Interactions entre processus géodynamiques, tectonique régionale et climat : l'exemple des Andes australes au Néogène

Méline Salze

▶ **To cite this version:**

Méline Salze. Interactions entre processus géodynamiques, tectonique régionale et climat : l'exemple des Andes australes au Néogène. Tectonique. Université Bourgogne Franche-Comté, 2019. Français. NNT : 2019UBFCD015 . tel-02555073

HAL Id: tel-02555073
https://theses.hal.science/tel-02555073

Submitted on 27 Apr 2020

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

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

UBFC
UNIVERSITÉ
BOURGOGNE FRANCHE-COMTÉ

THÈSE DE DOCTORAT

DE L'ÉTABLISSEMENT UNIVERSITÉ BOURGOGNE FRANCHE-COMTÉ

PREPARÉE A L'UNIVERSITÉ DE FRANCHE-COMTÉ

École doctorale n°554

Environnement-Santé

Doctorat de géologie - Structure et évolution de la Terre

Par

Mme Méline SALZE

Interactions entre processus géodynamiques, tectonique régionale et climat : l'exemple des Andes australes au Néogène

Thèse présentée et soutenue à Besançon, le 19 mars 2019

Composition du Jury :

M. MARQUER Didier	Professeur à l'Université de Franche-Comté	Président et examinateur
M. PIK Raphaël	Directeur de Recherche CNRS à l'Université de Lorraine	Rapporteur
M. REGARD Vincent	Maître de Conférences à l'Université Toulouse III – Paul Sabatier	Rapporteur
M. DOMINGUEZ Stéphane	Chargé de Recherche CNRS à l'Université de Montpellier	Examinateur
M. MARTINOD Joseph	Professeur à l'Université Savoie Mont Blanc	Directeur de thèse
M. GONCALVES Philippe	Maître de Conférences à l'Université de Franche-Comté	Directeur de thèse

Ad augusta per angusta.

''Celui qui se dépêche en Patagonie, perd son temps.''

Proverbe patagon

Remerciements

L'histoire de cette thèse ne serait pas celle qu'elle est actuellement sans le soutien de nombreuses personnes qui ont été présentes, tant professionnellement que personnellement, de près comme de loin, au cours de ces 3 années et demie de travail, et bien au-delà depuis le début de mes études de géologie.

Au cours de ces trois années, j'ai été amenée à beaucoup voyager et je tenais à remercier toutes les personnes qui ont contribué au bon déroulement de ce travail. Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs, qui ont pris en main l'encadrement de cette thèse. Un grand merci à Joseph Martinod, qui m'a conseillé tout au long de mes travaux de recherche, aussi bien dans mon travail en laboratoire que sur le terrain. Je tiens à le remercier également pour sa bonne humeur, sa rigueur scientifique et sa capacité à transmettre les compétences scientifiques indispensables à la réalisation de ce travail. Je le remercie aussi pour son accueil lors de mes quelques passages à Chambéry. Je remercie également Philippe Goncalves pour tous ses conseils quels qu'ils soient, son soutien, et son aide précieuse, notamment pour la soumission de l'article. Je remercie aussi Christian Sue qui est à l'origine de ce projet de thèse. Je remercie également Philippe, Benjamin Guillaume et Frédéric Herman pour avoir participé aux comités de thèse et pour leurs précieux conseils au cours de ces trois années.

Je souhaite adresser ma reconnaissance à Raphael Pik et Vincent Regard qui ont accepté d'être rapporteurs de ce manuscrit de thèse. J'associe à ces remerciements Stéphane Dominguez et Didier Marquer pour avoir accepté de participer au jury de thèse en tant qu'examinateurs. Merci également à Didier qui a assuré le rôle de président durant la soutenance, je le remercie aussi pour sa bienveillance et sa gentillesse. Enfin, j'adresse mes remerciements à tous les membres du jury pour le temps consacré à la lecture de cette thèse, et pour les discussions, suggestions et remarques judicieuses qui m'ont été apportées.

