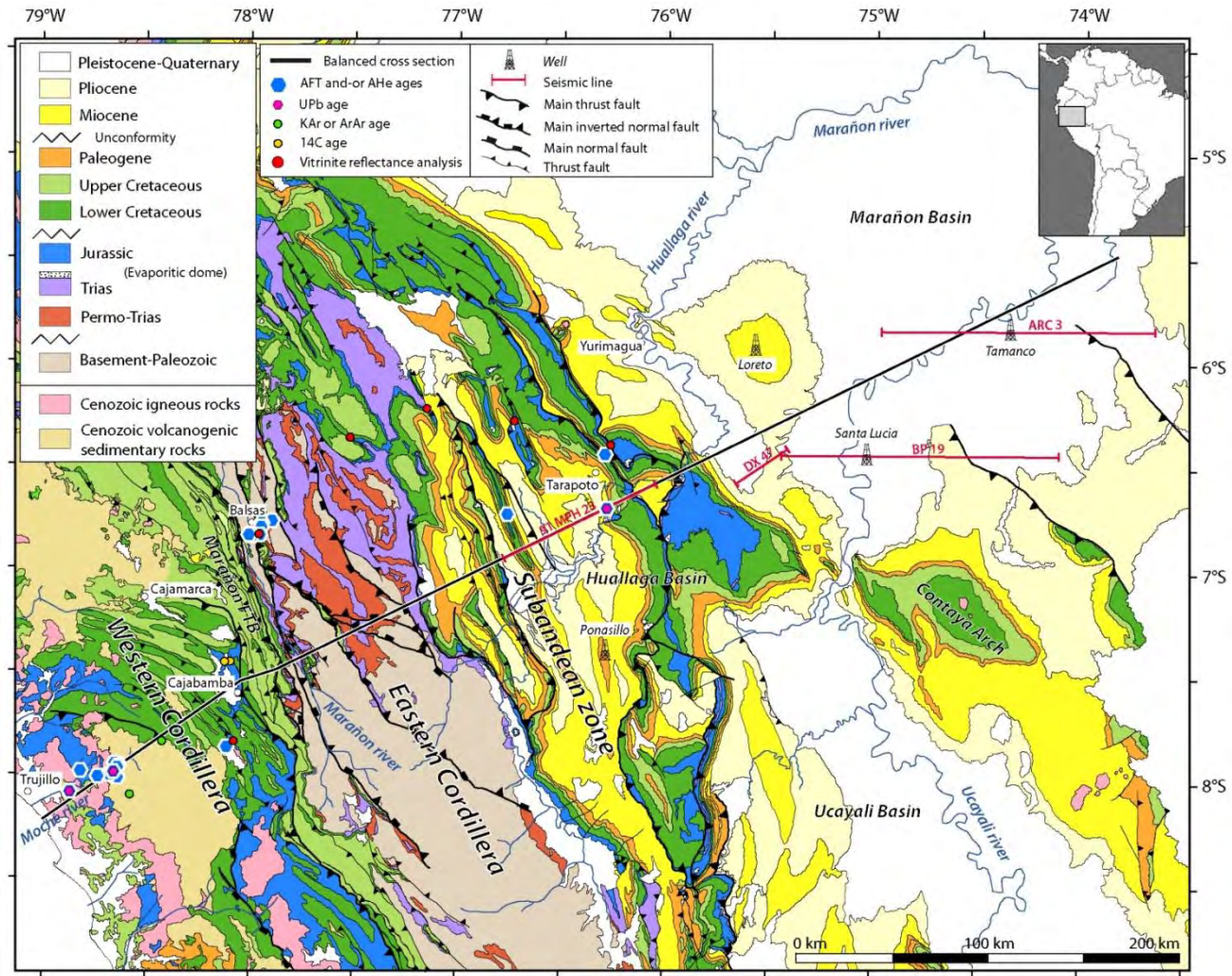
- McNulty, B., and D. Farber (2002), Active detachment faulting above the Peruvian flat slab, *Geology*, 30(6), 567-570, doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0567:ADFATP>2.0.CO;2.
- McNulty, B. A., D. L. Farber, G. S. Wallace, R. Lopez, and O. Palacios (1998), Role of plate kinematics and plate-slip-vector partitioning in continental magmatic arcs: Evidence from the Cordillera Blanca, Peru, *Geology*, 26(9), 827-830, doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<0827:ROPKAP>.
- McQuarrie, N., J. B. Barnes, and T. A. Ehlers (2008a), Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15-17°S), *Tectonics*, 27(3), doi: 10.1029/2006TC002054.
- McQuarrie, N., T. A. Ehlers, J. B. Barnes, and B. Meade (2008b), Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes, *Geology*, 36(12), 999-1002, doi: 10.1130/G25124A.1.
- Noble, D. C., E. H. McKee, T. Mourier, and F. Megard (1990), Cenozoic Stratigraphy, Magmatic Activity, Compressive Deformation, and Uplift in Northern Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102(8), 1105-1113, doi: 10.1130/0016-7606(1990)102<1105:CSMACD>2.3.CO;2
- Noblet, C., A. Lavenu, and R. Marocco (1996), Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes, *Tectonophysics*, 255(1-2), 65-78, doi: 10.1016/0040-1951(95)00081-X.
- Mégard, F. (1984), The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru, *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, 893-900, doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0893.
- Miskovic, A., R. A. Spikings, D. M. Chew, J. Kosler, A. Ulianov, and U. Schaltegger (2009), Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 121(9-10), 1298-1324, doi: 10.1130/B26488.1.
- Mora, A., P. Baby, M. Roddaz, M. Parra, S. Brusset, W. Hermoza, and N. Espurt (2010), Tectonic history of the Andes and sub-Andean zones: implications for the development of the Amazon drainage basin, in *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A look into the Past, 1st edition*, edited by C. Hoorn and F. P. Wesselingh.
- Mourier, T. (1988), La transition entre les Andes marginales et les Andes cordilleraïnes à ophiolites: Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huacabamba (3°S à 8°S; Nord Pérou-Sud Equateur), *Thèse d'état*, 302 pp, Université Paris XI, Orsay.
- Mpodozis, C., and V. A. Ramos (1990), The Andes of Chile and Argentina, in *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, edited by G. E. Ericksen, M. T. Cañas Pinochet and J. A. Reinemund, *Circum-Pac. Coun. Energy Miner. Resour.*, Earth Sci. Ser., Houston, 11, 59-90.
- Norabuena, E., L. Leffler-Griffin, A. Mao, T. Dixon, S. Steinl., S. Sacks, L. Ocola, and M. Ellis (1998), Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes, *Science*, 279(5349), doi: 10.1126/science.279.5349.358
- Oncken, O., D. Hindle, J. Kley, K. Elger, P. Victor, and K. Schemman (2006), Deformation of the Central Andean Upper Plate System - Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models, in *The Andes*, edited by O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Gotze, V. A. Ramos, M. R. Strecker and P. Wigger, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, 3-27, doi: 10.1007/978-3-540-48684-8_1.
- Pardo-Casas, F., and P. Molnar (1987), Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, 6(3), 233-248, doi: 10.1029/TC006i003p00233.
- Petford, N., and M. P. Atherton (1992), Granitoid emplacement and deformation along a major crustal lineament: the Cordillera Blanca, Peru, *Tectonophysics*, 205(1-3), 171-185, doi: 10.1016/0040-1951(92)90425-6.
- Ramos, V. A. (2010), The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes, *Geol. J.*, 45(1), 2-25, doi: 10.1002/gj.1193
- Robert, X., P. Van der Beek, J. Braun, C. Perry, and J.-L. Mugnier (2011), Control of detachment geometry on lateral variations in exhumation rates in the Himalaya: Insights from low-temperature thermochronology and numerical modeling, *J. Geophys. Res.*, 116(B5), doi: 10.1029/2010JB007893.

Chapitre VI – Discussion et Conclusion

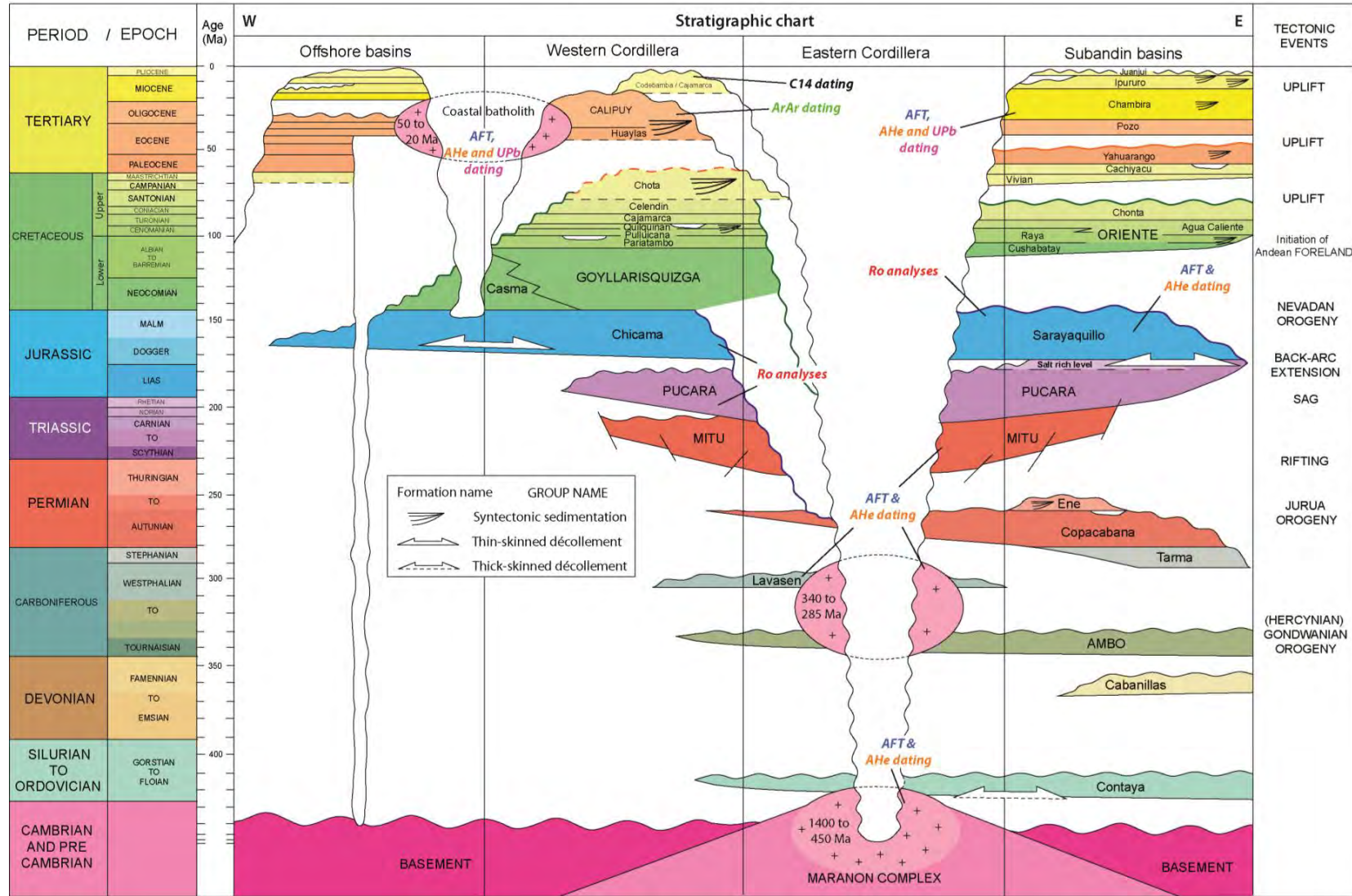
- Roddaz, M., W. Hermoza, A. Mora, P. Baby, P. M., F. Christophoul, S. Brusset, and N. Espurt (2010), Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system, in *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A look into the Past, 1st edition*, edited by C. Hoorn and F. P. Wesselingh.
- Roeder, D. (1988), Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia), *Tectonics*, 7(1), 23-39, doi: 10.1029/TC007i001p00023.
- Rosenbaum, G., D. Giles, M. Saxon, P. G. Betts, R. F. Weinberg, and C. Duboz (2005), Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 239(1-2), 18-32, doi: 10.1016/j.epsl.2005.08.003.
- Rousse, S., S. Gilder, D. Farber, B. McNulty, P. Patriat, V. Torres, and T. Sempere (2003), Paleomagneti tracking of mountain building in the Peruvian Andes since 10 Ma, *Tectonics*, 55(2), 1048-1068, doi: 10.1029/2003TC001508.
- Schellart, W. P. (2008), Overriding plate shortening and extension above subduction zones: A parametric study to explain formation of the Andes Mountains, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 120(11-12), 1441-1454, doi: 10.1130/B26360.1.
- Schellart, W. P., J. Freeman, D. R. Stegman, L. Moresi, and D. May (2007), Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width, *Nature*, 446(308-311), doi: 10.1038/nature05615.
- Sempere, T., R. F. Butler, D. R. Richards, L. G. Marshall, W. Sharp, and C. C. Swisher (1997), Stratigraphy and chronology of Late Cretaceous-early Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 109(6), 709-127, doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0709:SACOU>2.3.CO;2.
- Sempere, T., G. Carlier, P. Soler, M. Fornari, V. Carlotto, J. Jacay, O. Arispe, D. Neraudeau, J. Cardenas, S. Rosas, and N. Jimenez (2002), Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics, *Tectonophysics*, 345(1-4), 153-181, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00211-6.
- Soler, P., and M. Bonhomme (1990), Relations of magmatic activity to Plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to Presents, in *Plutonism from Antarctica to Alaska*, edited by S. M. Kay and C. W. Rapela, *Geol. Soc. Am. Mem*, 241, 173-191, doi.
- Steinmann, G. (Ed.) (1929), *Geologie von Peru*, Heidelberg ed., 448 pp.
- Suppe, J. (1983), Geometry and kinematics of fault-bend folding, *Am. J. Sci.*, 283(7), 684-721, doi: 0.2475/ajs.283.7.684.
- Vega Guzmán, M. M. (2003), Analyse structurale et architecture stratigraphique du bassin d'avant-arc du nord du Pérou ("Bassin de Trujillo"), *Rapport de second cycle*, 34 pp, Université Paul Sabatier, Toulouse III, Toulouse.
- Wilson, J. J., and L. Reyes Rivera (1964), Geologia del cuadrangulo de Pataz, *Bol. Inst. Geol. Miner. Metal., Ser. A: Carta Geológica Nacional*, 9 INGEMMET, Lima, 91 pp.
- Wine, G., J. Arcuri, E. Martinez, C. Monges, Y. Calderon, and C. Galdos (2001a), A Study on the Hydrocarbon potential of the Salaverry Basin, *Parsep project*, 67 pp.
- Wine, G., J. Arcuri, E. Martinez, C. Monges, Y. Calderon, and C. Galdos (2001b), Remaining Undiscovered Hydrocarbon Potential of the Trujillo Offshore Basin, Peru, *Parsep project*, 131 pp.
- Wipf, M. (2006), Evolution of the Western Cordillera and coastal margin of Peru: Evidence from low temperature thermochronology and geomorphology, *PhD thesis*, 152 pp, ETH, Zürich.

Annexes

ANNEXE A – CARTE GEOLOGIQUE



ANNEXE B – CHARTE STRATIGRAPHIQUE



ANNEXE C – SEPARATIONS MINERALES

Rapport de séjour ATUPS, laissé tel que rendu au secrétariat des échanges internationaux de l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier, au retour de Londres, le 31 Juillet 2011.

Rapport de séjour ATUPS

Séparation minérale pour la thermochronologie

Adrien EUDE

31/07/2011



Ce rapport présente les travaux réalisés lors de mon séjour au Birkbeck College de Londres (Royaume-Uni) pour ma thèse de doctorat intitulée : Déformation et exhumation des cordillères nord-péruviennes aux cours du Cénozoïque, sous la direction de Martin Roddaz et de Stéphanie Brichau. L'outil majeur de datation nécessaire à mes travaux est la thermochronologie sur apatites et zircons. Durant ce séjour, mon travail a été d'extraire des roches collectées au Pérou, les minéraux concernés. Les Actions Thématiques de l'Université Paul Sabatier m'ont permis de gagner un temps précieux en offrant cette bourse de mobilité vers Le laboratoire London Fission Tracks Research Group qui possède tout le matériel nécessaire à la séparation minérale pour la thermochronologie. La thèse est réalisée au sein du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET), souhaitant s'équiper de ce matériel. Je pourrai grâce aux connaissances acquises à Londres, aider au montage de ces installations.

Introduction

Le projet de recherche consiste en la construction d'une coupe géologique équilibrée de la cordillère des Andes au Nord du Pérou : zone clef située entre les Andes marginales équatoriennes et péruviennes et les Andes centrales péruviennes, boliviennes et chiliennes. Le transect d'étude se situe au Nord des Andes centrales (figure 1). D'Ouest en Est, il comporte deux bassins sédimentaires off-shore, la chaîne de montagne divisée en trois parties correspondant aux trois grosses périodes de déformation et un bassin sédimentaire au front de la cordillère en Amazonie. Pour mieux dater l'histoire de la déformation, donc de la création des Andes Nord-péruviennes, j'utilise un outil de datation thermique des roches : La thermochronologie

basse-température.

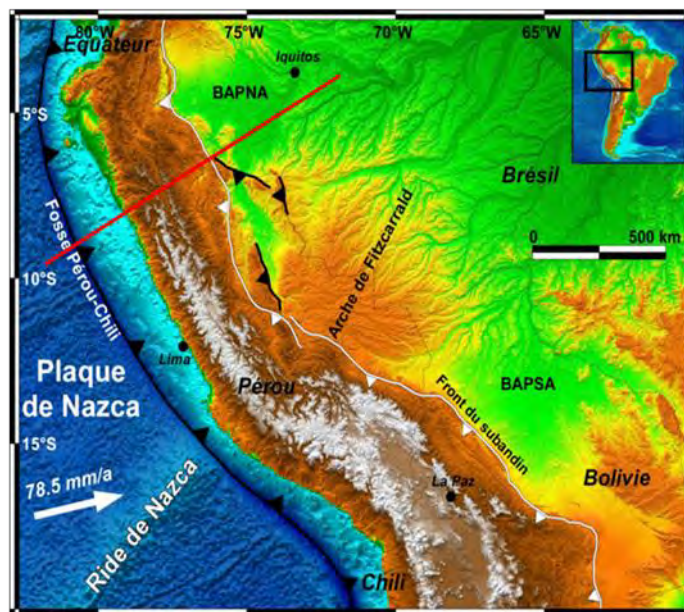


Figure 1 Modèle numérique de terrain de la zone étudiée. Coupe en rouge ; BAPNA et BAPSA (Bassins d'avant-pays Nord ou Sud amazoniens).

Une coupe dite équilibrée est géométriquement restaurable. C'est-à-dire en simplifiant, que si le relief provenait de la compression de couches sédimentaires d'égales épaisseurs, la coupe géologique dépliée représenterait ces couches plates et sans manque de matière. A chaque époque géologique passée, elle peut-être dépliée et répond donc à une interprétation réaliste de la déformation. En conservant les volumes de roche imbriqués les uns dans les autres, formant la montagne actuelle, le taux de raccourcissement horizontal est calculé. Pour dater au mieux cette déformation, j'utilise un outil de datation thermique. Celui-ci donne une indication du temps d'exhumation des roches de quelques kilomètres sous terre jusqu'à la surface. La thermochronologie date le refroidissement des roches. Dans une zone en compression comme la cordillère des Andes, poussées par la subduction pacifique à l'Ouest et bloquée par l'ouverture de l'océan atlantique à l'Est, le moteur de l'exhumation des roches est l'érosion. L'érosion permet en effet de rapprocher relativement une roche de la surface, sans cesse rabotée. C'est ce processus d'exhumation qui m'intéresse dans mes recherches.

La thermochronologie permet de donner un âge absolu grâce à la radioactivité naturelle. Dans certains minéraux sont contenus des noyaux radioactifs qui se désintègrent naturellement en suivant des lois statistiques bien connues. Les cristaux d'apatites et de zircons, contiennent de l'Uranium et du Thorium. Ceux-ci laissent des traces de fission dans le réseau cristallin en explosant. L'âge de la roche est calculé en comptant ces traces. Cependant elles restent visibles que si le minéral est plus froid qu'une température dite de fermeture. La technique permet donc de dater le temps depuis lequel la roche est passée sous cette température. La température augmentant avec la profondeur, la température de fermeture d'un système isotopique correspond donc à une profondeur. Contrairement à d'autres « thermo chronomètres » qui datent souvent la cristallisation des minéraux, la thermochronologie sur apatites et zircons est dite de basse température car les températures de fermetures correspondent à des profondeurs situées entre 10 et 2 km. Sur des millions d'années c'est tout-à-fait l'ordre de grandeur de creusement dû à l'érosion. La thermochronologie est ainsi un outil externe qui étudie la déformation des chaînes de montagnes à travers l'érosion.

Bien que la méthode de datation par traces de fission soit très peu onéreuse, elle n'en reste pas moins longue et rigoureuse. La première étape après un bon échantillonnage sur le terrain est l'extraction, la collecte de ces minéraux. Dans l'ordre chronologique, les étapes sont les suivantes :

- Broyage des roches
- Tamisage des graviers
- Sélection des plus lourds par lavage à la table à secousse
- Sélection des plus denses aux travers de liqueurs denses (solvants organiques)
- Séparation magnétique
- Réalisation des lames
- Polissage des lames et attaque à l'acide nitrique
- Montage

Le laboratoire *The London Fission Track Research Group* du *Birbeck College* accueilli dans les locaux de la *University College of London* jouit d'une excellente réputation dans la communauté, il est mené par Andy Carter, le professeur qui m'a encadré à Londres. Ils ont été les précurseurs d'une méthode de comptage des traces de fission (Hurford & Green 1982, Hurford & Green 1983).

Le processus de séparation minérale

Je donnerai la durée approximative de chaque étape après avoir expliqué le fonctionnement et les précautions à prendre pour chaque étape. J'avais au départ 40 échantillons d'environ 5 kilos chacun (après tamisage) et mon but était de récupérer les apatites et les zircons dont les densités sont respectivement 3,18 et de 3,9 à 4,8 pour le zircon. Ces densités en font des minéraux lourds et malheureusement accessoires.

La table à secousses



Figure 2 Table à secousse en fonctionnement.

La table à secousses, originaire du Congo, fonctionne selon le principe des rivières : Elle sépare les minéraux selon leur densité et leur taille. Elle est constituée d'un plan incliné vibrant à rainures sur lequel se déplacent les minéraux poussés à la fois par l'eau et leur poids (figure 2). Les poussières passent au dessus des rainures ainsi que les plus légers tandis que les plus lourds et les plus gros migrent vers l'exutoire à gauche de la table. C'est cette fraction que je récupère après séchage.

Durée approximative : deux à trois semaines.

Conseils : faire les réglages d'inclinaison avec un granite possédant beaucoup de minéraux ferromagnésiens noirs et reconnaissables, puis le garder pour les roches sédimentaires plus hétérogènes.

Séparations par liqueurs denses - Bromoforme

La prochaine étape consiste à faire baigner l'échantillon dans un bain de solvant organique n'ayant pas la même densité que l'eau, dans des ampoules à décanter. Les minéraux plus lourds que la densité du liquide chutent par gravité, les plus légers flottent. Le premier passage s'effectue dans du

bromoforme (de formule chimique HCB_3 et de densité 2,9). Les principaux minéraux écartés sont le quartz, les feldspaths et les pyroxènes.

Séparateur magnétique isodynamique

Le séparateur magnétique isodynamique Frantz permet de séparer les minéraux avec un champ magnétique selon leurs susceptibilités magnétiques. L'appareil est constitué d'un électro-aimant dans lequel se trouve une réglette vibrante inclinée où les minéraux circulent. La réglette étant divisée en deux, les grains paramagnétiques vont dans la rigole extérieure par rapport au corps de l'appareil tandis que les grains non attirés ou diamagnétiques se retrouvent dans la rigole près de l'électro-aimant. En modifiant l'ampérage de l'appareil, il devient alors possible de séparer de nombreuses phases minérales. De plus, les deux pentes, l'inclinaison latérale de la réglette et la pente longitudinale, agissent sur la vitesse d'écoulement des grains (affinage de la séparation).

Séparation par liqueurs denses - Diiodométhane

Le second passage s'effectue dans le diiodométhane (CH_2I_2) de densité 3,32. Ce processus se fait dans une ampoule plus petite que la précédente et sépare les zircons des apatites.

Durée : 4 à 5 semaines

Conseils : Faire les trois étapes à la suite pour chaque échantillon. Si besoin, passer plusieurs fois au séparateur magnétique. Si les minéraux ferromagnésiens sont trop nombreux au début, utiliser un aimant à main avant le passage au bromoforme (figure 3). Le bromoforme coutant extrêmement cher, prendre soin de bien le recycler. Notamment bien laver le reste d'échantillon flottant après bromoforme à l'acétone. Repasser une dernière fois au bromoforme à

la fin dans la petite ampoule pour définitivement se débarrasser du quartz parfois coriace.



Figure 3 Ampoule à décanter remplie de bromoforme : fraction légère flottante et lourde proche du robinet.

Réalisation des lames

Cette partie est assez rapide, elle consiste à coller quelques minéraux sur une lame de verre. La colle, d'une dureté comparable aux apatites, sèche à chaud en quelques minutes. Il faut préalablement graver le nom de l'échantillon au dos, laver à l'acétone la lame, l'enduire de colle, déposer les minéraux, les homogénéiser dans la colle et laisser sécher.

Durée : une à deux journée(s)

Conseils : ne pas mettre trop de minéraux, au besoin faire plusieurs lames par échantillon

Polissage

Après une rapide vérification de la présence d'apatites, le but est de les mettre à nu. Pour cela nous râpons les lames manuellement contre deux papiers de verre de granulométrie diminuant : grains de silice de 180 puis 500 microns. Les lames passent ensuite quelques dizaines de minutes sous une machine qui en met en rotation cinq à la fois sur des grains d'alumine. De la même manière, la taille des grains d'alumine introduits sur le plateau est réduite : première fois 3 microns, seconde fois 0,3 microns. Si la lame ne contient pas que des apatites (reconnaissables à leur forme) il faut être particulièrement vigilant à ne pas les couper et les faire complètement disparaître.

Durée : trois à quatre journées

Conseils : Garder les ateliers précédant prêts à fonctionner, une casse de lame ou un râpage trop intensif est vite arrivé.

Attaques acides

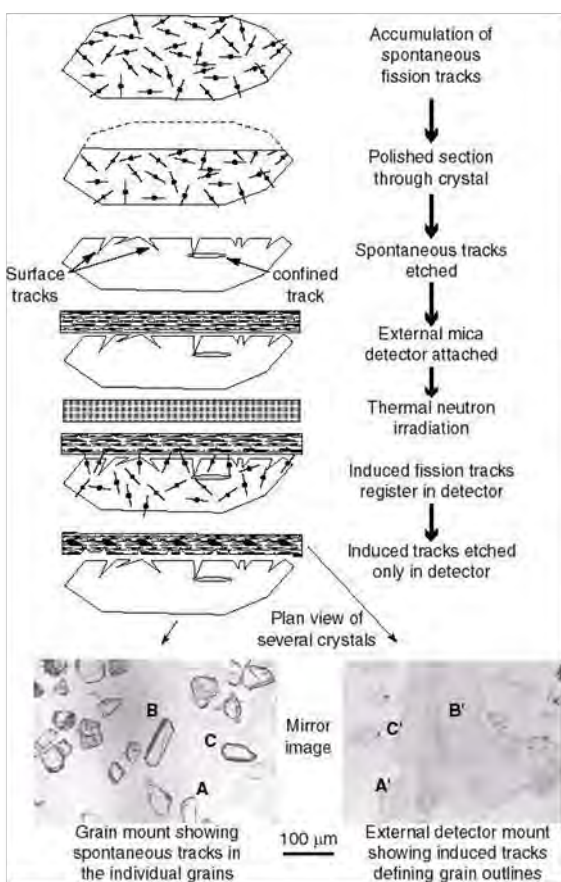


Figure 4 Schéma du protocole de préparation à la datation. Modifié d'après Hurford et Carter 1991.

Les traces de fission dans les apatites sont fines et peu visibles au microscope. Pour les rendre visibles, la lame polie doit être plongée dans de l'acide nitrique concentré à 5mol.l^{-1} pendant vingt secondes. Les traces sont ainsi élargies et visibles. C'est à ce moment qu'un échantillon peut être définitivement déclaré apte pour le comptage ou non. La qualité des apatites et leur nombre sont les critères déterminant.

Montages avant irradiation

Pour calculer un rapport de désintégrations à travers le temps, il faut connaître le nombre de traces qui pourraient potentiellement apparaître : pour ce faire, un cristal de mica est posé sur la surface polie et irradié par un champ de neutron (figure 4). Les noyaux d'uranium présents dans l'apatite et proches de la surface vont marquer le mica. Ainsi en faisant le rapport du nombre de fissions ayant eut lieu (dites spontanées) sur les fissions induites par la désintégration des noyaux d'uranium, le cristal d'apatite peut être daté. L'irradiation des échantillons est faite dans des réacteurs atomiques pouvant accueillir ce genre de procédés. Il en existe un en Allemagne et un aux Etats-Unis. Le format de la capsule étant spécifique pour chaque réacteur, nous devons faire

un empilement adapté de lames. En coupant et en empilant successivement une apatite puis un mica, nous réalisons les montages dits sandwich, parés à l'irradiation.

Conclusion

Les deux mois du séjour ont été fructueux et bien remplis. J'ai terminé tout le processus la veille de mon départ. J'étais à Londres, principalement pour utiliser le matériel que nous ne possédons pas encore à Toulouse mais par ailleurs, j'ai évidemment amélioré la pratique de l'anglais : indispensable dans la communication scientifique. D'une manière moins pragmatique, je suis aussi parti pour m'imprégner de l'atmosphère de cette équipe et profiter des excellents conseils techniques d'Andy Carter : responsable du laboratoire et par ailleurs professeur spécialiste des chaînes himalayennes et de l'interprétation des âges thermochronologiques (<http://www.es.ucl.ac.uk/research/fissiontrack/People/Andypage/AC.htm>). L'expérience acquise nous servira à monter au mieux le laboratoire de séparation à Toulouse.

Références citées :

- Hurford, A.J. & Green, P.F., 1982.** A users' guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 343-354.
- Hurford, A.J. & Green, P.F., 1983.** The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology* 1, 285-317.
- Hurford A. J. & Carter, A. 1991.** The role of fission track dating in discrimination of provenance. From Morton, A.C., S.P. & Haughton, P.D.W. (eds), 1991. *Developments in Sedimentary Provenance studies. Geological Society Special Publication No. 57*, pp67-78.
- Hurford, A.J. 1998.** ZETA: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure. In *Advances in Fission-Track Geochronology* (eds. P. Van den haute and F. De Corte), Kluwer Academic Publishers, pp. 19-32.

<http://www.es.ucl.ac.uk/research/fissiontrack/People/Andypage/AC.htm>

ANNEXE D – ÂGES TRACES DE FISSION SUR APATITES

D.1. Calibration Zêta

La valeur de du facteur ξ (zêta) personnel [Hurford et Green, 1983]¹ a été calibrée après le comptage de 14 échantillons standards (chapitre 2). Ces résultats sont présents en table D.1.

Table D.1. Valeurs calculées du facteur ξ pour les trois standards DUR, apatite de Durango, FC, apatite de Fish Canyon et MD, apatite de Mont Dromadery (chapitre 2). E, Erreur, Z, Zéta et V, ξ soustrait de la valeur moyenne du ξ (colonne 5). Les résultats sont présentés du standard compté en dernier en haut, au premier en bas.

ZETA	ERROR	Z/E ²	1/E ²	Z - <Z>	V/E ²	Standard type
320,91	31,35	0,33	0,0010	8,16	0,07	DUR
322,73	25,00	0,52	0,0016	9,98	0,16	FC
307,53	26,34	0,44	0,0014	-5,22	0,04	FC
349,87	16,07	1,35	0,0039	37,12	5,34	MD
301,81	20,86	0,69	0,0023	-10,94	0,28	FC
304,95	24,15	0,52	0,0017	-7,80	0,10	FC
305,56	24,66	0,50	0,0016	-7,19	0,09	FC
349,51	24,14	0,60	0,0017	36,76	2,32	MD
337,34	13,50	1,85	0,0055	24,59	3,32	MD
293,24	22,38	0,59	0,0020	-19,51	0,76	DUR
706,19	42,31	0,39	0,0006	393,44	86,47	DUR
423,98	24,95	0,68	0,0016	111,23	19,87	FC
219,94	11,44	1,68	0,0076	-92,81	65,82	DUR
325,57	17,57	1,05	0,0032	12,82	0,53	MD
14	SUM	11,21	0,03583		185,16	
		LOWER E TERM	0,46583			

WEIGHTED MEAN ZETA	312,75
ERROR	19,94

Sur les 53 échantillons récoltés pour les datations de thermochronologie BT, au total 10 âges AFT et 19 âges AHe ont été publiés du fait de (1) la qualité des apatites permettant ou non de sortir des âges et (2) des problèmes intervenus durant le protocole expérimental.

¹ Les références des Annexes apparaissent dans le chapitre 2, méthodologie

Annexes

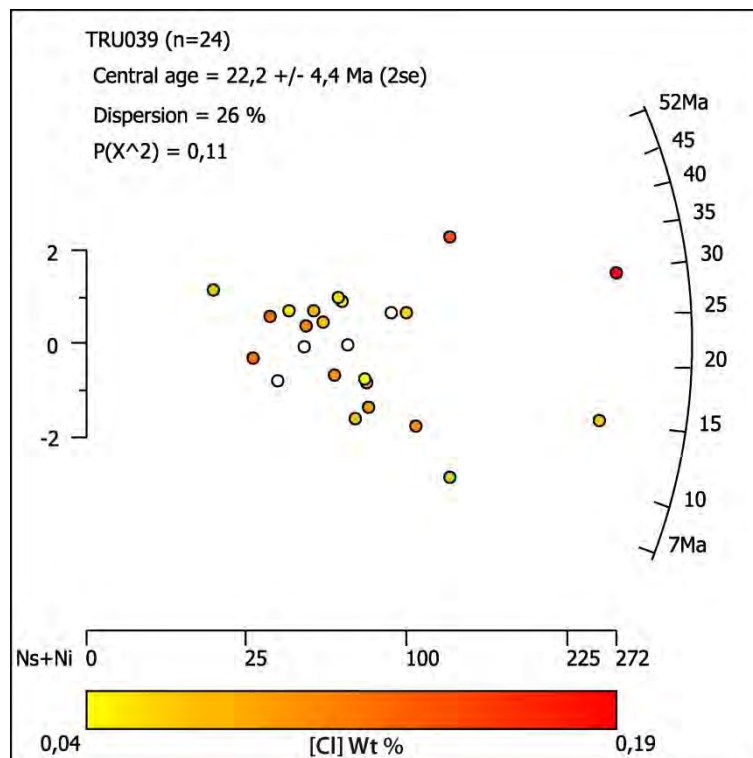
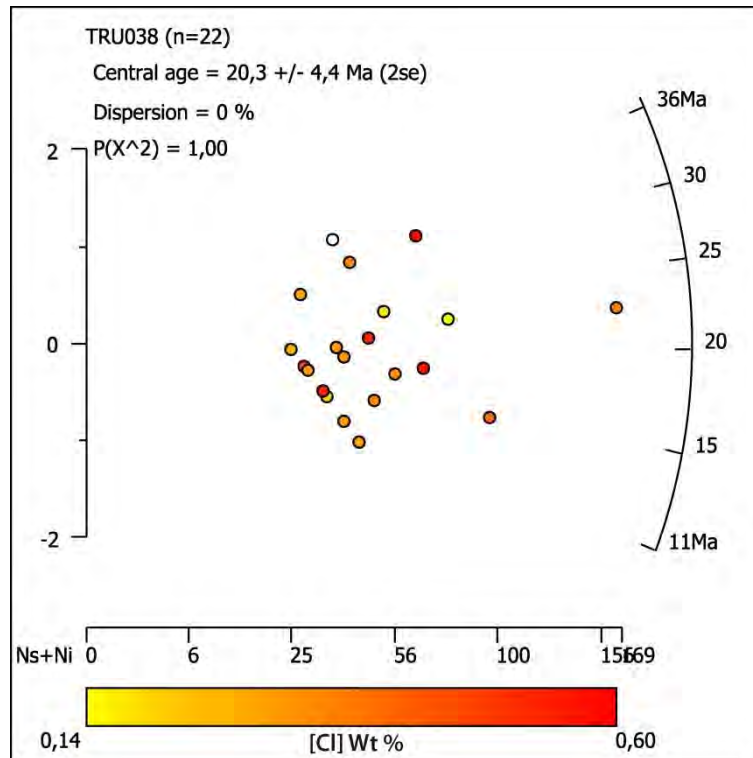
D.2. Echantillons de la Cordillère Orientale et de la zone Subandine

Table D.2. Résultats des comptages de tous les échantillons du prisme orogénique oriental. SB, Stéphanie Brichau ; AE, Adrien EUDE.

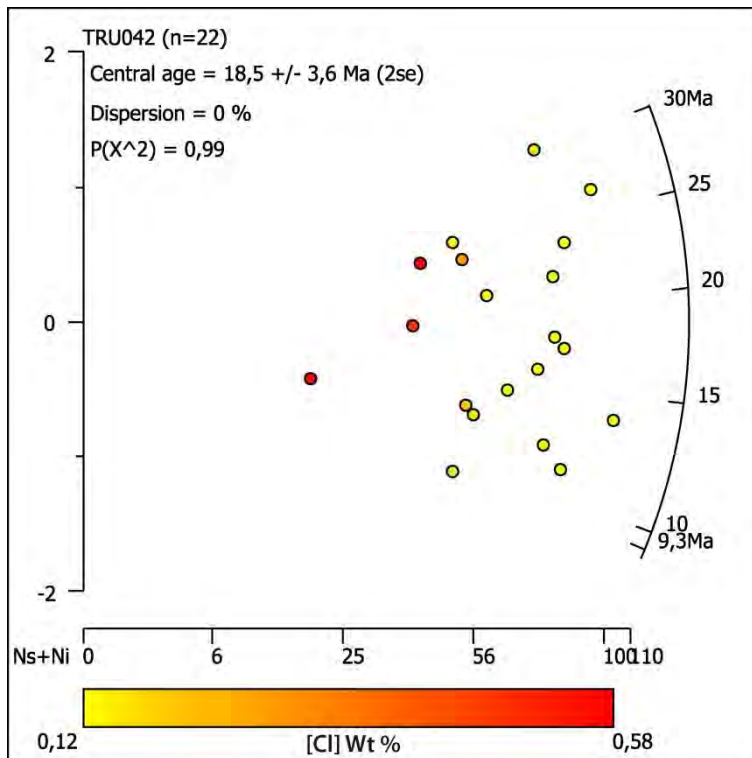
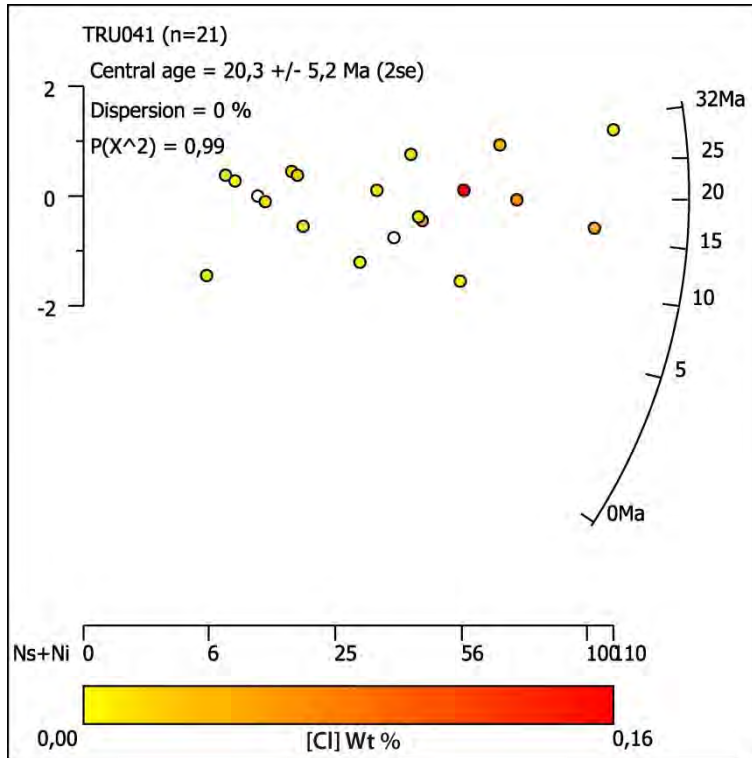
Sample Name	Operator	Elevation (m, asl)	Age	# grains counted	Standard tracks $\rho d \times 10^4$ (cm ⁻²) (counted)	$\rho s \times 10^4$ (cm ⁻²) (counted)	$\rho i \times 10^4$ (cm ⁻²) (counted)	U (ppm)	P(χ^2) (%)	Var (%)	Central Age (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	P1 Age (Ma)	P1 ratio (%)	P2 Age (Ma)	P2 ratio (%)	Mean Track Length (μ m) (#)	Tr. Lt. Std. Dev. (μ m)	[CI] (wt%) (#)	[CI] Std. Dev. (wt%)
Eastern Cordillera																				
TRU38	SB	1035±23	Paleozoic	22	147.8	13.37	190.7	16.1	99	0	17.6	5.0					11.7 (47)	2.0	0.371 (21)	0.125
TRU38*	AE	1035±23	Paleozoic	22	143.7	19.14	218.5	19.0	100	0	20.3	4.4					11.1 (100)	1.7	"	"
TRU39	AE	1180±19	Paleozoic	24	143.5	23.49	231.3	20.1	11	26	22.2	4.4					11.4 (25)	2.0	0.096 (20)	0.036
TRU41	AE	1383±34	Paleozoic	21	143.3	18.01	189.2	16.5	99	0	20.3	5.2					9.6 (13)	2.0	0.038 (19)	0.035
TRU42	SB	1481±17	Paleozoic	20	142.8	20.57	305.9	26.8	81	0	17.6	3.5					12.4 (77)	1.8	0.216 (22)	0.143
TRU42*	AE	1481±17	Paleozoic	20	143.1	38.96	465.6	40.7	99	0	18.5	3.6					11.4 (92)	2.0	"	"
TRU49	AE	1968±26	Paleozoic	70	144.7	60.77	257.1	22.2	0	37	54.9	6.2	32.9±3.3	37	68.3±5.4	63	8.9 (100)	2.3	0.326 (43)	0.424
TRU50	AE	2665±77	Paleozoic	53	128.6	32.62	90.6	8.8	53	22	70.0	9.7					11.2 (22)	3.0	0.411 (35)	0.080
TRU51	SB	2791±13	Paleozoic	11	128.6	50.17	135.4	13.2	43	0	78.0	16.0					10.2 (13)	2.4	0.851 (24)	0.213
TRU51*	AE	2791±13	Paleozoic	11	128.6	28.73	121.1	11.8	58	0	46.7	7.4					9.7 (100)	2.6	"	"
TRU52	AE	3294±23	Paleozoic	22	128.6	31.63	188.9	18.4	67	0	33.6	5.3					12.7 (5)	0.9	0.476 (24)	0.079
Subandean zone																				
TRU70	SB	922±11	Jurassic	16	128.6	13.78	185.2	18.0	52	6	15.9	3.5					12.6 (10)	2.0	0.351 (68)	0.383
TRU70*	AE	922±11	Jurassic	16	128.6	20.68	200.4	19.5	32	18	20.9	2.8					13.1 (89)	1.6	"	"
TRU69	SB	396±4	Oligo-Mioc.	17	128.6	30.79	127.6	12.4	27	22	57.0	13.0					11.0 (20)	2.0	0.553 (51)	0.554
TRU69*	AE	396±4	Oligo-Mioc.	17	128.6	40.60	131.7	12.8	0	34	63.0	12.0	38.3±4.8	63	110±16	37	8.1 (100)	2.3	"	"
TRU296	AE	1014±12	Jurassic	22	145.2	19.81	144.9	12.5	0	135	34.0	22.0	17.7±3.1	90	298±87	10	12.9 (86)	2.2	0.316 (19)	0.333

D.2.1. Représentations Radial plot des âges AFT du profil Marañón

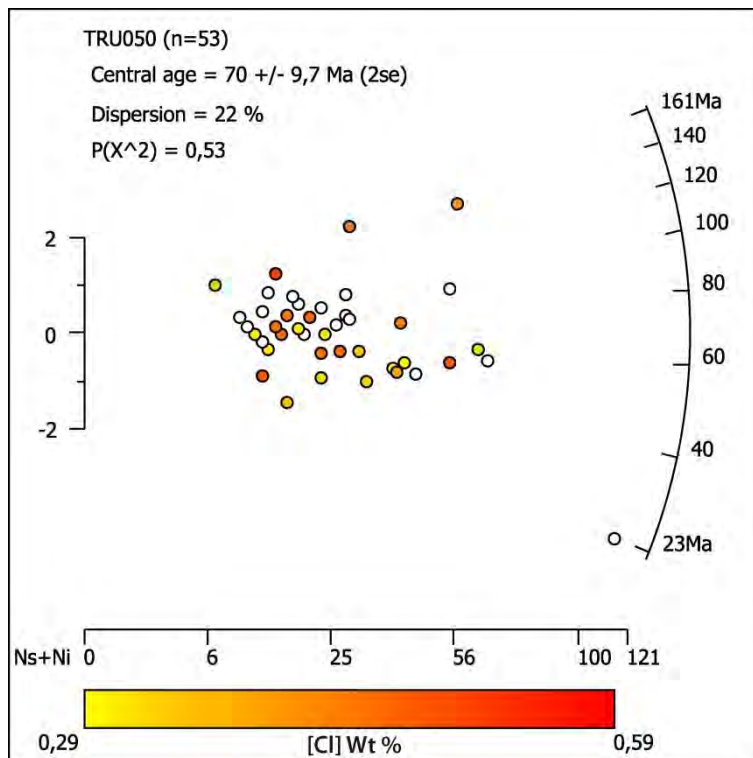
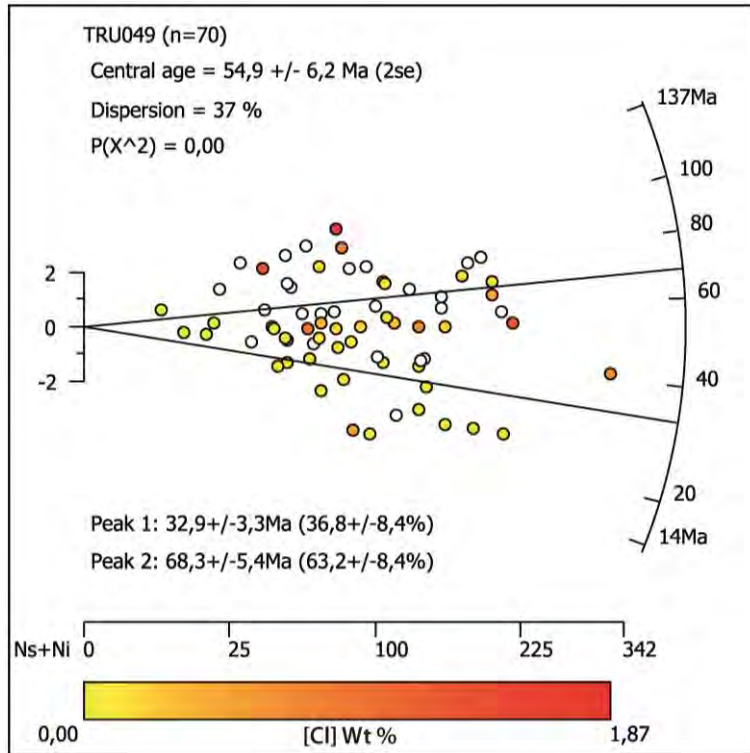
Les mesures de chlore ont été faites sur les grains d'apatite comptés initialement par Adrien EUDE. Elles sont représentées dans les Figures D.1 et D.3.