Ce travail de thèse a été soutenu financièrement au travers de deux projets, le projet CNRS-INSU coordonné par Joseph Martinod, et le projet ECOS-Sud coordonné par Christian Sue et Matias Ghiglione. Ces projets ont permis de financer mon séjour en Patagonie puis celui de Buenos Aires, ainsi que le rapatriement des nombreux kilos de roches de Patagonie et les analyses de thermochronologie. Pendant cette thèse, j'ai fait des analyses dans plusieurs labos, du terrain et deux congrès, j'ai donc pas mal voyagé. J'en profite donc pour adresser mes salutations à la SNCF, ainsi qu'aux différentes compagnies aériennes, qui m'ont appris à prendre mon mal en patience lors de retards ou d'annulations suite à des grèves.

Mon travail de thèse est le fruit de collaborations multiples. J'aimerais ainsi remercier Matias Ghiglione pour sa bonne humeur et son expertise sur la géologie andine lors de la mission en Patagonie. Gracias Matías por la bienvenida al llegar al aeropuerto de Buenos Aires, por todos tus consejos durante la realización del mapa geológica, todas las referencias de estudios andinos, y gracias por la degustación de alfajores, empanadas y otras especialidades de Argentina. Gracias a ti y a Julie por aquellos agradables momentos en tan bellos lugares de Buenos Aires y por la excursión sobre el Tigre. Gracias igualmente a las personas que pude conocer a lo largo de mis estancias en América del Sur. Gracias a Miguel, quien nos apoyó a

portar las “piedras” junto con Joseph, Christian y Matías. ¡Meritamos los restaurantes por las noches con papas fritas y asado! Gracias a nuestro guía Santiago, por haber trazado el camino para llegar a la base del Fitz Roy, con un ritmo que nos permitió llegar bien lejos. Y cómo olvidar el mate que, en temperaturas glaciares, siempre fue siempre bienvenido. ¡Te agradezco mucho Gonzalo, y tus padres, por su hospitalidad en Buenos Aires! El viaje sobre el Tigre con el barco de la familia fue impresionante y realmente desorientador, sentía que estábamos en Brasil. Te agradezco Vanesa, por el intercambio de apartamento durante mi segundo viaje a Buenos Aires y por todos los consejos prácticos. Gracias a ti, Inés, por las salidas en Buenos Aires los fines de semana, ¡eres una super guía!

Parmi ces nombreuses missions, une s’est déroulée à Rennes, pour la réalisation de modèles analogiques. Un grand merci à Benjamin Guillaume pour son aide plus que précieuse, à l’écriture de mon article, ainsi que pour les nombreux skypes de discussion, pour l’accueil lors de mon séjour à Rennes et pour la bonne ambiance au sein du laboratoire. L’accent des Landes m’a permis de me rapprocher un peu de chez moi ! J’en profite également pour remercier Jean-Jacques Kermarrec, ingénieur au laboratoire de modélisation analogique, pour m’avoir aidé dans la réalisation des modèles, pour sa super bonne humeur et pour m’avoir donné envie de découvrir chaque coin de la Bretagne, pendant mon séjour rennais. Je remercie les thésards de Rennes, notamment Lorine pour la collocation pendant un mois et demi ! J’espère que je n’ai pas été trop speed à vouloir bouger tous les week-ends ! Merci aussi à Louise, Charlotte, Marie, Jérôme, Diana, Alix, Anthony et bien d’autres pour les diverses virées sur la côte de granite rose, la côte du Morbihan, les alignements de Carnac, la forêt de Brocéliande, ou les soirées passées à Rennes. C’est une ville très vivante que j’ai bien appréciée, malgré les dix sortes de pluies différentes qui peuvent tomber dans la journée entre deux rayons de soleil ! Merci à Noémie et Baptiste pour cette journée passée avec vous à Nantes, c’était rigolo de vous revoir en dehors des Alpes !

Je tiens aussi à remercier Cécile Gautheron pour son accueil à l’Université Paris-Sud et son implication dans l’obtention des données d’hélium. Merci également à Rosella pour l’initiation au tri des apatites et à l’équipe de GEOPS pour les analyses (U-Th/He) sur apatite. Je remercie également Arnaud Vacherat d’avoir pris le temps de m’expliquer le logiciel HeFTy par téléphone ! Merci aussi aux thésards, notamment Floriane et Mustafa, pour leur accueil et leur aide durant ce séjour à Orsay, petite ville entourée de reliefs recouverts de châtaigniers qui me rappelaient un peu les terres cévenoles…