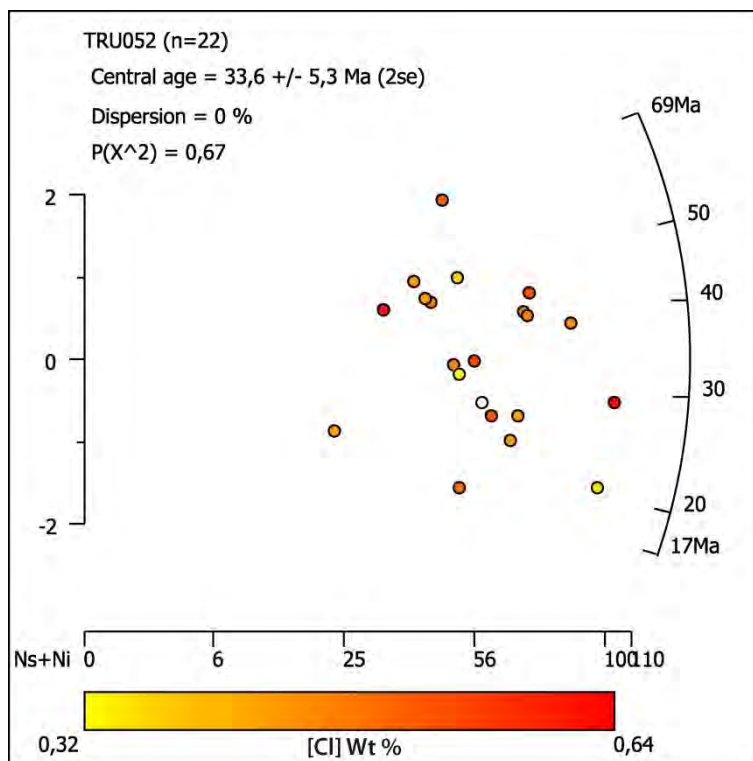
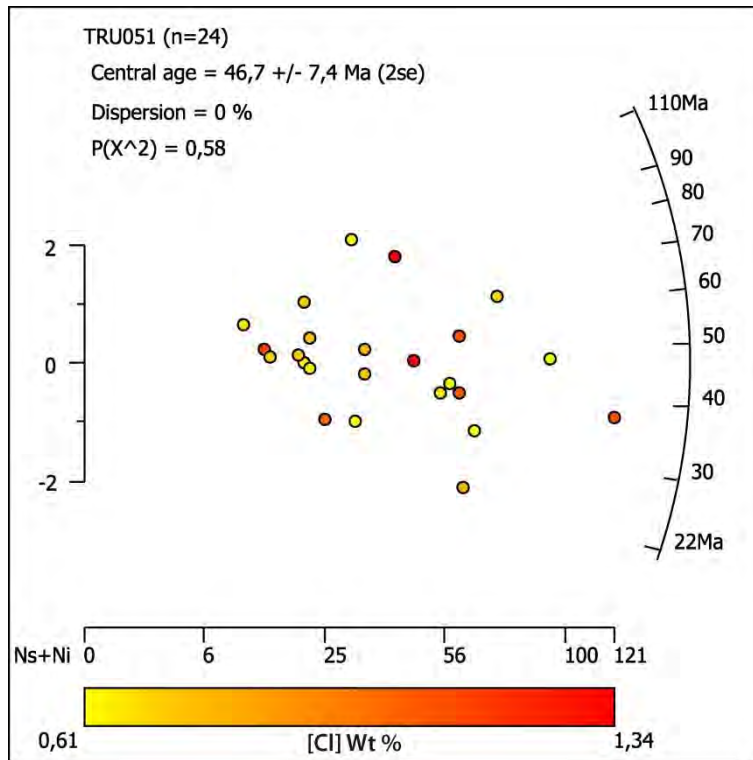
Annexes



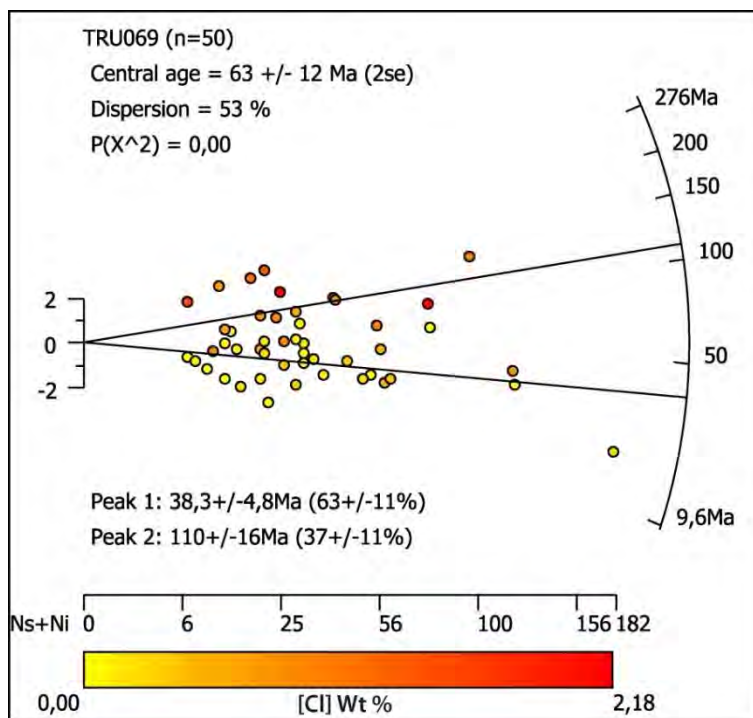
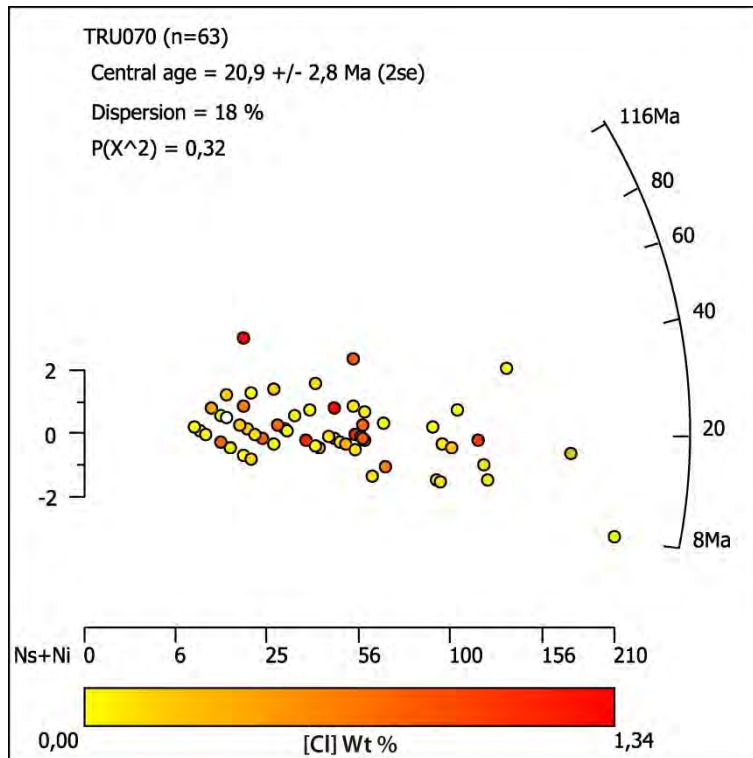
Annexes



Annexes



Annexes



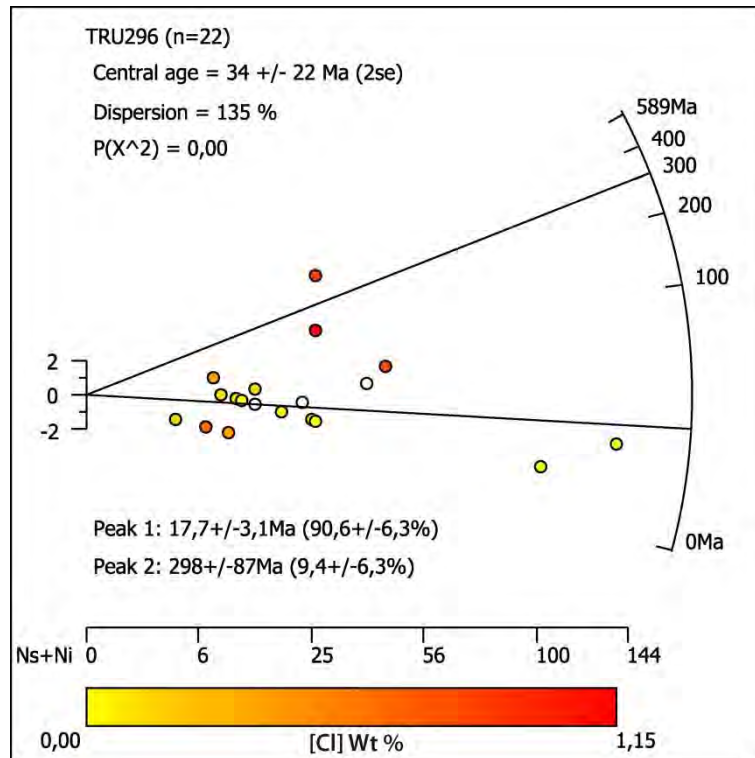


Figure D.1. Représentations Radial Plot des échantillons du profil Marañón, générées par l'application RadialPlotter [Vermeesch, 2009]. n, nombre de grains comptés ; se, σ ; P(χ^2), P(χ^2) test ; grains colorés graduellement selon leur concentration en chlore.

D.2.2. Profil âge-altitude de la vallée du Marañón complété

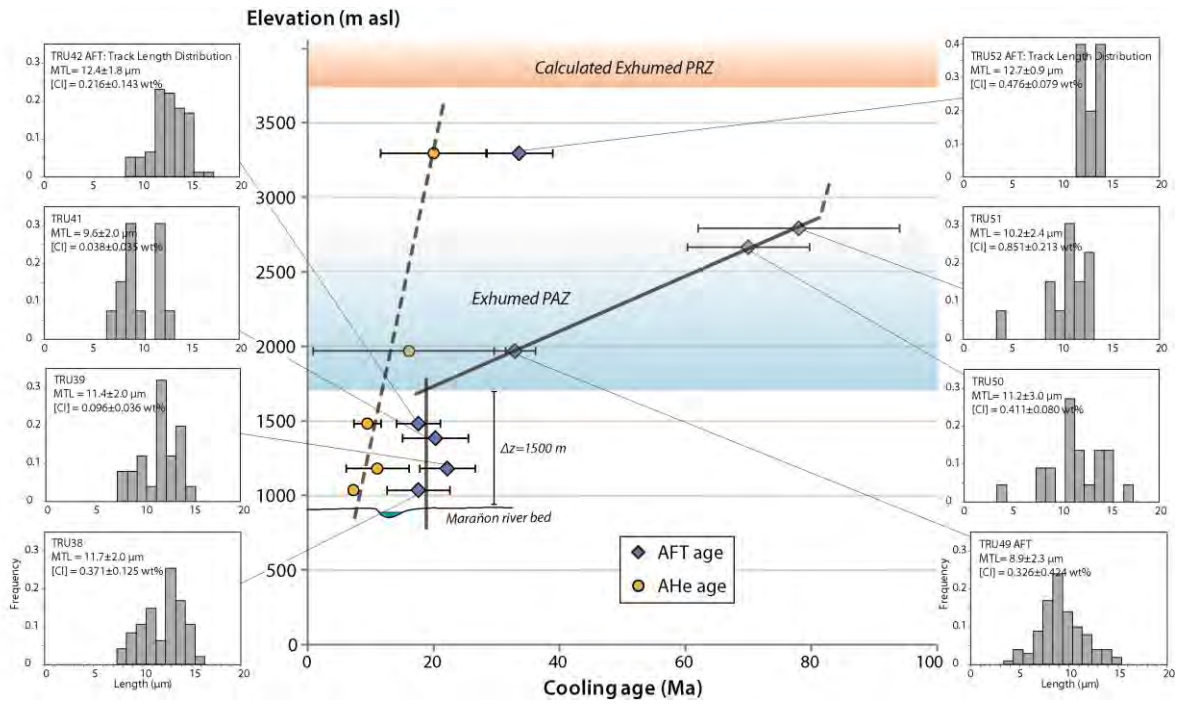


Figure D.2. Profil âge-altitude de la vallée du Marañón avec tous les résultats AFT.

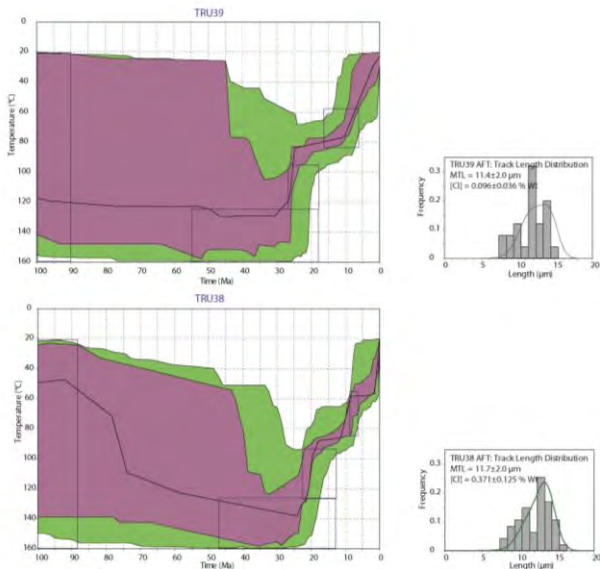


Figure D.3. Modélisations numérique temps-Température HeFTy des échantillons TRU38 et TRU39, de la vallée Marañón.

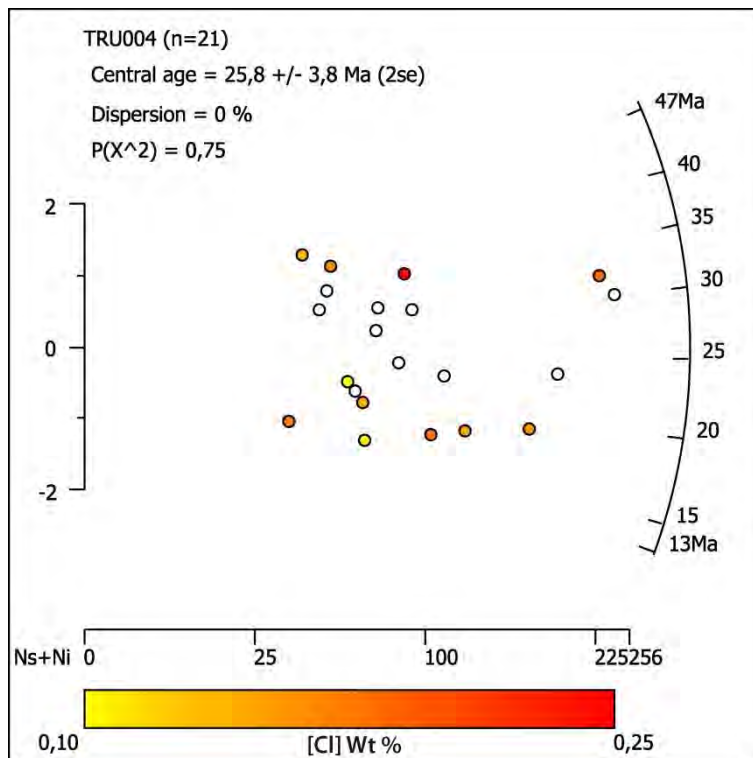
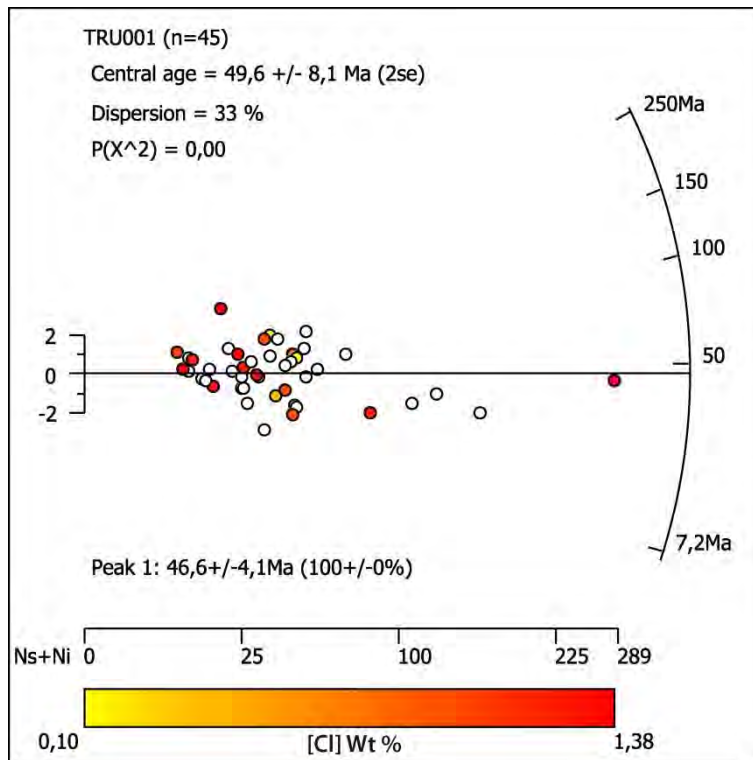
Annexes

D.3. Echantillons de la Cordillère Occidentale

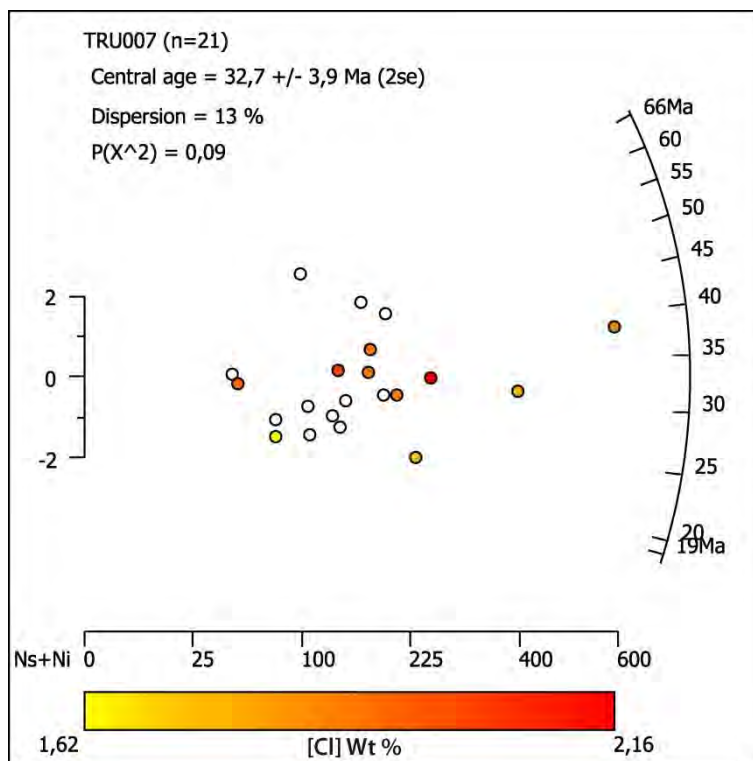
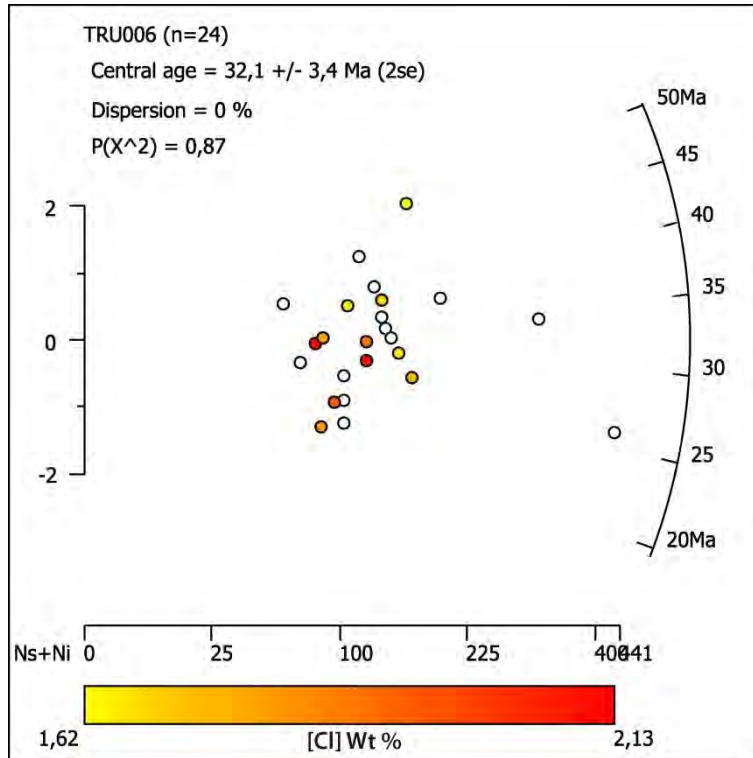
Table D.3. Résultats des comptages de tous les échantillons de la Cordillère Occidentale.SB, Stéphanie Brichau ; AE, Adrien EUDE.