Après les analyses hélium, c’est parti pour les analyses traces de fission à Grenoble ! J’ai adoré découvrir cette ville, surtout au printemps. Tout d’abord, merci à toi Matthias pour m’avoir enseigné la discipline délicate des datations par traces de fission, ainsi que pour les corrections de la partie thermochro ! Un grand merci aussi à Mélanie Balvay pour m’avoir indiqué, pas à pas, toute la démarche de cette méthode de datation et pour les analyses complémentaires ! Merci à l’équipe d’ISTerre et tous les thésards pour cette bonne ambiance ! Merci aussi à Elisabeth et les filles pour la super collocation ! Merci Noémie pour cette petite soirée à Grenoble, décidément on se voit partout, le monde est petit ! Merci à Vincent et Isa, et aussi à Serge Caillault et Annie pour m’avoir accueillie lors de mes quelques petits séjours grenoblois !

Merci aux membres de l'équipe Chrono-environnement à Besançon qui m'ont soutenu durant ce parcours. Merci à Nicolas Carry pour les coups de main sur QGis et le chocolat noir durant les coups durs ! Merci à Pierre Trap et à Hélène Celle-Jeanton pour leurs conseils, notamment pendant les répets ! Un grand merci à Olivier Fabbri pour son aide dans la partie tecto de ma thèse ! Merci à Francis Raoul, Nadine Bernard, Gudrun Bornette, Thierry Rigaud et Martine Gautheron pour avoir contribué à la suite du bon fonctionnement de ma thèse… Merci aussi aux informaticiens, Charles-Henri et Jean-Daniel, pour les coups de main informatiques ! Merci aussi à Rémi Magott, Michael Cœurdassier, Pauline, Mika, Fanny, Hugo, Rébecca, etc.

Comment ne pas penser à mes très chers, inestimables et fabuleux co-bureaux du fameux -116L. Ma survie n'aurait pas été assurée sans eux, qu'ils en soient profondément remerciés ! Mazette ! Merci à vous 4 les gars pour votre bienveillance et cette ambiance de folie ! A 16h, c'est l'heure de la jungle ! Merci à toi Thomas pour ton immense soutien, pour ces soirées à refaire le monde au Café des Félins, dans des bars ou restos, et pour avoir ramené dans notre bureau notre bel accent chantant du Midi ! Comme promis, je te lègue ma chaise de la réussite, fais-en bon usage ! Et en attendant, je potasse bien la Grèce…! Merci à toi Cyril pour ton indétrônable accueil franc-comtois et pour nous avoir inventé un Mazectionnaire ! On devrait se recycler dans les spectacles humoristiques ! Qu'est-ce qu'on en a passé des moments à rire à nous cinq !! Je ne vais pas citer tout ce qu'on a pu dire, il y en a tellement ! Merci à toi Jose pour les séances de footing et autres sports, pour nous avoir fait nous évader à parler de montagne, escalade, spéléo et via ferrata, et pour avoir participé activement aux animaux de la jungle ! Le romaRIN ! Merci à toi suprême Bertil, pour ton rire communicatif et pour nous avoir montré qui était le patron à nos jeux de cartes quotidiens (ou pas) ! C'est çaaaa Dugars ! Un grand merci à ma petite Léa pour son énorme soutien, notamment au moment de l'ultime ligne droite, avec Toto et Jose, vous avez super bien gérés : MERCI !!! Et merci à toi, ainsi qu'à Maud et à Pauline pour avoir animé ce cercle amical, pendant les pauses de midi et ces nombreuses soirées mémorables! Merci aussi à Soumaya pour sa gentillesse et les parties de cartes. Merci à Jonas, notre tout dernier co-bureau, pour sa bonne humeur et ses mille-et-une voix trop drôles de dessins animés ! Merci à vous toustes, ces trois années n'auraient pas été les mêmes sans votre présence, votre bonne humeur, et ces pauses « il caffé » !