Name	Operator	# grains counted	Standard tracks $\rho d \times 10^4$ (cm ⁻²) (counted)	$\rho s \times 10^4$ (cm ⁻²) (counted)	$\rho i \times 10^4$ (cm ⁻²) (counted)	U (ppm)	P(χ^2) (%)	Var. (%)	Age (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	P1 Age (Ma)	P1 ratio (%)	P2 Age (Ma)	P2 ratio (%)	Mean Track Length (μ m) (#)	Tr. Lt. Std. Dev. (μ m)	[Cl] (wt%) (#)	[Cl] Std. Dev. (wt%)
Chicama valley age-elevation profile																		
TRU1	SB	6	151.4	28.76	134.7	11.1	0	33	56.0	21.0					(0)		1.150 (12)	0.266
TRU1*	AE	45	146.7	30.67	150.5	12.8	0	33	49.6	8.1	46.6 \pm 4.1	100			10.2 (100)	2.4	"	"
TRU138	AE	21	144.3	39.23	464.3	40.2	80	0.5	18.8	2.3					12.8 (100)	1.6	0.852 (18)	0.173
TRU4	SB	20	150.9	55.57	390.4	32.4	58	5.3	38.0	4.3					12.2 (71)	2.0	0.165 (11)	0.040
TRU4*	AE	21	146.4	41.81	372.3	31.8	75	0	25.8	3.8					10.0 (100)	2.5	"	"
TRU231	SB	20	122.7	46.82	436.7	44.6	60	0	22.4	2.2					13.4 (100)	1.5	1.977 (10)	0.140
TRU231*	AE	23	142.9	64.25	490.8	42.9	61	0	28.0	3.1					11.9 (100)	1.9	"	"
TRU6	AE	24	146.0	44.31	314.6	26.9	87	0	32.1	3.4					10.8 (100)	2.5	1.841 (11)	0.173
TRU7	AE	21	145.8	47.54	347.2	29.8	9	12.5	32.7	3.9					11.5 (100)	1.8	1.893 (10)	0.144
TRU8	SB	20	150.0	44.04	400.7	33.5	49	0	28.6	2.7					13.6 (91)	1.4	1.794 (10)	0.427
TRU8*	AE	24	145.5	51.57	449.0	38.6	21	13	25.4	3.0					10.9 (100)	2.2	"	"
TRU11	AE	22	144.9	28.93	138.7	12.0	12	19	47.2	7.7					9.65 (100)	2.8	1.384 (12)	0.241
TRU10	AE	17	145.1	80.23	284.9	24.5	0	29	63.0	11.0	38.1 \pm 5.1	33	75.7 \pm 6.8	67	8.80 (100)	2.5	1.377 (12)	0.224
TRU233	AE	40	145.3	80.66	169.1	14.5	0	51	109	21.0	44.7 \pm 9.0	24	141 \pm 15	76	9.5 (100)	2.5	0.550 (40)	0.464
Isolated age																		
TRU246	SB	16	128.6	22.37	90.7	8.8	97	0	54.5	8.5					13.52 (15)	1.0	1.080 (8)	0.028
TRU246*	AE	23	145.8	30.29	118.0	10.1	28	19	58.6	9.9					13.28 (96)	2.0	"	"

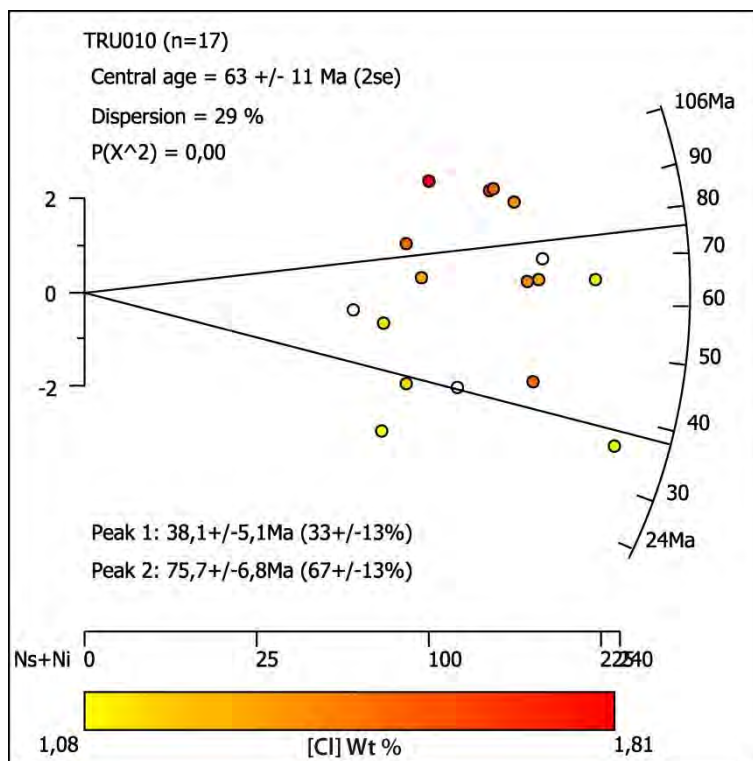
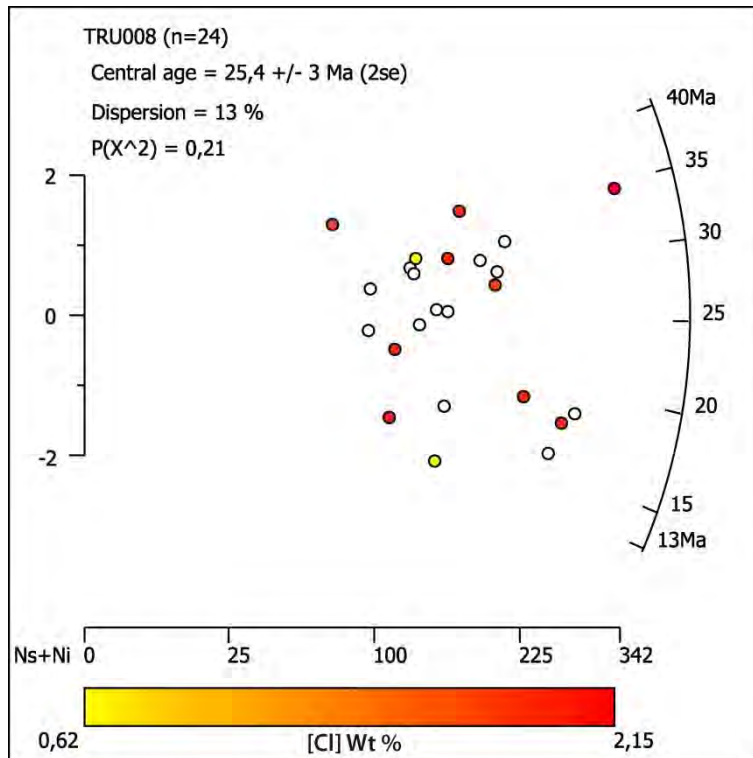
D.3.1. Représentations Radial Plot de tous les échantillons du profil Moche



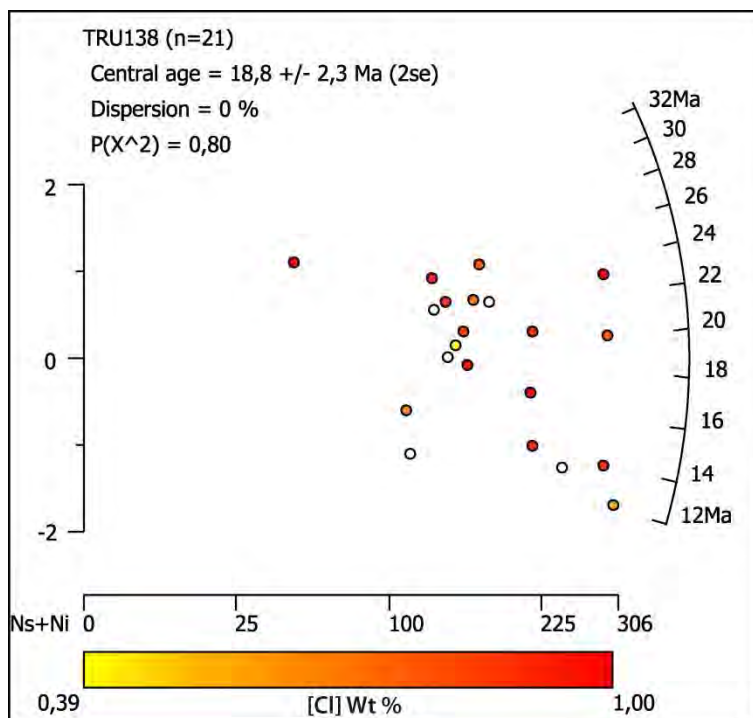
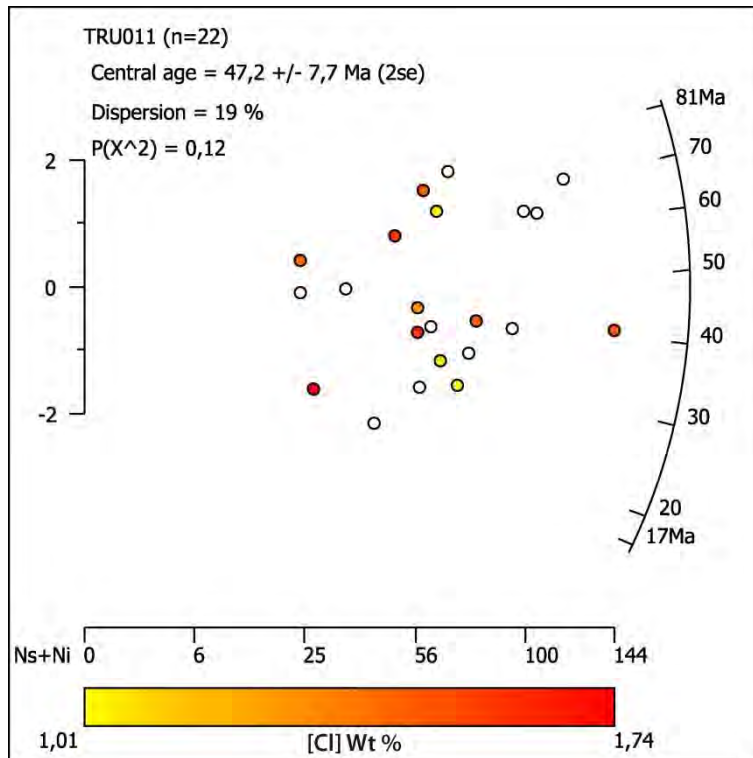
Annexes



Annexes



Annexes



Annexes

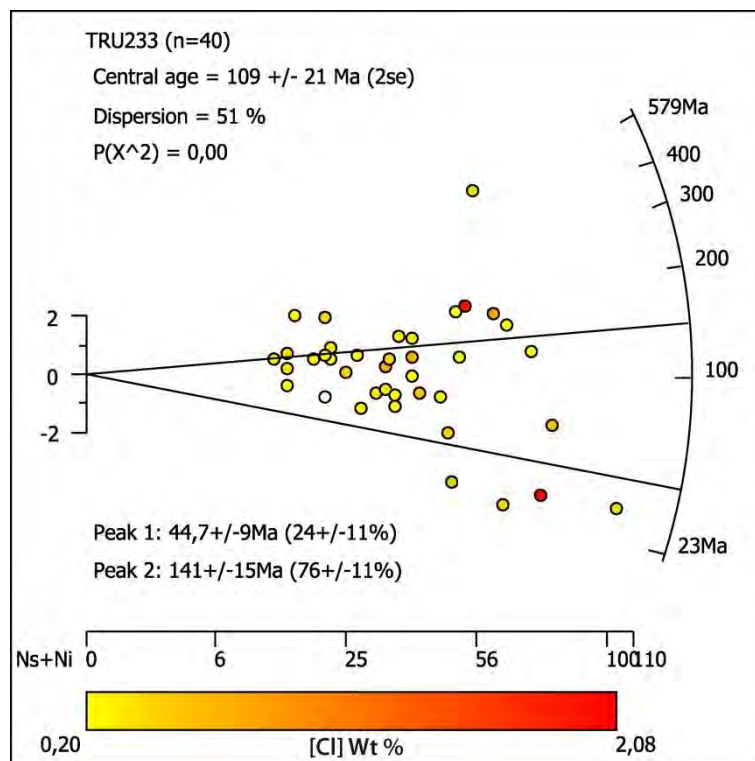
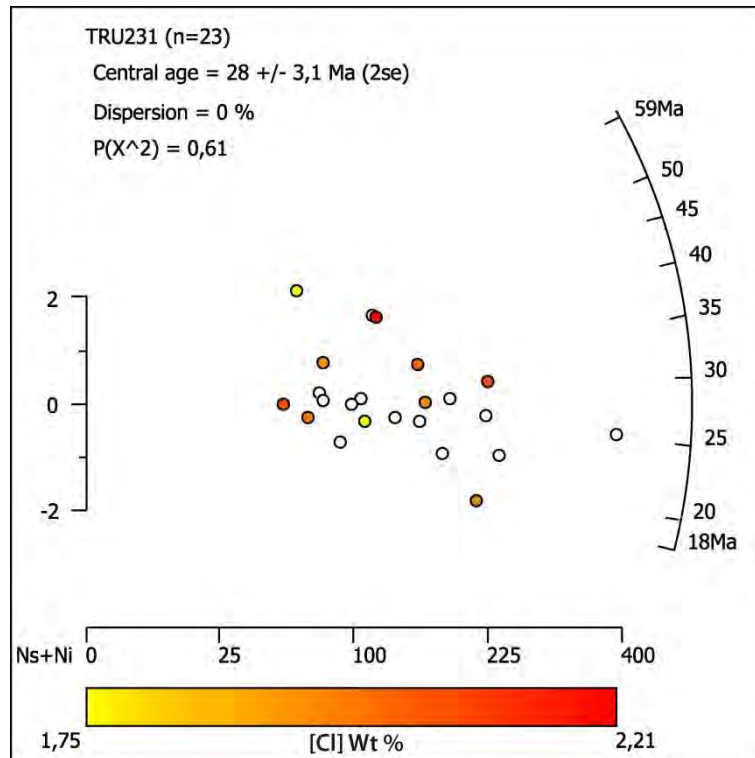
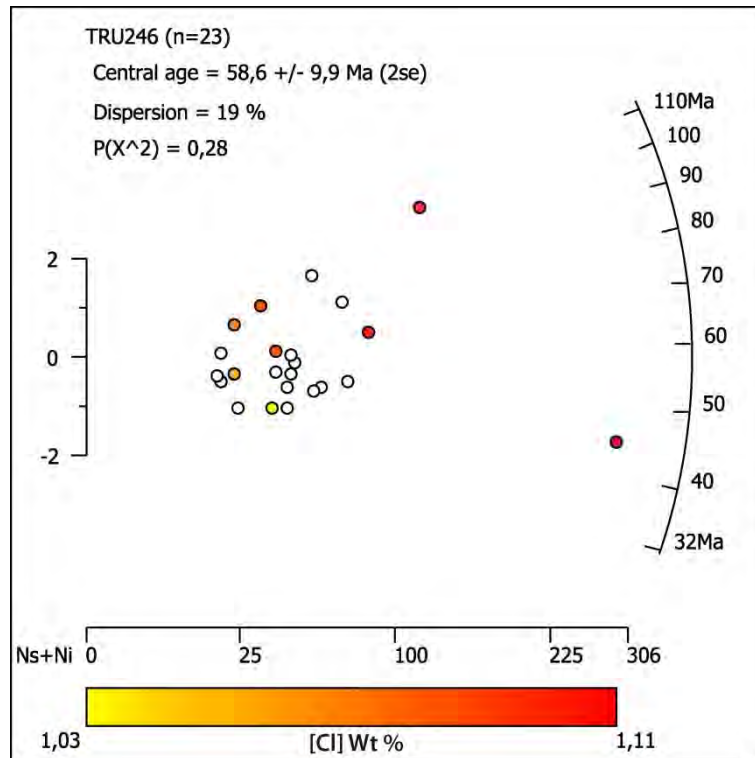


Figure D.4. Représentations Radial Plot des échantillons du profil Moche, générées par l'application RadialPlotter [Vermeesch, 2009]. n, nombre de grains comptés ; se, σ ; $P(\chi^2)$, $P(\chi^2)$ test ; grains colorés graduellement selon leur concentration en chlore.



D.3.2. Profil âge-altitude de la vallée Moche complété

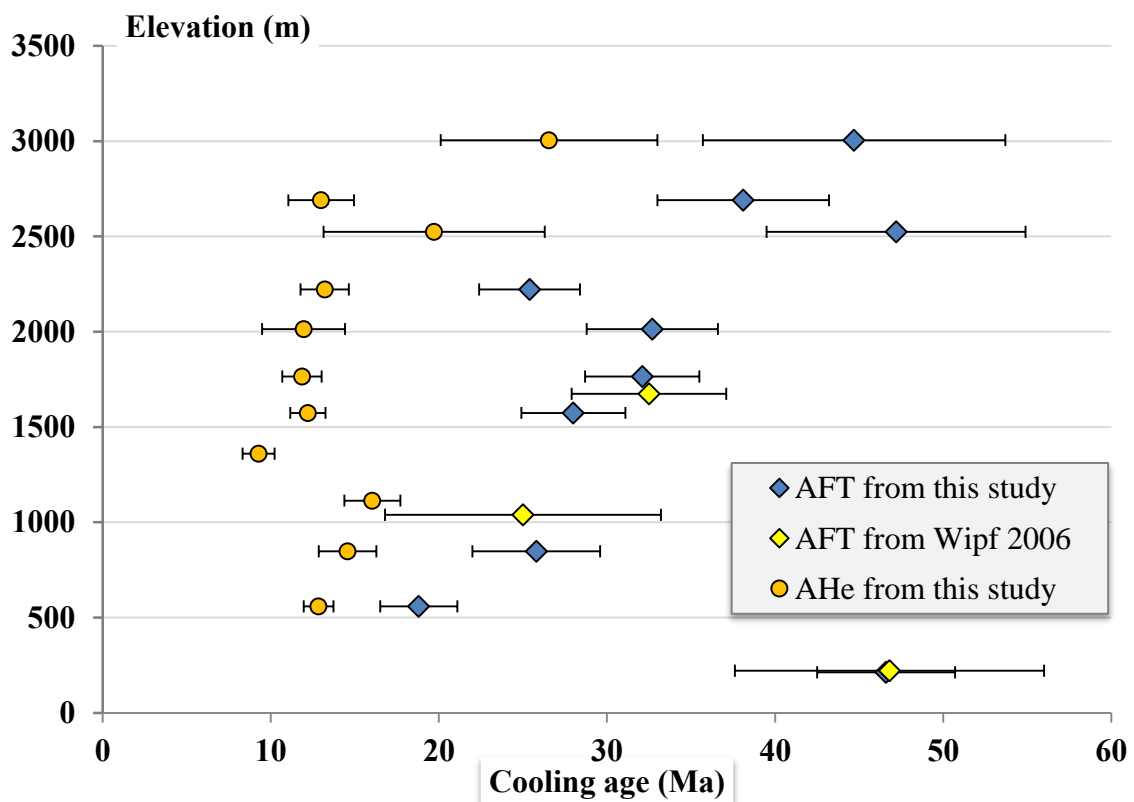


Figure D.5. Profil âge-altitude de la vallée Moche avec les résultats d'Adrien EUDE et ceux de *Martin Wipf*.

ANNEXE E – DATATIONS UPB SUR ZIRCONS

Dans le but de dater l'âge des intrusions granitiques utilisées pour les datations thermochronologiques de basse-température (chapitre 5) ainsi que la provenance de la formation Chambira en zone Subandine (chapitres 4 et 6), trois échantillons ont été datés par la méthode U-Pb (Table E.1).

Les datations U-Pb sur zircon ont été réalisées au *London Geochronology Center* du *Birbeck College of London* sous la direction de Andy Carter, puis traitées à l'aide du logiciel isoplot v4.15 [Ludwig, 2003]. Sur les deux roches magmatiques provenant du batholite de la côte, 20 tirs sur des grains individuels ont été réalisés (Table E.2), alors que 130 tirs sur des grains individuels ont été fait pour l'échantillon sédimentaire (Table E.3).

Table E.1. Table de localisation des trois échantillons ^a

Sample name	Longitude (dec. deg.)	Latitude (dec. deg.)	Elevation (m, asl)	Rock type	Age (Ma)
TRU1	-78.865	-8.083	213±8	Granite	Eocene
TRU6	-78.654	-7.987	1765±11	Granite	Eocene
TRU69	-76.287	-6.706	396±4	Sediment	Oligo-Mioc.

^a. . dec. deg., degrés décimaux ; m, asl, mètres au-dessus du niveau de la mer.

Annexes

E.1. Tables de données

Table E.2. Résultats des rapports isotopiques des échantillons du batholite de la côte ^b

Grain No.	Pb (ppm)	U (ppm)	Atomic Th/U	Ratios						Ages (Ma)						% concord. (206/238 / 207/235)	% concord. (206/238 / 207/206)	Best Age (Ma)	±2s
				206/238	± s.e.	207/235	± s.e.	207/206	± s.e.	206/238	± 2s	207/235	± 2s	207/206	± 2s				
TRU1																			
G1	0,9	99,3	0,74	0,0079	0,0001	0,1277	0,0136	0,1177	0,0125	50,9	1,5	122,0	24,9	1921,4	183,3	58,3	97,3		
G2	1,1	141,3	0,68	0,0069	0,0001	0,1027	0,0085	0,1104	0,0091	44,3	1,2	99,2	16,1	1805,2	140,4	55,3	97,5		
G3	1,5	205,5	0,63	0,0068	0,0001	0,0741	0,0070	0,0781	0,0074	43,7	1,2	72,6	13,3	1149,4	131,8	39,8	96,2		
G4	1,2	149,8	0,87	0,0065	0,0001	0,0679	0,0082	0,0775	0,0093	41,6	1,0	66,7	15,9	1134,1	165,7	37,6	96,3		
G5	1,4	197,0	0,54	0,0066	0,0001	0,0632	0,0066	0,0692	0,0072	42,2	1,0	62,3	12,5	905,0	125,5	32,3	95,3		
G6	1,9	241,8	1,06	0,0065	0,0001	0,0551	0,0053	0,0622	0,0060	41,6	0,9	54,4	10,4	681,3	97,5	23,6	93,9		
G7	3,6	491,5	0,81	0,0063	0,0001	0,0410	0,0029	0,0467	0,0033	40,5	0,8	40,8	5,6	35,5	6,3	0,7	-14,2	40,49	0,77
G8	1,5	197,5	0,76	0,0067	0,0001	0,0630	0,0064	0,0688	0,0070	43,0	1,0	62,0	12,5	891,5	122,6	30,7	95,2		
G9	0,8	101,0	0,82	0,0065	0,0001	0,0793	0,0128	0,0883	0,0142	41,5	1,3	77,4	23,9	1388,1	245,0	46,4	97,0		
G10	1,9	232,1	0,95	0,0067	0,0001	0,0953	0,0061	0,1043	0,0067	43,2	0,9	92,4	11,6	1702,0	106,6	53,3	97,5		
G11	0,8	84,0	0,50	0,0085	0,0001	0,2502	0,0160	0,2182	0,0139	54,8	1,7	226,7	27,1	2967,5	123,6	75,9	98,2		
G12	1,0	119,8	0,87	0,0069	0,0001	0,0248	0,0105	0,0261	0,0110	44,2	1,3	24,8	20,8			-78,0			
G13	0,8	110,1	0,64	0,0066	0,0001	0,0896	0,0114	0,0974	0,0124	42,5	1,3	87,1	21,2	1574,9	205,3	51,2	97,3		
G14	0,9	121,5	0,72	0,0068	0,0001	0,0891	0,0099	0,0955	0,0107	43,9	1,3	86,6	18,9	1538,0	178,1	49,3	97,1		
G15	2,6	306,5	0,96	0,0070	0,0001	0,0550	0,0043	0,0575	0,0045	44,9	0,9	54,4	8,4	509,2	63,7	17,4	91,2		
G16	4,3	333,2	1,06	0,0105	0,0001	0,0799	0,0041	0,0555	0,0028	67,5	1,1	78,0	7,7	430,4	36,6	13,4	84,3	67,53	1,15
G17	1,4	187,3	0,58	0,0068	0,0001	0,0551	0,0065	0,0595	0,0070	43,5	1,0	54,5	12,6	584,0	105,8	20,1	92,6		
G18	1,4	161,8	0,80	0,0072	0,0001	0,1576	0,0080	0,1590	0,0080	46,4	1,0	148,6	14,2	2444,8	93,9	68,8	98,1		
G19	6,3	510,3	0,84	0,0105	0,0001	0,0764	0,0028	0,0532	0,0019	67,5	1,0	74,7	5,3	337,3	21,9	9,6	80,0	67,53	1,02
G20	1,4	179,9	0,69	0,0070	0,0001	0,0529	0,0070	0,0548	0,0072	45,0	1,0	52,3	13,5	404,9	89,5	14,0	88,9	44,97	1,02

Annexes

TRU6

G1	33,1	242,7	1,15	0,1070	0,0008	0,8907	0,0203	0,0611	0,0012	655,2	8,7	646,7	19,3	642,1	17,9	-1,3	-2,1	655,24	8,74
G2	16,4	336,0	0,92	0,0408	0,0003	0,2852	0,0069	0,0514	0,0012	257,7	3,5	254,8	10,7	257,9	14,9	-1,2	0,1	257,73	3,47
G3	160,8	449,3	0,80	0,2981	0,0019	5,3908	0,0907	0,1296	0,0016	1681,9	19,1	1883,4	23,8	2092,7	26,6	10,7	19,6		
G5	47,2	208,2	0,42	0,2136	0,0014	2,2873	0,0439	0,0797	0,0011	1248,1	15,1	1208,4	22,5	1189,1	24,7	-3,3	-5,0	1189,08	24,73
G4	62,7	246,3	0,79	0,2168	0,0014	2,3438	0,0393	0,0800	0,0010	1265,0	14,8	1225,7	20,8	1196,2	23,0	-3,2	-5,7	1196,25	22,96
G6	42,8	222,1	0,38	0,1844	0,0012	1,9671	0,0363	0,0777	0,0011	1091,1	13,3	1104,3	21,1	1139,7	24,1	1,2	4,3	1139,72	24,07
G7	33,3	148,9	0,56	0,2036	0,0014	2,2438	0,0458	0,0815	0,0012	1194,7	14,8	1194,8	23,2	1233,3	26,1	0,0	3,1	1233,29	26,06
G8	3,2	205,6	0,82	0,0133	0,0001	0,0865	0,0071	0,0489	0,0040	85,0	1,7	84,2	13,7	141,1	26,1	-0,9	39,8	84,98	1,65
G9	9,4	74,2	1,04	0,1026	0,0009	0,8160	0,0310	0,0610	0,0020	629,3	10,1	605,8	31,5	637,8	35,4	-3,9	1,3	629,34	10,06
G10	104,0	249,4	1,03	0,3336	0,0022	5,3998	0,0951	0,1188	0,0015	1856,0	21,0	1884,8	24,5	1938,9	26,7	1,5	4,3	1938,86	26,66
G11	44,8	511,7	0,55	0,0806	0,0005	0,6457	0,0120	0,0570	0,0009	499,5	6,4	505,8	13,5	492,7	17,0	1,3	-1,4	499,46	6,44
G12	31,1	167,5	0,55	0,1699	0,0011	1,6862	0,0328	0,0729	0,0011	1011,5	12,5	1003,3	21,1	1012,3	24,0	-0,8	0,1	1012,29	24,01
G13	66,6	112,3	0,59	0,5023	0,0035	#####	0,2899	0,1794	0,0024	2623,8	29,9	2626,1	28,1	2647,3	29,6	0,1	0,9	2647,33	29,64
G14	22,4	180,9	0,90	0,1036	0,0007	0,8674	0,0185	0,0615	0,0011	635,5	8,3	634,2	18,2	656,8	22,0	-0,2	3,2	635,47	8,29
G15	134,1	372,6	0,65	0,3137	0,0020	4,4855	0,0746	0,1048	0,0013	1758,8	19,8	1728,3	23,8	1711,5	25,8	-1,8	-2,8	1711,51	25,83
G16	122,0	291,1	0,44	0,3802	0,0025	6,3895	0,1111	0,1261	0,0016	2077,3	23,1	2030,8	25,3	2044,9	27,1	-2,3	-1,6	2044,86	27,14
G17	45,9	123,2	0,72	0,3184	0,0022	4,4894	0,0914	0,1061	0,0015	1782,1	21,0	1729,0	26,1	1732,8	28,0	-3,1	-2,8	1732,76	28,03
G18	21,6	202,0	0,30	0,1057	0,0007	0,8339	0,0183	0,0589	0,0011	647,8	8,5	615,7	18,5	562,3	20,7	-5,2	-15,2	647,84	8,51
G19	41,4	225,2	0,85	0,1554	0,0011	1,4977	0,0296	0,0714	0,0011	931,3	11,7	929,5	21,0	968,0	24,3	-0,2	3,8	968,03	24,27
G20	44,0	115,4	1,06	0,2995	0,0021	5,0994	0,1227	0,1217	0,0019	1688,7	21,1	1836,0	28,4	1981,0	31,2	8,0	14,8	1981,01	31,17

^b. 206/238 : rapport isotopique des concentrations en ²⁰⁶Pb sur ²³⁸U, 207/235 concentrations en ²⁰⁷Pb sur concentration en ²³⁵U. De même pour les pourcentages de concordance entre les rapports (% concord.). Les meilleurs âges (Best Age) sont ceux dont le pourcentage de concordance (²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(²⁰⁷Pb/²³⁵U) est inférieur à 15% pour TRU1 et 10% pour TRU6.

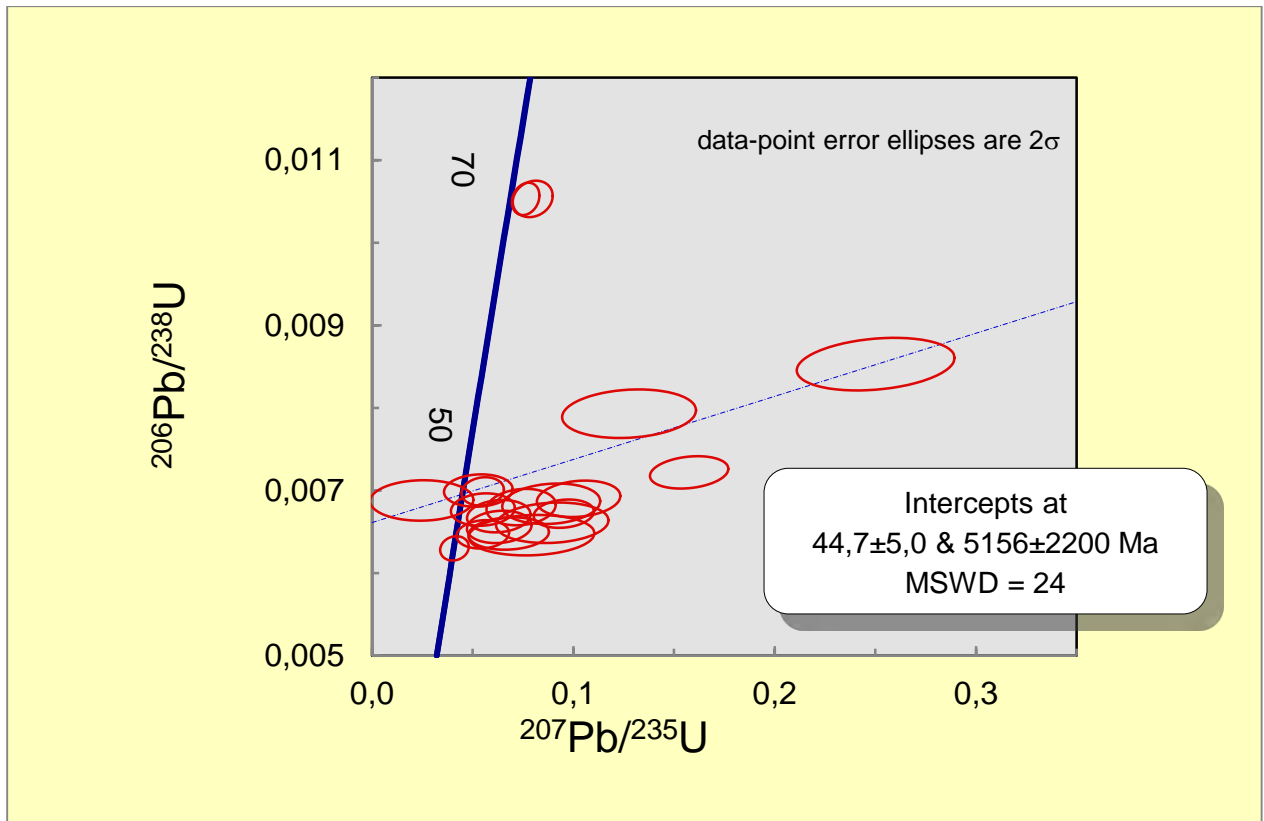


Figure E.1. Représentation isoplot de l'échantillon TRU1. Chaque ellipse représente un rapport isotopique $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ avec une erreur de 2σ . La concordia est la courbe bleue, la droite de perte en plomb (discordia) est représentée en pointillés bleus. MSWD : Mean Square Weighted Deviation, régression statistique de la discordia.

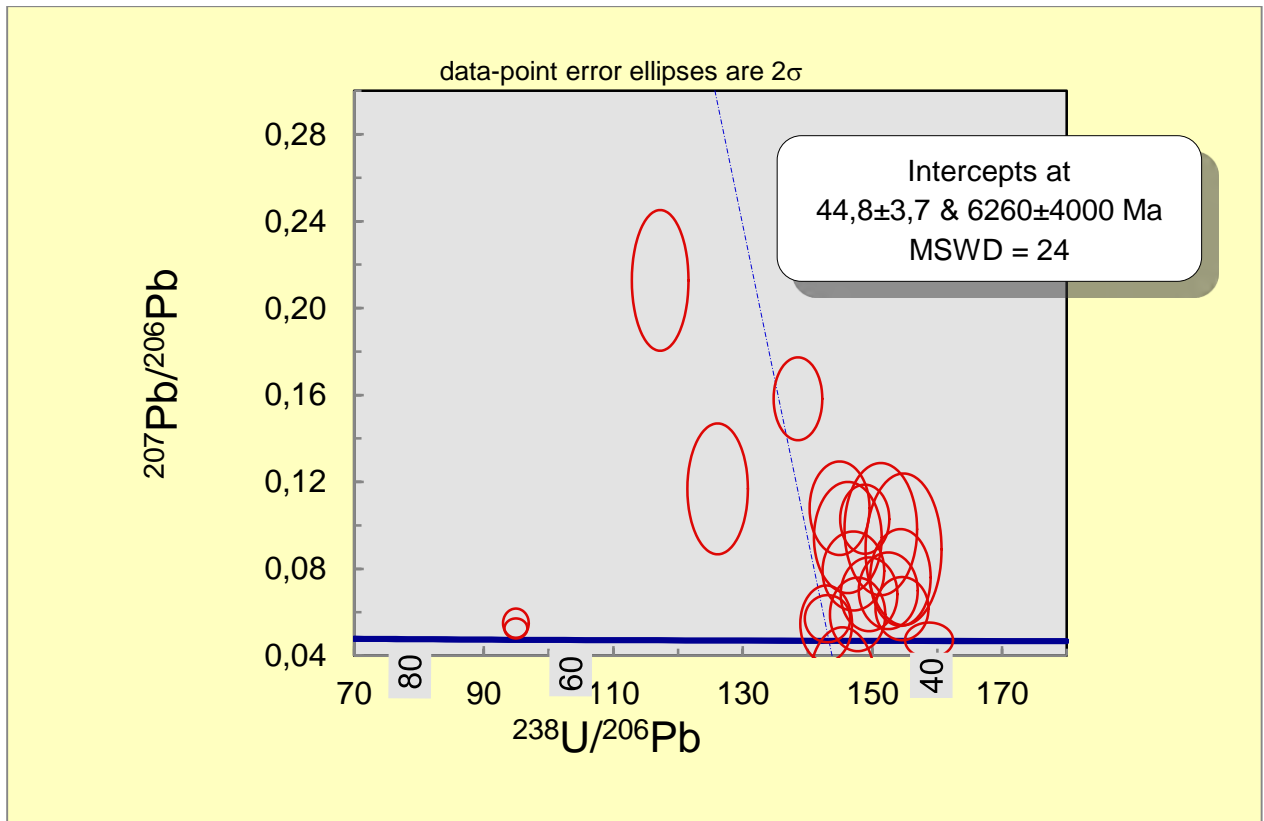


Figure E.2. Représentation isoplot de l'échantillon TRU1 sur un diagramme Tera-Wasserburg. Les rectangles gris indiquent les âges en Ma sur la concordia.

Annexes

Table E.3. Résultats U-Pb de l'échantillon TRU69 ^c

Grain No.	Pb (ppm)	U (ppm)	Atomic Th/U	Ratios						Ages (Ma)						% concord. (206/238 207/235)	% concord. (206/238 207/206)	Best Age (Ma)	±2s
				206/238	± s.e.	207/235	± s.e.	207/206	± s.e.	206/238	± 2s	207/235	± 2s	207/206	± 2s				
G1	1,9	446,3	0,39	0,0040	0,0001	0,0262	0,0027	0,0481	0,0050	25,8	0,6	26,3	5,5	104,7	20,6	1,9	75,4	25,80	0,64
G112	2,7	525,8	1,09	0,0040	0,0001	0,0266	0,0028	0,0485	0,0052	25,7	0,6	26,7	5,7	124,2	26,1	3,8	79,3	25,67	0,64
G111	1,3	270,7	0,82	0,0040	0,0001	0,0271	0,0051	0,0503	0,0095	25,7	0,8	27,2	10,4	209,8	72,6	5,3	87,7	25,73	0,77
G44	3,6	706,1	1,20	0,0040	0,0000	0,0277	0,0021	0,0513	0,0039	25,7	0,5	27,7	4,3	252,1	35,2	7,2	89,8	25,73	0,51
G120	1,6	336,9	0,91	0,0040	0,0001	0,0267	0,0043	0,0493	0,0079	25,9	0,8	26,7	8,7	163,1	49,3	3,2	84,1	25,86	0,77
G68	2,3	498,8	0,72	0,0040	0,0001	0,0292	0,0032	0,0524	0,0058	25,9	0,6	29,3	6,4	302,9	59,2	11,4	91,4	25,93	0,64
G5	3,3	627,2	1,18	0,0041	0,0000	0,0263	0,0023	0,0463	0,0040	26,1	0,5	26,3	4,5	12,8	3,3	0,8	-104,8	26,12	0,51
G60	2,6	502,2	1,12	0,0041	0,0001	0,0264	0,0030	0,0475	0,0054	26,1	0,6	26,5	6,0	76,4	17,7	1,4	65,8	26,12	0,64
G21	2,7	514,9	1,05	0,0041	0,0001	0,0275	0,0029	0,0493	0,0051	26,5	0,6	27,5	5,8	161,2	32,1	3,8	83,6	26,50	0,64
G4	47,9	11224,4	0,36	0,0041	0,0000	0,0312	0,0005	0,0545	0,0008	26,6	0,4	31,2	1,0	392,6	10,8	14,5	93,2	26,63	0,39
G50	2,1	451,0	0,64	0,0042	0,0001	0,0300	0,0034	0,0523	0,0060	26,8	0,6	30,0	6,8	299,9	60,2	10,8	91,1	26,76	0,64
G22	1,5	303,5	0,77	0,0042	0,0001	0,0246	0,0047	0,0426	0,0081	26,8	0,8	24,7	9,2	-190,3	-78,4	-8,6	114,1	26,83	0,77
G39	1,9	382,4	0,85	0,0042	0,0001	0,0293	0,0042	0,0507	0,0072	27,0	0,8	29,3	8,3	228,1	59,2	8,0	88,2	26,95	0,77
G11	4,6	1006,7	0,58	0,0042	0,0000	0,0302	0,0016	0,0524	0,0028	27,0	0,5	30,2	3,2	304,2	28,7	10,5	91,1	27,02	0,51
G87	1,5	296,0	0,83	0,0042	0,0001	0,0267	0,0052	0,0464	0,0091	27,0	0,8	26,8	10,4	18,5	8,3	-1,0	-46,4	27,02	0,77
G102	2,1	399,7	1,00	0,0042	0,0001	0,0272	0,0039	0,0466	0,0067	27,1	0,6	27,2	7,8	29,3	9,5	0,6	7,5	27,08	0,64
G119	1,9	369,7	0,94	0,0042	0,0001	0,0314	0,0042	0,0545	0,0072	27,1	0,8	31,4	8,3	392,6	87,4	13,7	93,1	27,08	0,77
G7	1,6	330,6	0,80	0,0042	0,0001	0,0303	0,0042	0,0531	0,0073	27,1	0,8	30,3	8,4	333,5	79,3	10,3	91,9	27,15	0,77
G83	1,3	275,3	0,67	0,0042	0,0001	0,0262	0,0049	0,0469	0,0088	27,1	0,8	26,3	10,2	45,2	17,7	-3,2	39,9	27,15	0,77
G30	1,8	361,1	0,93	0,0042	0,0001	0,0318	0,0041	0,0540	0,0069	27,2	0,8	31,8	7,9	372,7	80,6	14,4	92,7	27,21	0,77
G61	1,0	209,1	0,69	0,0042	0,0001	0,0287	0,0070	0,0500	0,0121	27,2	0,9	28,7	14,0	196,4	87,7	5,3	86,1	27,21	0,90
G124	1,3	257,4	0,79	0,0043	0,0001	0,0278	0,0056	0,0488	0,0099	27,5	0,9	27,8	11,5	140,2	54,0	1,3	80,4	27,47	0,90
G81	1,1	225,2	0,77	0,0043	0,0001	0,0299	0,0068	0,0518	0,0117	27,5	0,9	29,9	13,6	274,4	109,8	8,2	90,0	27,47	0,90
G6	2,0	417,0	0,58	0,0043	0,0001	0,0298	0,0033	0,0502	0,0056	27,9	0,6	29,8	6,7	205,7	42,8	6,6	86,5	27,85	0,64
G97	1,4	265,5	0,95	0,0044	0,0001	0,0281	0,0057	0,0468	0,0095	28,0	0,9	28,1	11,2	40,1	17,0	0,6	30,1	27,98	0,90
G28	1,7	326,6	0,89	0,0044	0,0001	0,0323	0,0049	0,0514	0,0078	28,2	0,8	32,2	9,3	256,6	69,6	12,6	89,0	28,17	0,77
G46	1,0	205,0	0,67	0,0044	0,0001	0,0293	0,0077	0,0483	0,0127	28,2	1,0	29,3	15,1	112,5	57,0	3,9	75,0	28,17	1,03
G108	0,8	144,0	0,74	0,0044	0,0001	0,0287	0,0102	0,0480	0,0170	28,3	1,2	28,8	20,4	98,8	68,0	1,6	71,3	28,30	1,16
G103	16,3	3639,9	0,31	0,0044	0,0000	0,0290	0,0008	0,0475	0,0012	28,6	0,4	29,1	1,5	73,9	4,8	1,7	61,4	28,56	0,39

Annexes

G107	1,1	216,6	0,64	0,0045	0,0001	0,0328	0,0075	0,0559	0,0128	28,8	1,0	32,8	15,6	447,2	167,2	12,2	93,6	28,75	1,03
G93	1,0	189,5	0,76	0,0046	0,0001	0,0304	0,0083	0,0485	0,0133	29,4	1,0	30,4	16,5	122,3	64,2	3,2	76,0	29,39	1,03
G94	1,9	343,8	1,02	0,0046	0,0001	0,0327	0,0043	0,0538	0,0071	29,5	0,8	32,6	8,8	363,9	81,6	9,6	91,9	29,52	0,77
G115	1,5	288,0	0,85	0,0046	0,0001	0,0308	0,0056	0,0488	0,0088	29,7	0,9	30,8	11,1	136,8	47,5	3,7	78,3	29,71	0,90
G90	1,0	187,8	0,74	0,0046	0,0001	0,0299	0,0086	0,0482	0,0138	29,8	1,2	29,9	17,4	108,6	60,1	0,4	72,6	29,78	1,16
G64	2,2	377,8	0,93	0,0049	0,0001	0,0313	0,0042	0,0467	0,0063	31,2	0,8	31,3	8,3	32,4	9,7	0,3	3,7	31,19	0,77
G95	2,2	378,4	0,95	0,0049	0,0001	0,0302	0,0042	0,0452	0,0062	31,3	0,8	30,2	8,3	-47,0	-12,2	-3,8	166,6	31,32	0,77
G84	1,4	243,0	0,82	0,0051	0,0001	0,0336	0,0064	0,0485	0,0093	32,8	0,9	33,6	12,8	124,7	45,9	2,4	73,7	32,79	0,90
G10	1,5	277,6	0,88	0,0045	0,0001	0,0844	0,0053	0,1383	0,0087	28,8	0,8	82,3	10,3	2206,4	114,3	65,0	98,7		
G100	1,0	197,5	0,72	0,0043	0,0001	0,0524	0,0072	0,0914	0,0126	27,5	0,9	51,9	14,3	1454,3	213,5	47,1	98,1		
G101	2,1	345,6	1,09	0,0049	0,0001	0,0505	0,0049	0,0761	0,0075	31,2	0,9	50,0	9,7	1096,7	132,5	37,6	97,2		
G104	1,2	235,0	0,68	0,0044	0,0001	0,0391	0,0069	0,0623	0,0109	28,6	0,9	38,9	13,1	682,7	175,7	26,6	95,8		
G105	2,0	326,0	1,11	0,0048	0,0001	0,0383	0,0055	0,0583	0,0084	30,8	0,9	38,2	10,9	540,3	121,8	19,4	94,3		
G106	1,0	173,9	0,55	0,0053	0,0001	0,1895	0,0109	0,2714	0,0158	34,1	1,3	176,2	20,6	3314,0	114,9	80,7	99,0		
G109	1,2	246,5	0,71	0,0043	0,0001	0,0530	0,0056	0,0928	0,0099	27,3	0,9	52,5	11,3	1483,8	167,0	47,9	98,2		
G110	1,9	343,8	1,16	0,0044	0,0001	0,0389	0,0044	0,0669	0,0076	28,2	0,9	38,7	9,1	835,0	130,5	27,1	96,6		
G113	1,6	273,6	0,99	0,0047	0,0001	0,0614	0,0056	0,0974	0,0089	30,4	0,9	60,5	11,3	1574,0	148,1	49,7	98,1		
G114	1,1	197,0	0,81	0,0048	0,0001	0,0676	0,0103	0,1024	0,0156	30,5	1,3	66,4	19,6	1668,6	250,5	54,0	98,2		
G116	1,9	311,6	1,07	0,0048	0,0001	0,0571	0,0054	0,0917	0,0087	30,9	0,9	56,4	11,2	1461,0	148,0	45,1	97,9		
G117	1,4	280,5	0,88	0,0041	0,0001	0,0447	0,0049	0,0838	0,0093	26,4	0,9	44,4	10,3	1288,8	162,2	40,6	98,0		
G118	#####	660,6	1,74	0,0064	0,0001	0,2020	0,0053	0,2335	0,0059	41,2	0,8	186,8	9,4	3076,5	50,1	78,0	98,7		
G12	1,4	288,0	0,91	0,0041	0,0001	0,0309	0,0046	0,0565	0,0084	26,1	0,8	30,9	9,3	470,9	112,7	15,3	94,5		
G121	2,5	545,4	0,72	0,0040	0,0001	0,0312	0,0030	0,0565	0,0054	25,7	0,6	31,2	5,9	470,9	72,8	17,8	94,5		
G122	2,4	489,5	1,08	0,0038	0,0001	0,0304	0,0035	0,0613	0,0071	24,3	0,8	30,4	7,3	648,4	111,8	20,3	96,3		
G123	1,3	264,4	0,77	0,0044	0,0001	0,0377	0,0056	0,0655	0,0098	28,1	0,9	37,6	11,6	788,8	165,2	25,2	96,4		
G125	1,7	364,6	0,56	0,0042	0,0001	0,0390	0,0041	0,0684	0,0072	26,8	0,8	38,8	8,1	881,6	125,1	31,1	97,0		
G126	4,2	451,0	1,01	0,0098	0,0001	0,6547	0,0135	0,5008	0,0094	62,9	1,1	511,4	17,1	4243,7	38,7	87,7	98,5		
G127	0,9	191,2	0,57	0,0042	0,0001	0,0434	0,0072	0,0797	0,0133	26,8	1,0	43,1	14,9	1189,3	234,7	38,0	97,7		
G128	4,4	829,3	1,29	0,0040	0,0000	0,0308	0,0019	0,0543	0,0033	25,9	0,5	30,8	3,6	381,4	39,6	15,9	93,2		
G129	1,1	133,0	1,23	0,0096	0,0001	0,6648	0,0197	0,5263	0,0149	61,5	1,7	517,6	26,2	4316,5	58,0	88,1	98,6		
G13	2,1	410,1	1,02	0,0041	0,0001	0,0361	0,0033	0,0650	0,0060	26,2	0,6	36,0	6,7	773,7	101,3	27,2	96,6		
G130	2,0	422,2	0,72	0,0040	0,0001	0,0397	0,0032	0,0723	0,0059	25,9	0,6	39,5	6,4	994,1	104,5	34,6	97,4		
G14	0,9	197,5	0,66	0,0042	0,0001	0,0546	0,0066	0,0988	0,0120	26,9	0,9	54,0	13,5	1601,8	197,5	50,2	98,3		
G15	-0,5	385,3	0,56	0,0039	0,0001	0,8824	0,0180	1,1848	0,0240	25,2	0,6	642,3	19,0	5474,5	42,1	96,1	99,5		
G16	1,9	345,0	0,96	0,0046	0,0001	0,0717	0,0046	0,1146	0,0073	29,3	0,8	70,3	8,9	1873,9	109,8	58,3	98,4		