Une grande partie de ma formation en géologie s'est effectuée à Montpellier, et je tiens à remercier tous les professeurs de l'équipe Géosciences, qui ont contribué à ma progression dans mes études, et pour m'avoir donné goût à la géologie de terrain, à savoir : J-F Ritz, Jacques Malavieille, Michel Lopez, Roger Soliva, Alain Chauvet, Philippe Laurent, Henri de Parisot de la Boisse et bien d'autres. Merci également à Anne Delplanque pour ses diverses interventions sur Illustrator ! Merci aux amis doctorants maintenant devenus docteurs. Et on ne peut pas parler des membres de Géosciences Montpellier sans parler de Marie-France Roch ! Un grand merci à toi pour ta bienveillance et ta gentillesse !!

Je tiens également à remercier tous mes amis d'ailleurs : Tiphaine, Houda, Sven pour les soutiens téléphoniques ; les amis de chez moi : merci à ma chère Romy et à mes amies de longue date, Suzon et Juliette, pour ces superbes balades. Merci à tous mes amis spéléos, du

GERSAM et du SCVV, et aussi du village : Lolo, François, merci Lolo pour cet énorme soutien et le prêt d'un ordi au moment le plus critique, Éric, Hélène et Pierre pour vos précieux conseils en tout genre, Georges, Thierry pour tes conseils sportifs, Rémi Flament, Jean-Fré, Jo, les trois Michel, Jean-Louis, les deux Jean-Marie, Hubert, JPP, Jeannot, Rémi D. qui a été présent depuis le début de mes études, Denis et Domi, Marie, Judi, Aurélien, Jean-Yves, Erika, Patrick pour les baignades dans ce lieu de rêve qu'est la Magnanerie ! Merci aussi à tous mes amis campeurs de Châteauroux-les-Alpes, notamment à Corinne pour tes supers conseils de pharmacienne ! Vivement les randos ! Et j'en oublie sûrement …

Bien entendu, la famille a joué un grand rôle dans toute cette histoire. Un grand merci à ma mère, mon père, pour votre soutien et votre confiance. Merci à ma sœur, mes nièces, ma tante, mon oncle, Philippe, Claude, l'oncle Bob et à mes grands-parents. Une petite pensée à mon grand-père qui me disait : « mais qu'est-ce que tu vas chercher des cailloux là-bas, y'en a pleins la Séranne ! ». Et gros bisous aussi à mes trois chiennes (et pardi!).

Résumés : « Interactions entre processus géodynamiques, tectonique régionale et climat : l'exemple des Andes australes au Néogène »

Résumé scientifique :

Le travail de cette thèse concerne l'évolution du relief de la région du Fitz Roy, en Patagonie, à la frontière du Chili et de l'Argentine (49°S). Cette région est caractérisée par un contexte géodynamique particulier. En effet, la dorsale du Chili séparant les plaques océaniques Nazca et Antarctique, passe en subduction sous la plaque Amérique du Sud depuis 14 Ma. La subduction de ces deux plaques génère un point triple au niveau de la fosse du Chili (46°30'S). D'autre part, une partie des Andes australes est recouverte de la 3ème plus grande calotte glaciaire mondiale. Cette calotte constitue le reste de glaciers bien plus vastes apparus au Miocène supérieur. Actuellement, la Patagonie est marquée par un contraste climatique de part et d'autre de la chaîne, avec un climat semi-aride sur le versant oriental, alors que le cœur de la chaîne et la bordure occidentale sont recouverts de glaciers, et soumis à de fortes précipitations. Cette configuration est unique au monde et de ce fait, l'évolution de la Patagonie au Cénozoïque constitue un laboratoire propice à l'étude des interactions entre la subduction, la tectonique régionale et les conditions climatiques.

Pour répondre à cette problématique, des modèles analogiques simulant la subduction d'une dorsale océanique ont été réalisés en laboratoire. Ces modèles ont mis en évidence des effets directs sur la géométrie du plan de subduction et donc sur la position de l'arc magmatique. L'arrivée de la dorsale à la fosse, lorsque la plaque continentale se déplace rapidement vers cette dernière, induit un aplanissement du slab dans sa partie la plus superficielle. Cette horizontalisation de la plaque plongeante entraîne une augmentation de la distance entre la fosse et l'arc magmatique, précédant la subduction de la dorsale. La migration vers l'Est de l'arc magmatique s'observe effectivement en Patagonie au Miocène inférieur, quelques millions d'années avant le passage de la dorsale. Ces modèles suggèrent aussi que l'arrivée de la dorsale à la fosse entraîne le raccourcissement de la plaque continentale tel qu'observé au Miocène inférieur-moyen en Patagonie. La fin de ce raccourcissement se produit lorsque la dorsale entre en subduction.