Annexes

G17	1,5	296,6	0,72	0,0043	0,0001	0,0351	0,0046	0,0611	0,0080	27,8	0,8	35,0	9,4	641,3	125,3	20,7	95,7
G18	2,1	400,8	1,03	0,0042	0,0001	0,0333	0,0035	0,0598	0,0064	27,0	0,6	33,2	7,3	595,6	97,0	18,7	95,5
G19	1,1	256,3	0,60	0,0040	0,0001	0,0342	0,0053	0,0622	0,0096	25,9	0,8	34,1	10,5	680,3	154,6	24,3	96,2
G2	1,3	251,7	0,80	0,0045	0,0001	0,0394	0,0061	0,0641	0,0099	28,6	0,9	39,2	12,0	743,3	164,6	27,0	96,1
G20	1,9	389,3	0,78	0,0042	0,0001	0,0346	0,0036	0,0594	0,0062	27,0	0,6	34,5	7,1	581,1	94,0	21,8	95,4
G23	1,7	332,3	0,94	0,0042	0,0001	0,0420	0,0044	0,0715	0,0074	26,9	0,8	41,7	8,4	970,6	130,8	35,6	97,2
G24	1,4	284,5	0,83	0,0043	0,0001	0,0396	0,0051	0,0666	0,0085	27,7	0,8	39,5	9,9	826,5	145,6	29,9	96,7
G25	1,4	290,3	0,85	0,0041	0,0001	0,0390	0,0045	0,0703	0,0081	26,1	0,8	38,9	8,9	935,7	142,1	33,0	97,2
G26	1,0	197,0	0,72	0,0042	0,0001	0,0420	0,0076	0,0754	0,0136	27,2	1,0	41,7	15,5	1078,1	241,1	34,8	97,5
G27	1,6	251,1	0,83	0,0051	0,0001	0,1163	0,0069	0,1645	0,0098	32,5	0,9	111,7	12,7	2502,7	111,6	70,9	98,7
G29	3,7	688,8	1,22	0,0041	0,0001	0,0355	0,0025	0,0614	0,0044	26,5	0,6	35,4	5,0	653,6	70,1	25,2	95,9
G3	2,5	281,1	0,75	0,0143	0,0001	1,2002	0,0226	0,6264	0,0102	91,6	1,8	800,7	21,4	4570,4	33,9	88,6	98,0
G31	2,0	362,3	1,02	0,0044	0,0001	0,0368	0,0043	0,0598	0,0070	28,6	0,8	36,7	8,5	597,8	107,2	22,2	95,2
G32	2,0	398,5	0,85	0,0042	0,0001	0,0332	0,0035	0,0591	0,0062	26,7	0,6	33,2	7,0	571,9	92,3	19,5	95,3
G33	1,8	354,8	0,95	0,0041	0,0001	0,0346	0,0039	0,0617	0,0070	26,6	0,8	34,5	7,9	663,4	112,3	22,9	96,0
G34	1,8	348,4	0,92	0,0043	0,0001	0,0459	0,0041	0,0794	0,0071	27,6	0,8	45,6	8,2	1181,9	125,4	39,5	97,7
G35	1,8	353,0	0,75	0,0045	0,0001	0,0402	0,0043	0,0657	0,0071	28,8	0,8	40,0	8,6	796,8	120,3	28,2	96,4
G36	2,0	379,5	1,00	0,0043	0,0001	0,0444	0,0039	0,0748	0,0066	27,7	0,8	44,1	7,7	1063,9	117,1	37,2	97,4
G37	1,2	226,9	0,86	0,0045	0,0001	0,0226	0,0063	0,0372	0,0103	28,6	0,9	22,7	12,5	-543,5	-395,9	-25,9	105,3
G38	1,1	207,9	0,92	0,0043	0,0001	0,0448	0,0071	0,0754	0,0119	27,7	0,9	44,5	13,8	1078,1	210,6	37,8	97,4
G40	1,0	205,6	0,69	0,0043	0,0001	0,0514	0,0075	0,0874	0,0129	27,3	1,0	50,9	14,7	1370,0	222,2	46,3	98,0
G41	2,2	412,4	1,10	0,0042	0,0001	0,0353	0,0039	0,0600	0,0066	27,1	0,6	35,2	7,6	602,5	101,6	23,0	95,5
G42	1,0	201,6	0,74	0,0043	0,0001	0,0394	0,0075	0,0656	0,0125	27,4	1,0	39,3	14,4	793,3	211,3	30,2	96,5
G43	1,3	264,4	0,75	0,0042	0,0001	0,0225	0,0053	0,0402	0,0095	26,8	0,8	22,6	10,9	-336,2	-187,5	-18,2	108,0
G45	2,3	446,9	1,06	0,0041	0,0001	0,0355	0,0038	0,0618	0,0065	26,2	0,6	35,4	7,2	666,2	104,4	26,0	96,1
G47	1,0	188,3	0,70	0,0046	0,0001	0,0459	0,0079	0,0741	0,0128	29,5	1,0	45,6	15,8	1043,9	227,0	35,3	97,2
G48	2,4	365,1	1,08	0,0053	0,0001	0,1915	0,0060	0,2642	0,0083	34,3	0,8	177,9	11,0	3271,9	62,0	80,7	99,0
G49	1,4	262,6	0,74	0,0044	0,0001	0,0684	0,0060	0,1128	0,0100	28,1	0,9	67,2	11,6	1844,7	151,5	58,2	98,5
G51	1,8	368,6	0,99	0,0041	0,0001	0,0366	0,0038	0,0666	0,0070	26,3	0,6	36,5	7,8	825,6	119,7	27,8	96,8
G52	2,0	316,8	0,86	0,0051	0,0001	0,1417	0,0059	0,2067	0,0086	32,5	0,9	134,5	11,2	2879,8	80,6	75,9	98,9
G53	1,2	213,7	0,53	0,0049	0,0001	0,0961	0,0071	0,1471	0,0108	31,2	1,0	93,1	13,7	2312,1	135,5	66,5	98,7
G54	1,1	215,4	0,77	0,0044	0,0001	0,0405	0,0064	0,0671	0,0106	28,5	0,9	40,3	12,7	840,3	181,4	29,3	96,6
G55	1,4	286,2	0,94	0,0042	0,0001	0,0437	0,0047	0,0784	0,0085	26,9	0,8	43,5	9,6	1157,8	151,2	38,1	97,7
G56	0,9	183,7	0,77	0,0040	0,0001	0,0446	0,0072	0,0824	0,0133	25,9	0,9	44,3	14,4	1256,0	233,7	41,6	97,9
G57	1,9	395,1	0,73	0,0043	0,0001	0,0352	0,0036	0,0613	0,0062	27,5	0,6	35,2	7,3	648,0	98,6	21,7	95,8

Annexes

G58	1,3	245,3	0,75	0,0045	0,0001	0,0600	0,0060	0,0980	0,0099	28,6	0,9	59,1	11,7	1586,2	162,5	51,6	98,2
G59	1,4	298,3	0,67	0,0043	0,0001	0,0484	0,0047	0,0843	0,0083	27,6	0,8	48,0	9,5	1299,0	144,6	42,5	97,9
G62	2,0	391,6	0,90	0,0044	0,0001	0,0341	0,0039	0,0577	0,0066	28,0	0,8	34,0	7,8	519,1	94,2	17,7	94,6
G63	0,8	173,4	0,64	0,0042	0,0001	0,0462	0,0082	0,0807	0,0143	27,3	1,0	45,9	16,3	1212,9	252,5	40,6	97,8
G65	1,5	261,5	0,74	0,0047	0,0001	0,0695	0,0063	0,1105	0,0100	30,4	0,9	68,2	12,4	1807,0	153,4	55,5	98,3
G66	1,2	244,8	0,71	0,0043	0,0001	0,0428	0,0065	0,0748	0,0114	27,5	0,9	42,6	13,1	1061,8	201,3	35,5	97,4
G67	3,5	636,4	1,19	0,0041	0,0001	0,0324	0,0026	0,0566	0,0046	26,6	0,6	32,4	5,2	474,0	62,1	17,9	94,4
G69	1,2	254,6	0,70	0,0044	0,0001	0,0344	0,0058	0,0595	0,0100	28,0	0,9	34,4	11,8	585,4	151,0	18,5	95,2
G70	1,3	277,0	0,84	0,0040	0,0001	0,0443	0,0058	0,0771	0,0100	25,5	0,8	44,0	10,8	1124,3	177,8	42,0	97,7
G71	1,7	238,4	0,97	0,0058	0,0001	0,2251	0,0085	0,2849	0,0107	37,2	1,0	206,2	15,0	3390,0	74,6	82,0	98,9
G72	1,3	239,0	0,85	0,0045	0,0001	0,0617	0,0060	0,1041	0,0102	28,7	0,9	60,8	12,1	1699,2	162,1	52,8	98,3
G73	2,4	447,5	1,09	0,0042	0,0001	0,0338	0,0034	0,0601	0,0061	27,3	0,6	33,7	7,1	606,1	94,1	19,1	95,5
G74	1,2	233,3	0,62	0,0046	0,0001	0,0603	0,0066	0,0961	0,0105	29,8	0,9	59,4	12,9	1549,3	174,7	49,9	98,1
G75	2,6	543,1	1,01	0,0039	0,0001	0,0297	0,0029	0,0555	0,0053	25,2	0,6	29,8	5,7	432,4	68,7	15,5	94,2
G76	1,6	304,7	1,17	0,0043	0,0001	0,0560	0,0052	0,0957	0,0089	27,8	0,8	55,3	10,3	1541,1	148,3	49,7	98,2
G77	0,8	104,2	0,30	0,0086	0,0001	0,5804	0,0183	0,5001	0,0153	55,4	1,7	464,7	25,8	4241,4	62,3	88,1	98,7
G78	1,0	222,3	0,67	0,0042	0,0001	0,0512	0,0065	0,0879	0,0112	27,1	0,9	50,7	12,7	1379,6	194,0	46,4	98,0
G79	1,6	311,0	0,53	0,0045	0,0001	0,0951	0,0054	0,1578	0,0089	29,1	0,8	92,3	10,6	2431,8	105,3	68,4	98,8
G8	1,7	295,5	0,83	0,0046	0,0001	0,0798	0,0050	0,1261	0,0080	29,8	0,8	78,0	9,7	2044,4	112,1	61,8	98,5
G80	1,9	399,7	0,58	0,0042	0,0001	0,0543	0,0036	0,0933	0,0062	27,3	0,6	53,7	7,0	1493,0	104,3	49,2	98,2
G82	3,9	1007,3	0,26	0,0038	0,0000	0,0427	0,0021	0,0801	0,0040	24,6	0,5	42,5	4,2	1200,4	70,7	42,1	98,0
G85	1,5	172,2	0,89	0,0076	0,0001	0,4140	0,0142	0,3945	0,0133	48,9	1,4	351,7	21,8	3888,1	68,0	86,1	98,7
G86	2,1	342,7	0,81	0,0051	0,0001	0,1448	0,0059	0,2114	0,0087	33,0	0,9	137,3	11,4	2916,2	79,6	76,0	98,9
G88	1,1	203,9	0,73	0,0044	0,0001	0,0567	0,0074	0,0959	0,0125	28,6	1,0	56,0	14,9	1546,6	208,7	49,0	98,2
G89	1,6	303,5	0,63	0,0045	0,0001	0,0569	0,0049	0,0948	0,0082	28,9	0,8	56,2	9,8	1524,1	137,0	48,5	98,1
G9	1,9	365,7	0,99	0,0042	0,0001	0,0693	0,0043	0,1192	0,0073	27,3	0,6	68,0	8,3	1944,7	107,3	59,9	98,6
G91	1,3	262,6	0,82	0,0044	0,0001	0,0221	0,0054	0,0371	0,0091	28,0	0,8	22,2	10,9	-547,8	-355,7	-26,3	105,1
G92	1,8	325,4	1,02	0,0044	0,0001	0,0381	0,0045	0,0633	0,0075	28,5	0,8	38,0	9,0	718,7	123,2	24,9	96,0
G96	4,9	1078,7	0,44	0,0043	0,0000	0,0399	0,0017	0,0690	0,0029	27,5	0,5	39,7	3,4	897,2	50,7	30,7	96,9
G98	-17,9	599,5	0,30	0,0930	0,0006	10,2768	0,1756	0,8093	0,0112	573,4	7,5	2460,0	28,5	4938,2	28,9	76,7	88,4
G99	0,8	169,9	0,67	0,0043	0,0001	0,0537	0,0087	0,0893	0,0146	27,7	1,0	53,1	16,7	1410,2	249,6	47,9	98,0

°. Les meilleurs âges (Best Age) sont ceux dont le rapport ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)/($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) est inférieur à 15%.

E.2. Résultats et représentations isoplot

E.2.1. Echantillons du batholite côtier

TRU1

Cet échantillon donne un groupe d'âges proche de la concordia (rapport ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) sur ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) d'un système fermé) avec des rapports autour de 0.007 pour $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et entre 0.05 et 0.1 pour $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Figure E.1). Les intersections entre la concordia et la discordia donnent un âge jeune à 44.7 ± 5.0 Ma et un âge vieux à plus de 5 milliards d'années. La majorité des âges étant jeunes, la représentation sous forme de diagramme de Tera-Wasserburg (rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) est utilisée (Figure E.2) et donne un âge à 44.8 ± 3.7 Ma.

Sur la même intrusion et à moins de cent mètres, *Wipf* [2006] reporte un âge trace de fission sur zircon à 46.0 ± 4.0 Ma et un âge de trace de fission sur apatite à 46.8 ± 9.2 Ma. Ces deux derniers étant interprétés comme résultants directement de l'âge de cristallisation du granite. Ainsi, dans la suite de l'étude, l'âge à 44.8 ± 3.7 Ma, cohérent avec ceux publiés, sera gardé.

TRU6

Cet échantillon donne, à l'exception de deux rapports isotopiques, des ellipses sur la concordia (Figure E.3). Les rapports isotopiques ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) varient de 0.0133 à 0.5 (Table E.2). Les rapports ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) varient quant-à-eux de 0.5 à plus de 12. La gamme d'âges s'étend ainsi de 85 à plus de 2600 Ma (Table E.2).

Pour l'utilisation de cet échantillon pour la thermochronologie basse-température, l'information importante est que l'âge concordant le plus jeune (85 Ma) de cet échantillon est plus vieux que l'âge oligocène (voir chapitre 5) donné par les traces de fission sur apatite. D'un point de vue magmatique et pétrologique, il est probable que cette intrusion soit issue d'un mélange complexe de recyclage de croûte. N'ayant ni accès à la morphologie des zircons datés ni à leur zonation et le lieu du tir, l'interprétation ne sera pas poussée plus loin. La datation K-Ar reportée sur cette intrusion donne un âge Oligocène supérieur (28 Ma [*Navarro et Mamani*, 2009] voir chapitre 5).

E.2.2. Zone Subandine

TRU69

Cet échantillon provient de la partie inférieure de la formation Oligo-Miocène Chambira (voir chapitres 3 et 4). Les 130 zircons datés donnent des rapports variant de 0.004 à 0.015 pour le rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, et de 0.001 à quasiment 1 pour le rapport $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Table E.3, Figure E.3). 32 zircons datés donnent un pourcentage de concordance du rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ inférieur à 15% (Table E.3, Figure E.5) indiquant une proximité à la concordia et une bonne concordance entre les âges. Tous à l'exception d'un seul s'alignent sur une discordia dont l'intersection avec la concordia donne un âge à 26.52 ± 0.85 Ma (Figure E.4). Sur le diagramme de Terra-Wasserburg, l'intersection donne un âge à 27.7 ± 0.6 Ma. Plus précis, ce dernier sera conservé.

La source de l'échantillon TRU69 apparaît être unique. Celle-ci ne peut-être cratonique et orientale car aucune activité magmatique n'y est mentionnée. J'attribue une source volcanique andine à cet échantillon donnant un âge stratigraphique minimum à la formation de 27.7 ± 0.6 Ma.

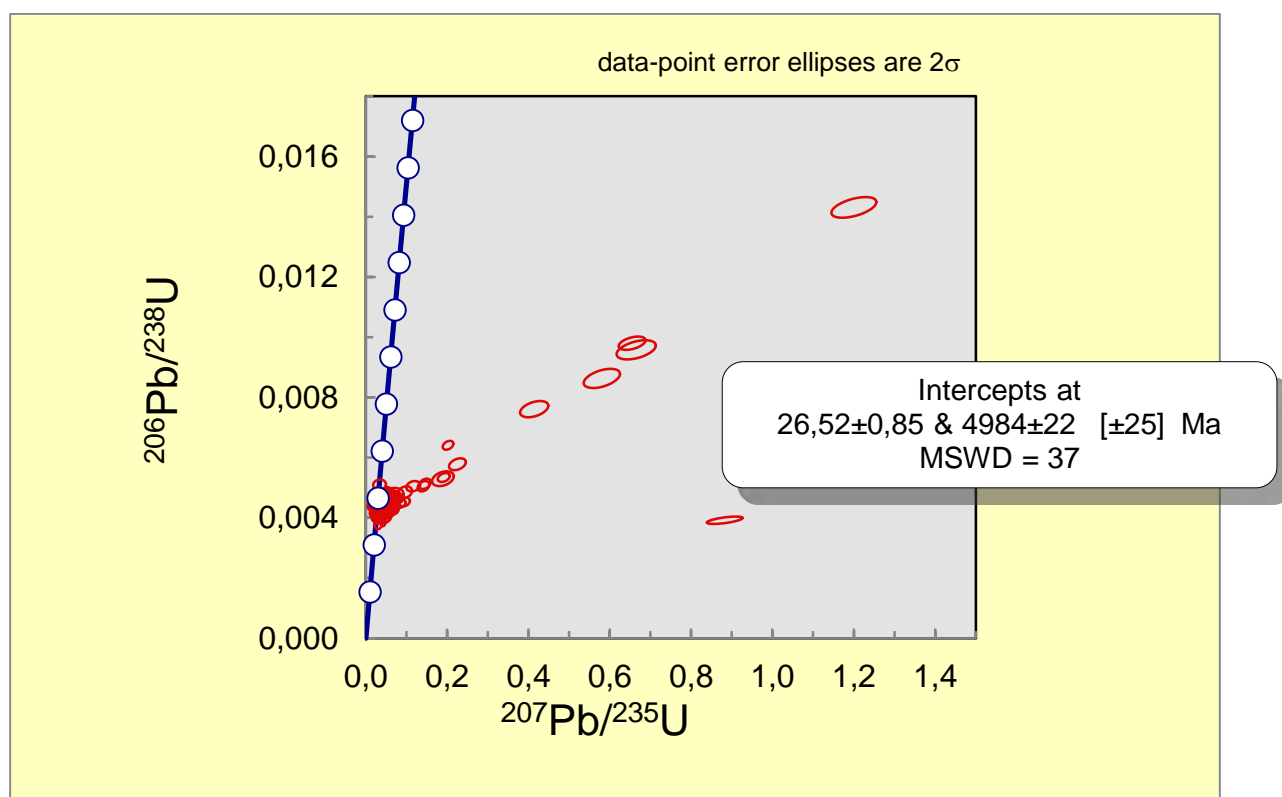


Figure E.3. Représentation isoplot des rapports isotopiques $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ de l'échantillon TRU69.

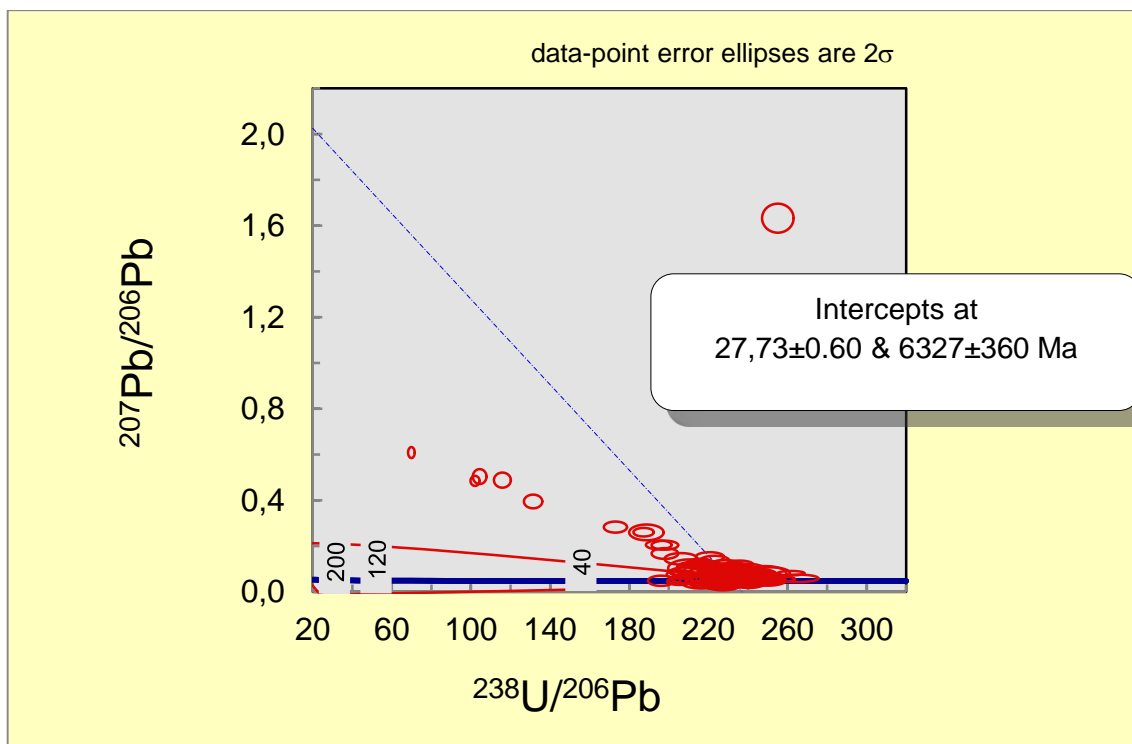


Figure E.4. Représentation isoplot de l'échantillon TRU69 sur le diagramme Tera-Wasserburg.

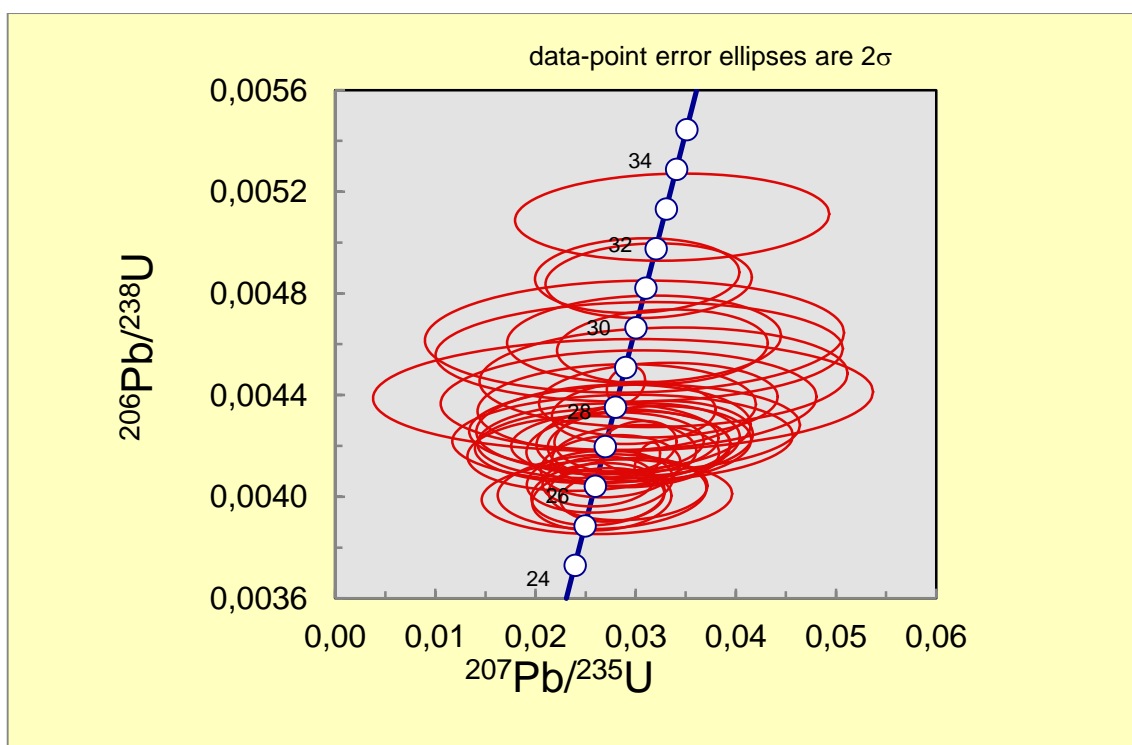


Figure E.5. Représentation isoplot de l'échantillon TRU69 en ne gardant que les âges concordants (pourcentage de concordance $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ inférieur à 15%).

ANNEXE F – DATATIONS $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

Comme mentionné dans les chapitres 2 et 5, ces quatre échantillons ont d'abord été envoyés au laboratoire de P. Monié pour des analyses de roche totale présentée en Table. F.1.

Table F.1. Résultats en éléments mineurs. LD, limite de détection.

Sample name	Sc ppm	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	PF %	Total %
TRU146	18.99	60.54	16.903	5.126	0.116	1.461	4.840	3.559	2.440	0.796	0.19	2.71	98.68
TRU241	14.22	59.76	17.59	7.405	0.123	0.896	0.821	9.857	0.190	0.692	0.18	1.53	99.04
TRU242	12.56	59.98	19.22	5.218	0.111	0.562	1.216	8.661	0.486	1.120	0.26	2.27	99.10
TRU261	< LD	1.48	0.313	0.103	0.004	0.088	52.62	0.024	0.045	0.028	0.08	44.1	98.84

Les résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, dont la méthode est expliquée dans le chapitre 2 sont ensuite présentée dans les Figures F.1 à F.4.

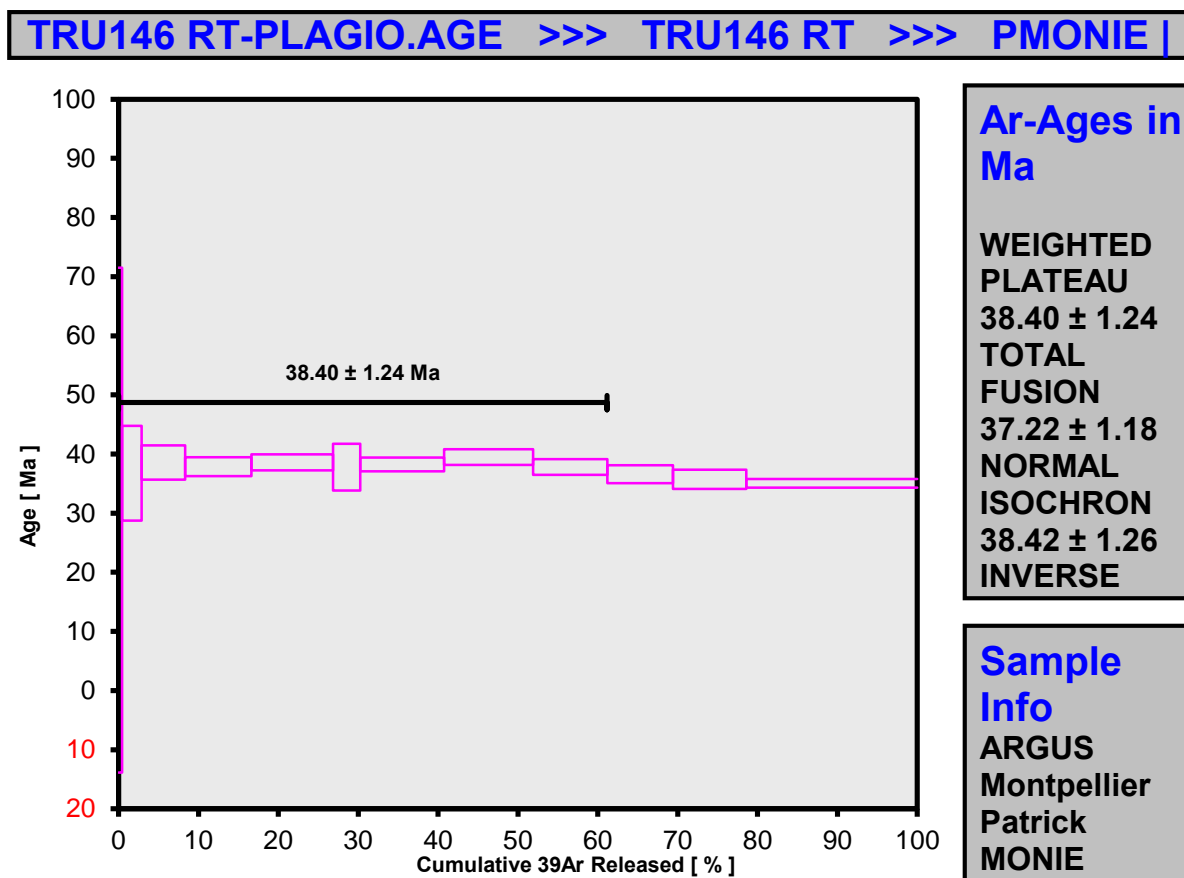


Figure F.1. Représentation plateau de l'échantillon TRU146.

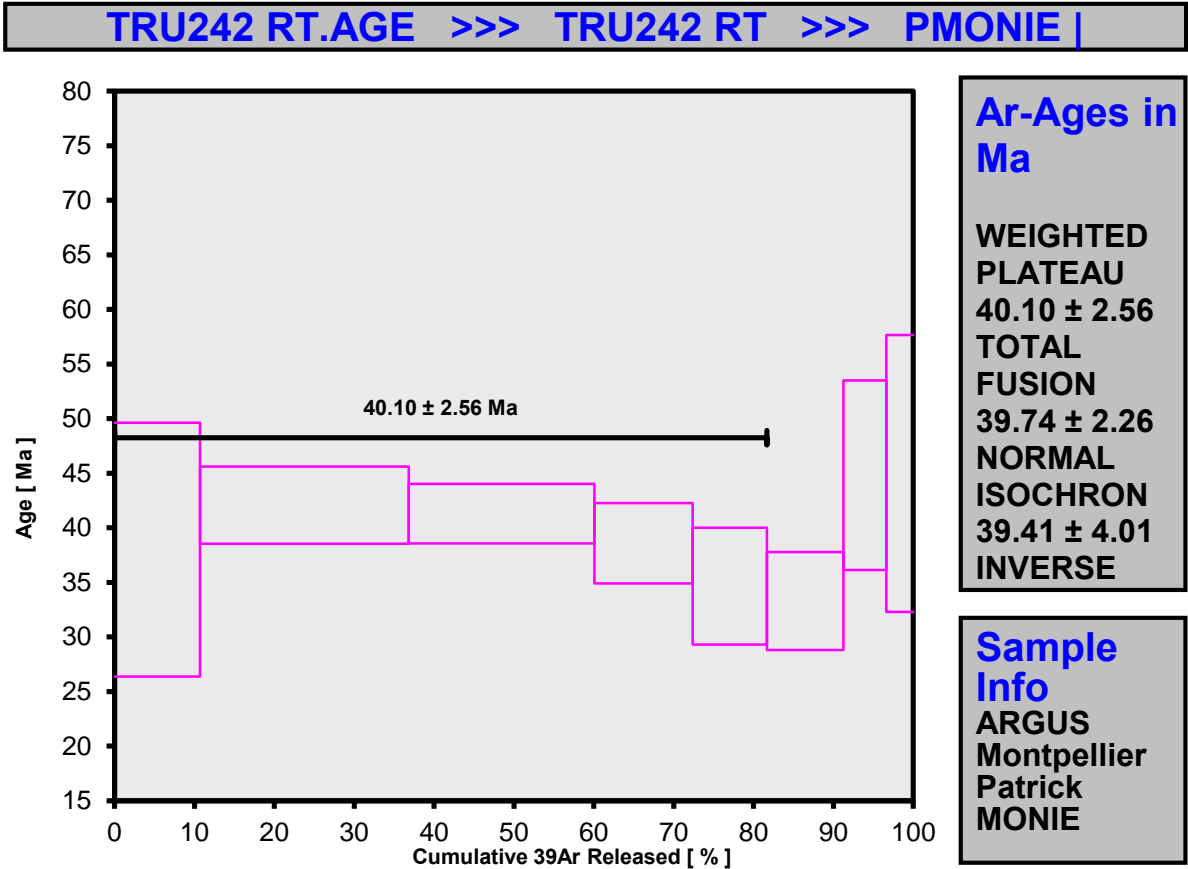


Figure F.2. Représentation plateau de l'échantillon TRU242.

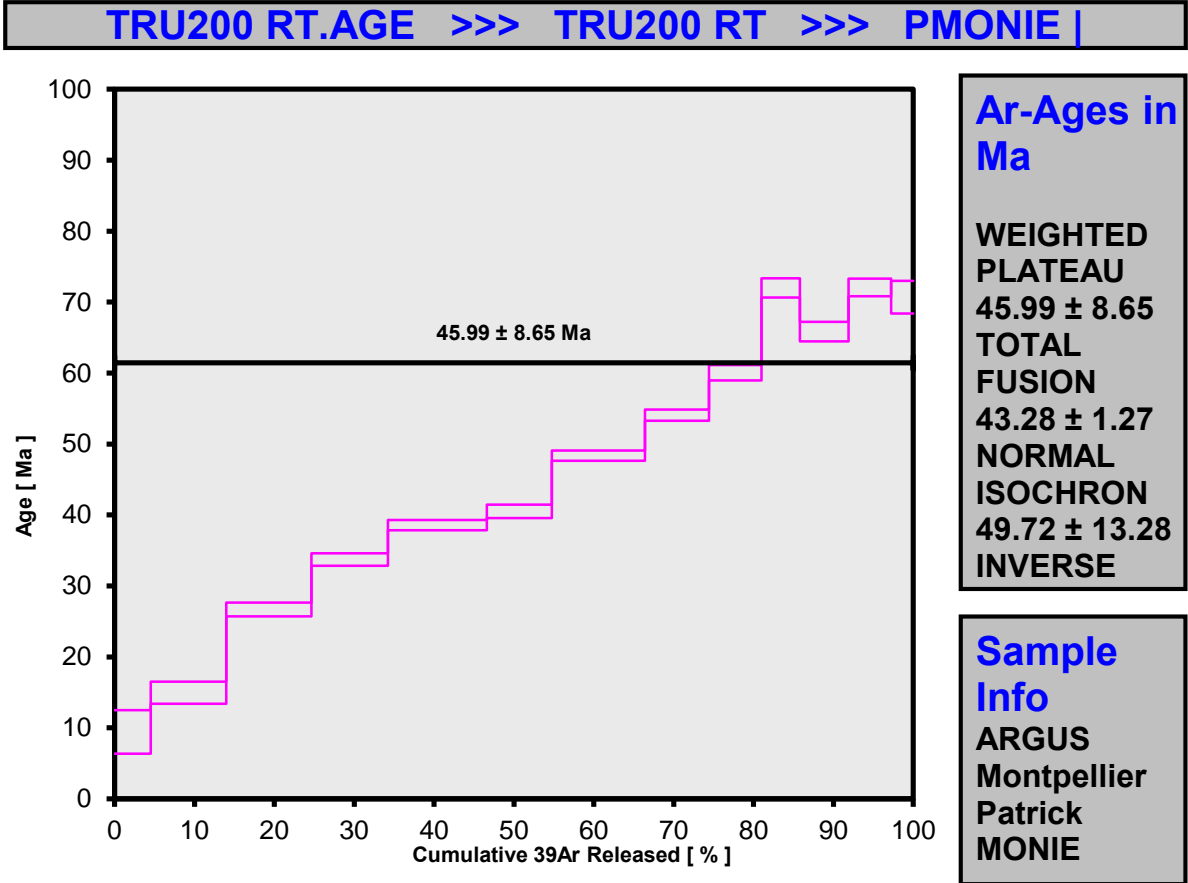


Figure F.3. Représentation plateau de l'échantillon TRU200.

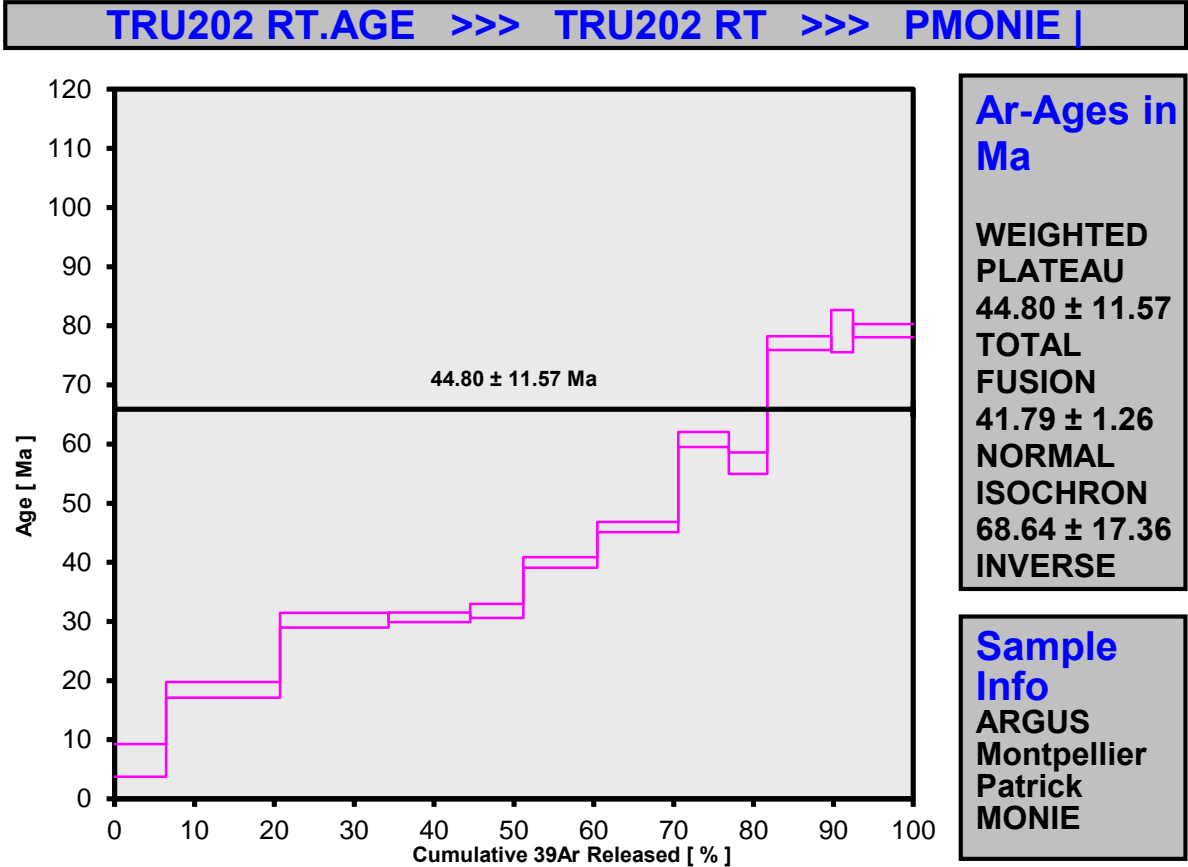


Figure F.4. Représentation plateau de l'échantillon TRU202.

ANNEXE G - DATATIONS AU CARBONE 14

En guise de détails sur la méthode de datation et de tables de résultats, la lettre de Messieurs Dumoulin et Moreau adressé à S. Bonnet qui m'a permis de réaliser ces datations, a été conservée telle quel.

Laboratoire de Mesure du Carbone 14

UMS 2572 bâtiment 450 porte 4E
CEA Saclay, 91191 Gif sur Yvette Cedex

Préparation des échantillons : JP.Dumoulin

tel : 01 69 82 43 29
fax : 01 69 08 15 57
email : dumoulin@lsce.cnrs-gif.fr

Mesures et analyse des données : C.Moreau

tel : 01 69 08 14 05
fax : 01 69 08 15 57
email : christophe-r.moreau@cea.fr

Stéphane BONNET
Université de Toulouse
GET - Observatoire Midi-Pyrénées
UMR 5563
14 av E. Belin
31400 Toulouse
stephane.bonnet@get.obs-mip.fr

Saclay, le 13/03/2012

Cher Collègue,

Vous trouverez ci-après les résultats des mesures de concentration en ^{14}C de vos échantillons de tourbes, bois et végétaux (SacA27359 à SacA27368). Nous avons rencontré un problème lors de la préparation des échantillons SacA27363 et SacA27365, ils sont donc actuellement réparés.

Les échantillons sont examinés à la loupe binoculaire afin d'éliminer d'éventuels contaminants (poils, fibres, radicules...). Une quantité suffisante de chaque échantillon de tourbe, bois et végétaux est prélevée afin de procéder au traitement Acide, Base, Acide (A,B,A) :

- L'échantillon est traité à l'acide chlorhydrique 0.5N pendant 1 heure à 80°C afin d'éliminer les carbonates puis rincé à l'eau ultrapure jusqu'à pH neutre.
- L'échantillon est ensuite traité à la soude 0.1N pendant 1 heure à 80°C pour éliminer les acides humiques. Le rinçage à l'eau ultrapure se poursuit jusqu'à pH neutre.
- L'échantillon subit un dernier lavage à HCl 0.5N pendant 1 heure à 80°C pour éliminer le CO₂ atmosphérique moderne éventuellement absorbé par l'échantillon lors du traitement basique. Le rinçage à l'eau ultrapure se poursuit jusqu'à pH neutre

L'échantillon est séché dans une étuve à vide. Des quantités différentes selon la nature de l'échantillon sont prélevées afin d'obtenir, après combustion, un volume de CO₂ contenant environ 1 mg de C. L'échantillon est brûlé en présence d'environ 500 mg d'oxyde de cuivre et d'un fil d'argent pendant 4 heures à 900°C.

Le CO₂ obtenu est ensuite réduit par H₂ en présence de poudre de fer à 600°C. La quantité de fer est égale à 3 fois la quantité de carbone. Le carbone se dépose sur la poudre de fer et l'ensemble est ensuite pressé dans une cible.

L'activité en ¹⁴C de l'échantillon est calculée en comparant les intensités mesurées séquentiellement des faisceaux de ¹⁴C, ¹³C et ¹²C de chaque échantillon avec ceux de standards de CO₂ préparés à partir de l'acide oxalique de référence HOxI. Elle est exprimée en pMC (percent modern carbon) normalisé à un δ¹³C de -25 pour mille. Les âges radiocarbone sont calculés selon Mook et Van der Plicht (Radiocarbon 41 (1999) p.227) en corrigeant le fractionnement avec le δ¹³C calculé à partir de la mesure du rapport ¹³C/¹²C mesuré sur Artemis. Ce δ¹³C inclut le fractionnement survenant aussi bien pendant la préparation des échantillons que pendant la mesure SMA. Il ne peut donc pas être comparé au δ¹³C mesuré sur un spectromètre de masse. L'erreur sur la mesure tient compte à la fois de l'erreur statistique, de la variabilité des résultats et du blanc soustrait au résultat. Le résultat est donné sans soustraction d'âge réservoir.

Nous restons à votre disposition pour tout renseignement complémentaire concernant vos résultats.

Cordialement,

Jean Pascal Dumoulin & Christophe Moreau

N° cible	référence échantillon	Nature	mg C	δ ¹³ C	pMC corrigé du fractionnement			âge radiocarbone BP		
						±			±	
SacA 27359	TRU251	bois	0.19	3.20	60.32	±	0.40	4060	±	50
SacA 27360	TRU253	bois	1.17	-23.30	8.16	±	0.11	20130	±	110

ANNEXE H - EXTRACTION DE DONNEES DE PENDAGES POUR LEUR INTEGRATION SOUS 2D MOVE

H.1. Introduction

Pour la construction de coupes géologiques sur de longs transects, il serait rédhibitoire de se restreindre aux seules mesures de terrain acquises durant les campagnes. Les bases de données des cartes au 1/100 000ème de la zone étant inexistantes, il a fallu numériser les symboles de représentation de pendages des couches. Ce tutoriel propose une succession d'astuces pour arriver à fabriquer un fichier de données de pendages utilisables sous 2DMove. Le protocole qui suit utilise Arcgis, Excel et 2DMove mais peut s'adapter à d'autres logiciels SIG (mapinfo...) et à d'autres logiciels de traitements de données.

H.2. Méthode

Le logiciel 2D Move intègre les données de pendage sous forme de fichier texte contenant les coordonnées du point de mesure en projection UTM (Universal Transverse Mercator), la valeur du pendage et l'azimut du pendage. Graphiquement, il est dessiné la plupart du temps en représentant la direction de l'intersection des couches et d'un plan horizontal, la direction de plongement et la valeur du pendage (Figure H.1.a). La première étape est donc de géoréférencer les cartes scannées sous un logiciel SIG (Système d'Information Géographique) tel qu'Arcgis ou Mapinfo (Figure H.1.b). Ces fichiers « rasters » peuvent être projetés dès cette étape en format UTM. Il s'agit ensuite de dessiner un segment, soit deux points, par mesure. Chaque segment a pour origine l'intersection des deux traits (points a et c de la Figure H.1.b) et l'extrémité est le bout du segment de direction de plongement (points b et d de la Figure H.1.b). A ce stade il faut construire une table éditable en transformant les segments dessinés sur Arcmap en fichiers forme (extension .shp). Les coordonnées de ces points pourront être extraites dans une table à l'aide de l'outil « write feature to text file » d'Arcgis. En session d'édition, la valeur du pendage doit être ajoutée à chaque segment. Pour le segment [ab], elle est de 32 par exemple (Figure H.1.a).

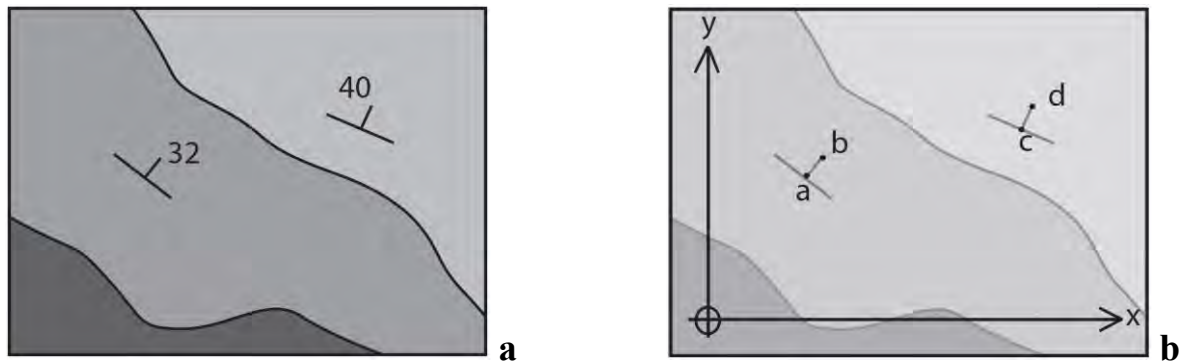


Figure H.1. Carte géologique orientée Nord avec deux représentations de mesure de pendage à gauche et segments de mesure de pendages, repérés dans l'espace à droite.

La suite du travail s'effectue sous un logiciel de traitement de données. J'ai utilisé pour ma part, Excel car les opérations à faire sur les coordonnées sont simples. Le fichier à traiter possède donc les coordonnées des deux points de chaque segment ainsi que la valeur du pendage associé. Il s'agit de calculer la valeur de l'azimut du pendage à l'aide des coordonnées. Selon chaque quadrant, l'opération trigonométrique à faire pour extraire l'angle est différente. Les quatre cas sont résumés dans la Figure H.2.

	$x_b - x_a > 0$ $y_b - y_a > 0$	$\theta = \arctan\left(\frac{x_b - x_a}{y_b - y_a}\right)$
	$x_b - x_a > 0$ $y_b - y_a < 0$	$\theta = 90 + \arctan\left(\frac{y_b - y_a}{x_b - x_a}\right)$

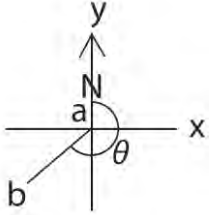
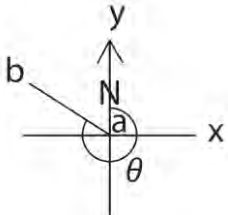
	$x_b - x_a > 0$ $y_b - y_a > 0$	θ $= 180 + \arctan\left(\frac{x_b - x_a}{y_b - y_a}\right)$
	$x_b - x_a > 0$ $y_b - y_a > 0$	θ $= 270 + \arctan\left(\frac{y_b - y_a}{x_b - x_a}\right)$

Figure H.2. Calcul de l'azimut du pendage θ en degré selon son quadrant (voir texte pour explications).

A l'aide d'une imbrication de fonctions logiques de types « Si (condition sur les valeurs de $x_b - x_a$ et de $y_b - y_a$, résultat si oui, résultat si non) », on trouve toutes les valeurs de θ , azimut du pendage en radian. Enfin en conservant les coordonnées du point origine de chaque segment (points a, c,...), les valeurs de pendages et l'azimut extrait, la table peut être construite. Les valeurs d'angle devront être données en degrés. 2DMove comprend automatiquement les tables si elles sont de cette forme :

Xutm	Yutm	DIP	DIP AZIMUT
x_a	y_a	32	$\theta_{degrés}$
...			

Par ailleurs, cette table pourra tout-à-fait être utilisée pour afficher des mesures de pendages sous forme de symboles lors de la réalisation d'une carte géologique.

Table des figures et tableaux

Chapitre I – Introduction et problématique

Figure I.1. Carte du continent sud-américain et dénomination des différentes parties des Andes. Modifié de [*Sempere et al.*, 2002]. -25-

Figure I.2. Configuration géodynamique actuelle de la cordillère : modifié d'après *Espurt et al.*, [2008] et *Martinod et al.*, [2010]. -26-

Figure I.3. Coupe longitudinale entre 2 et 18°S du panneau plongeant sous le Pérou D'après *Gutscher et al.*, [1999]. -27-

Figure I.4. Carte des bassins sédimentaires du Pérou. -28-

Chapitre II – Méthodologie

Figure II.1. Schéma de la décroissance radioactive, d'après <i>Braun et al.</i> , [2006].	-40-
Figure II.2. Systèmes thermochronologiques représentés selon leur gamme de température de fermeture liée à la profondeur, extrait de <i>Brichau</i> , [2004].	-41-
Figure II.3. Refroidissement 1D Modifié de <i>England et Molnar</i> , [1990].	-42-
Figure II.4. Illustration de la datation de l'activité d'un chevauchement.	-43-
Figure II.5. Illustration de la méthode du détecteur externe, voir texte pour explications. Modifié après <i>Hurford et Carter</i> , [1991].	-45-
Figure II.6. Illustration d'une représentation radiale. D'après <i>Galbraith et al.</i> , [1999].	-47-
Figure II.7. Illustration schématique [<i>Brichau</i> , 2004, modifiée après <i>Farley</i> , 2002] des effets d'éjection.	-51-
Figure II.8. Schéma de l'équipement utilisé pour les mesures AHe dans cette étude, extrait de [<i>Brichau</i> , 2004].	-52-
Figure II.9. Relation entre Soulèvement des roches, érosion et soulèvement de la surface Modifié de [<i>England et Molnar</i> , 1990].	-54-
Figure II.10. PAZ exhumée. Modifié de [<i>Fitzgerald et al.</i> , 1995].	-55-
Table II.1. Altitudes des échantillons de la thèse.	-56-
Figure II.11. Dépendance du taux de chauffe Q (heating rate) sur T_{MAX} pour 4 Ro fixes. Graphique réalisé à partir de Easy%Ro [<i>Sweeney et Burnham</i> , 1990].	-58-
Figure II.12. Température maximale atteinte (T) sur sa valeur de Ro associée.	-58-
Figure II.13. Pli par propagation de faille [<i>Mitra</i> , 1990].	-63-
Figure II.14. Méthode du flexural slip sous 2DMove™.	-63-
Figure II.15. Basiques de géologie structurale. D'après <i>Moretti et Callot</i> , [2012].	-64-
Table II.2. Distribution du raccourcissement (Figure IV.9, chapitre 4).	-70-

Chapitre III – Charte stratigraphique et héritage tectonique

- Figure III.1.** Diagramme chrono-stratigraphique le long de la coupe d'étude (présent en Annexe B). -84-
- Figure III.2.** Carte géologique de la zone étudiée (Annexe A). -87-
- Figure III.3.** Interprétation sismique dans le bassin d'Ucayali vers 11°S [*Espurt et al.*, 2008]. Le groupe Ambo (en rose) est déposé en discordances progressives relié à l'activité chevauchements à vergence NE, réactivés durant le tertiaire. -88-
- Figure III.4.** Ligne sismique interprétée DX 51, d'après *Calderon et al.*, [2012]. -90-
- Figure III.5.** Vue synoptique de l'orogène Juruá au Pérou [*Bump et al.*, 2008]. Les lignes sismiques DX31 et PHI12 sont situées dans le bassin du Marañón. -91-
- Figure III.6.** Photo interprétée du rift Mitú sur le flanc est de la vallée du Marañón dans la Cordillère Orientale, District de Balsas, nord Pérou. -93-
- Figure III.7.** Vue synoptique de la phase de déformation Névadienne, contemporaine de la Formation Sarayaquillo d'après [*Bump et al.*, 2008]. -95-
- Figure III.8.** Photo interprétée de la déformation syn-sédimentation Sarayaquillo. District de Chazuta, proche Tarapoto, Province San Martin, nord Pérou. -96-
- Figure III.9.** Lithostratigraphie du bassin Huallaga, extrait de [*Eude et al.*, 2012], modifié de *Hermoza et al.*, [2005]. -101-
- Figure III.10.** Modèle géodynamique pour l'évolution des Andes du Nord et Centrales pour la période 200 à 140 Ma [*Jaillard et al.*, 1990]. -103-
- Figure III.11.** Colonne stratigraphique de la cordillère Occidentale. -107-
- Figure III.12.** Localisation des bassins sédimentaires (*Cuenca*) de Trujillo et de Salaverry et transect d'étude en ligne noir. Modifié de *Wine et al.*, [2001a]. -110-
- Figure III.13.** Evolution cénozoïque du bassin Trujillo, extrait de [*Vega Guzman*, 2003]. Les couleurs correspondent aux cortèges transgressifs et régressifs de la nomenclature de *Catuneau*, [2002]. -113-

Chapitre IV – Déformation et Exhumation du prisme orogénique oriental

Figure IV.1. Geological map of the studied area.	-129-
Figure IV.2. Chronostratigraphic diagram along the studied transect.	-130-
Figure IV.3. Geological map with data used for balanced cross-section construction.	-134-
Figure IV.4. 91MPH23 seismic line interpretation.	-135-
Figure IV.5. Seismic interpretation of the ARC3, BP19 and DX47 profiles.	-136-
Table IV.1. Samples informations	-139-
Table IV.2. AFT results	-140-
Table IV.3. (U-Th)/He ages on apatite given by aliquots	-141-
Table IV.4. Ro value	-142-
Figure IV.6. Regional balanced cross section and restoration.	-144-
Figure IV.7. Marañón age-elevation profile, elevation in meters above sea level (m asl) vs cooling-age plotting.	-147-
Figure IV.8. AFT and AHe ages, Ro data, and thermal modeling for the Subandean zone samples. The legend is the same as in Figure 5.	-150-
Figure IV.9. Sequential restoration of the crustal balanced cross section.	-151-

Chapitre V – Déformation et Surrection de la Cordillère Occidentale

- Figure V.1.** Localisation de la Cordillère Occidentale sur la carte géologique de toute la zone étudiée (Annexe A) avec les datations et données. FTB, Fold and Thrust Belt. -166-
- Figure V.2.** Colonne stratigraphique de la Cordillère Occidentale. -168-
- Figure V.3.** Carte géologique de la Cordillère Occidentale au niveau de la coupe d'étude (en trait noir). Marañon FTB (Marañon fold and thrust belt). -170-
- Figure V.4.** Illustration schématique de l'inversion de failles extensives du Groupe Mitú (Ps-m). Extrait de *Scherrenberg et al.*, [2012]. -171-
- Figure V.5.** Rotations paléomagnétismes d'après [*Rousse et al.*, 2003]. -172-
- Figure V.6.** Carte géologique de la Cordillère Occidentale sur laquelle les datations de la littérature et de cette étude sont reportées. -173-
- Figure V.7.** Carte géologique issue de l'étude de *Rivera et al.*, [2005]. Calipuy. -177-
- Figure V.8.** Evolution spatiale et temporelle du volcanisme cénozoïque dans la zone de Santiago de Chuco [*Navarro et al.*, 2008]. -178-
- Figure V.9.** Panorama interprété de la disposition du batholite côtier par rapport à la colonne sédimentaire. -178-
- Figure V.10.** Formation Chicama intrudée par des sills granodioritiques. -179-
- Figure V.11.** Photo interprétée de la vallée Moche. -180-
- Figure V.12.** Photo en direction du Nord, illustrant le régime torrentiel affectant les contreforts de l'escarpement de la côte, au niveau de la commune de Sinsicap (Figure V.13). Sinsicap, district de Trujillo, province La Libertad, nord Pérou. -180-
- Figure V.13.** Prise de vue Google Earth de l'escarpement côtier en direction du sud et son interprétation. Localisation des cinq photos précédentes en rectangle blanc. -181-
- Figure V.14.** Discordances progressives observées dans la formation turonienne. -184-
- Figure V.15.** Interprétation schématique des discordances progressives turoniennes. -185-
- Figure V.16.** Panorama interprétée de deux plis de la chaîne du Marañón. -186-

Figure V.17. Coupe de la Cordillère Occidentale.	-189-
Table V.1. Localisation des échantillons de la Cordillère Occidentale.	-190-
Figure V.18. Photos « en miroir » interprétées de la discordance du groupe Calipuy.	-191-
Figure V.19. Photos « en miroir » interprétées du contact sud, Calipuy.	-193-
Figure V.20. Panorama interprété de la Formation Cajabamba.	-195-
Figure V.21. Figures d'échappements de fluides dans Fm Cajabamba.	-196-
Figure V.22. Carte géologique de la Vallée de Cajabamba.	-197-
Figure V.23. Discordances progressives dans la formation Codebamba.	-198-
Figure V.24. Colonne stratigraphique du bassin Cajabamba.	-199-
Table V.2. Résultats des datations radiocarbone (compléments en Annexe G).	-200-
Figure V.25. Déformation extensive syn-sédimentaire Fm Cajabamba.	-201-
Figure V.26. Déformation compressive affectant les terrasses quaternaires.	-201-
Figure V.27. Déformation compressive dans les terrasses quaternaires.	-202-
Figure V.28. Captures hydrographiques	-203-
Figure V.29. Carte géologique de la vallée Moche.	-205-
Table V.3. Résultats des âges trace de fission comptés.	-206-
Table V.4. Résultats (U-Th)/Hélium sur apatite (AHe).	-207-
Figure V.30. Représentation Age-Altitude des âges thermochronologiques.	-208-
Figure V.31. Représentation âge AHe-altitude des échantillons du profil Moche.	-209-
Figure V.32. Représentation des âges thermochronologiques sur un profil swath de bande de 10 km de part et d'autre de la rivière Moche.	-211-
Figure V.33. Modélisation T-t de l'échantillon TRU246.	-212-
Figure V.34. Modélisations numérique temps-Température du profil Moche.	-214-

Chapitre VI – Discussion et Conclusion

- Figure VI.1.** Carte de la sismicité ($\text{Mag} > 4$) sous le Pérou. Extrait de *Gutscher et al.*, [1999].
Positions du *Plateau Inca* et de la ride de Nazca. -234-
- Figure VI.2.** Coupe structurale à l'échelle lithosphérique. -235-
- Figure VI.3.** Synthèse chronologique des résultats de la thèse. -236-
- Figure VI.4.** Modèle des prismes critiques, modifié de *Davis et al.*, [1983]. -240-
- Figure VI.5.** Reconstitutions à 25, 20, 15, 10 et 5 Ma, de la position du *Plateau Inca* relativement à celle de la ride de Nazca. -247-
- Figure VI.6.** Modèle pour un profil lithosphérique des Andes nord-péruviennes : système d'imbrication avec duplex crustal. Extrait de *Mourier*, [1988]. -248-
- Figure VI.7.** Hypothèse d'une coupe lithosphérique avec l'entrée en subduction d'un coin de lithosphère continentale sous plaquée. Capture d'écran 2DMOVE™. -249-
- Figure VI.8.** Evolution d'un système orogénique cordillèrain selon *DeCelles et al.*, [2009].
As, asthénosphère ; Ec, racine éclogitisée ; HFE, (high flux episode) épisodes de flux magmatique intense. -249-
- Figure VI.9.** Illustration des zones en déformation durant la formation d'un pli anticlinal (ellipses de déformation), sur un zoom de la coupe d'étude. -256-

Annexes

Annexe A. Carte géologique de la zone étudiée.	-263-
Annexe B. Charte stratigraphique le long du transect d'étude.	-265-
Figure C.1. Modèle numérique de terrain de la zone étudiée. Coupe en rouge ; BAPNA et BAPSA (Bassins d'avants-pays Nord ou Sud amazoniens).	-268-
Figure C.2. Table à secousses en fonctionnement.	-269-
Figure C.3. Ampoule à décanter remplie de bromoforme : fraction légères flottantes et lourdes proche du robinet.	-270-
Figure C.4. Schéma du protocole de préparation à la datation. Modifié de <i>Hudford et Carter</i> , [1991].	-271-
Table D.1. Valeurs calculées du facteur ξ pour les trois standards DUR, apatite de Durango, FC, apatite de Fish Canyon et MD, apatite de Mont Dromadery (chapitre 2). E, Erreur, Z, Zéta et V, ξ soustrait de la valeur moyenne du ξ (colonne 5). Les résultats sont présentés du standard compté en dernier en haut, au premier en bas.	-273-
Table D.2. Résultats des comptages de tous les échantillons du prisme orogénique oriental. SB, Stéphanie Brichau ; AE, Adrien EUDE.	-274-
Figure D.1. Représentations Radial Plot des échantillons du profil Marañón, générées par l'application RadialPlotter [Vermeesch, 2009]. n, nombre de grains comptés ; se, σ ; $P(X^2)$, $P(\chi^2)$ test ; grains colorés graduellement selon leur concentration en chlore.	-275-
Figure D.2. Profil âge-altitude de la vallée du Marañón avec tous les résultats AFT.	-277-
Figure D.3. Modélisations numérique temps-Température HeFTy des échantillons TRU38 et TRU39, de la vallée Marañón.	-277-
Table D.3. Résultats des comptages de tous les échantillons de la Cordillère Occidentale. SB, Stéphanie Brichau ; AE, Adrien EUDE.	-282-
Figure D.4. Représentations Radial Plot des échantillons du profil Moche, générées par l'application RadialPlotter [Vermeesch, 2009]. n, nombre de grains comptés ; se, σ ; $P(X^2)$, $P(\chi^2)$ test ; grains colorés graduellement selon leur concentration en chlore.	-283-

Figure D.5. Profil âge-altitude de la vallée Moche avec les résultats d'Adrien EUDE et ceux de <i>Martin Wipf</i> .	-288-
Table E.1. Table de localisation des trois échantillons.	-289-
Table E.2. Résultats des rapports isotopiques des échantillons du batholite de la côte.	-290-
Figure E.1. Représentation isoplot de l'échantillon TRU1.	-292-
Figure E.2. Représentation isoplot de l'échantillon TRU1 sur un diagramme Tera-Wasserburg. Les rectangles gris indiquent les âges en Ma sur la concordia.	-293-
Table E.3. Résultats U-Pb de l'échantillon TRU69.	-294-
Figure E.3. Représentation isoplot des rapports isotopiques $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ de l'échantillon TRU69.	-299-
Figure E.4. Représentation isoplot de l'échantillon TRU69 sur le diagramme Tera-Wasserburg.	-300-
Figure E.5. Représentation isoplot de l'échantillon TRU69 en ne gardant que les âges concordants (pourcentage de concordance $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ inférieur à 15%).	-300-
Table F.1. Résultats en éléments mineurs. LD, limite de détection.	-301-
Figure F.1. Représentation plateau de l'échantillon TRU146.	-301-
Figure F.2. Représentation plateau de l'échantillon TRU242.	-302-
Figure F.3. Représentation plateau de l'échantillon TRU200.	-303-
Figure F.4. Représentation plateau de l'échantillon TRU202.	-303-
Figure H.1. Carte géologique orientée Nord avec deux représentations de mesure de pendage à gauche et segments de mesure de pendages, repérés dans l'espace à droite.	-308-
Figure H.2. Calcul de l'azimut du pendage θ en degré selon son quadrant.	-309-

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

La croissance des Andes Centrales du nord Pérou (5-9°S) : Propagation d'un prisme orogénique dans un contexte d'héritage tectonique et de subduction plane.

Auteur : *Adrien EUDE*

Année de soutenance : *2014*

Discipline ou spécialité : *Sciences de la Terre et de l'Univers*

Résumé : Par une étude pluridisciplinaire, cette thèse propose un modèle d'orogénèse pour les Andes Centrales du nord du Pérou au niveau d'un transect situé entre 5 et 9°S de latitude. La structure de la chaîne est analysée grâce à la construction de ~600 km de coupes équilibrées. Le raccourcissement horizontal total calculé est d'au moins 220 km. La cinématique de la déformation du prisme orogénique a pu être déterminée à partir de données sismiques, de travaux de terrain, de datations de thermochronologie basse-température (traces de fission et (U-Th)/He sur Apatite) et de mesures de réflectance de la vitrine. Les résultats montrent que la déformation est très influencée par les événements tectoniques pré-andins. Des structures de rift permo-triasique, inversées dès le Turonien, contrôlent à partir de l'Oligocène la déformation du prisme orogénique oriental andin composé de la Cordillère Orientale et de la zone Subandine. Du Turonien à l'Eocène, la déformation du prisme occidental, composé de la Cordillère Occidentale et des bassins d'avant-arc, se propage de façon continue et est influencée par des structures extensives jurassiques. L'intégration de données géophysiques (gravimétrie, sismicité) à d'autres datations (UPb, Ar-Ar, ¹⁴C), indique que le prisme est toujours en cours de déformation. Le régime tectonique auquel est soumis le prisme orogénique est dépendant des vitesses de convergence des plaques, elles-mêmes corrélées avec le pendage de la subduction et les phénomènes magmatiques. Entre 17 et 8 Ma, le synchronisme de l'exhumation à l'échelle de la chaîne à des vitesses variant de 0.1 à 0.2 mm.an⁻¹ et sa surrection est attribué à la propagation du prisme orogénique à la vitesse de ~7.1 mm.an⁻¹. Vers 8 Ma, l'instauration d'une subduction plane engendrée en partie par l'entrée en subduction du *Plateau Inca* permet l'arrêt de l'arc magmatique et la propagation de la déformation à la vitesse de 3.6 mm.an⁻¹ de 200 km vers l'avant-pays, guidée par l'héritage tectonique. Le modèle tectonique proposé prouve que le climat plus humide depuis le Miocène n'a pas d'influence sur la propagation de la déformation. L'absence de hauts plateaux sur cette zone est attribuée au contexte de subduction plane depuis le Miocène inférieur et à l'élargissement du prisme depuis ~8 Ma.

Mots clés : Andes Centrales, nord Pérou, Coupes équilibrées, Thermochronologie BT, Héritage Tectonique.

Abstract: This PhD thesis aim to constrain the formation and structural style of Central Andes in northern Peru (5-9°S) using ~600 km of balanced cross-sections. The minimum horizontal shortening of the entire mountain belt is estimated at about 220 km. The eastern orogenic wedge composed by the Eastern Cordillera and the Subandean zone, has been sequentially restored and calibrated by syn-tectonic sedimentation geometry, apatite fission-tracks and (U-Th)/He dating combined with vitrine reflectance measurements. Results show that the deformation is strongly influenced by inheritance tectonics. Permo-Triassic rifts are reactivated during Turonian times and are responsible of the Upper Oligocene deformation of the eastern orogenic wedge. Deformation of the continued western wedge, composed by the Western Cordillera and the forearc basins, occurs from Turonian to Eocene following inherited Jurassic extensive structures. The integration of new ages (U/Pb, Ar-Ar, ¹⁴C) and geophysical data (gravimetry, seismicity) proves that the orogenic wedge propagation is ongoing. Tectonic regime is closely related to plate convergence rates, themselves correlated to subduction dipping and magmatic processes. Between 17 and 8 Ma, the generalized exhumation rates ranging from 0.1 to 0.2 mm.yr⁻¹ is attributed to the 7.1 mm.yr⁻¹ orogenic wedge propagation. Around 8 Ma, the slab subduction flattening, supported by the *Inca Plateau* subduction, is responsible of the magmatic arc ending and of 200 km eastward deformation front propagation. No climatic control is necessary to propagate the deformation. The absence of high plateaus on this transect is attributed to the flat subduction context with a too recent 8 Ma belt widening.

Keywords: Central Andes, northern Peru, Balanced cross-sections, low-temperature Thermochronology, Inheritance Tectonics.