Une mission de terrain a également été menée dans la région du massif du Fitz Roy et son avant-pays, afin d'acquérir des données thermochronologiques dans ce secteur de la chaîne qui n'a pas encore été étudié en thermochronologie basse température. Les objets étudiés sont des roches détritiques datant du Crétacé ainsi que des roches granitiques issues du massif du Fitz Roy, qui s'est mis en place au Miocène inférieur vers 16,5 Ma. Les données traces de fissions sur apatite (AFT) des granites présentent un âge moyen de 14,8 Ma, ce qui suggère que le pluton s'est refroidi rapidement après sa mise en place. Le signal obtenu dans les grès est de 12,5 Ma. Cette phase de dénudation rapide est liée à l'arrivée de la dorsale à la fosse et précède son entrée en subduction qui se produit à la latitude 49°S vers 12 Ma. L'étude tectonique n'a en revanche pas permis de déterminer l'âge de la fin du raccourcissement dans la chaîne plissée en raison de l'absence de dépôts sédimentaires tertiaires dans cette région. Toutefois, l'arrêt du raccourcissement se situerait entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen d'après les études réalisées au Nord et au Sud de notre zone d'étude.

Les données thermochronologiques (U-Th/He) sur apatite indiquent un signal à 7-6 Ma, mettant en évidence l'effet des premières glaciations patagonnes sur la dénudation des reliefs. Cet évènement climatique a induit une accélération de la dénudation. Les données de

cette étude confirment donc que l'érosion glaciaire est un facteur de la dénudation des reliefs au Miocène supérieur. Les glaciers en Patagonie à la latitude 49°S n'ont donc pas eu un rôle protecteur du relief, comme cela avait suggéré par Thomson et al. (2010). La localisation de notre zone d'étude a donc permis de discriminer l'effet de la subduction de la dorsale et de la tectonique compressive associée et celui des glaciations sur le soulèvement et la dénudation du relief andin, car ces deux processus ne sont pas contemporains à la latitude 49°S.

Mots clés : Andes australes, thermochronologie basse température, modélisation analogique, tectonique, soulèvement, glaciations.

Résumé grand public :

Le Fitz Roy est un massif montagneux situé en Patagonie à la latitude 49°S. Cette région est marquée depuis 14 Ma par la subduction de la dorsale du Chili qui sépare deux plaques océaniques (Nazca et Antarctique) qui passent sous l'Amérique du Sud. La Cordillère est également recouverte de la 3ème plus grande calotte glaciaire mondiale, vestige d'anciennes glaciations. Les travaux de cette étude visent à déterminer les processus responsables du soulèvement et de l'érosion des reliefs du Sud de la Cordillère andine. Des datations réalisées sur des granites du Fitz Roy et des grès du piedmont donnent des âges entre 14,8 et 12,5 Ma. Ces données traduisent une érosion rapide du relief avant que la dorsale arrive à la fosse à 12 Ma dans cette région. Des modèles analogiques montrent que la dorsale génère une horizontalisation de la plaque océanique sous la plaque continentale. Il en résulte une migration vers l'Est de l'arc magmatique dont fait partie le Fitz Roy. Ces modèles montrent aussi que la compression dans le piedmont se produit avant l'arrivée de la dorsale. D'autres datations montrent un refroidissement à 7-6 Ma traduisant l'érosion qui provient des premières glaciations patagonnes.

Abstracts: « Interactions between geodynamical process, regional tectonics and climate: example of the Southern Andes during the Neogene »

Scientific abstract

The aim of this thesis is to better understand the processes at the origin of the evolution and present-day topography of the Fitz Roy region, located in the Southern Andes, at the border between Chile and Argentina (49°S). This region is characterized by a particular geodynamic context that may play a major role on surface processes. Indeed, the Chile Ridge separating the Nazca and Antarctic oceanic plates, is being subducted beneath the South American plate since 14 My. The obliquity between the ridge and the subduction trench is responsible for a continuous northward migration of the triple junction that is located today at 46°30'S. Furthermore, the Southern Andes is covered by the 3rd largest ice sheet, that constitutes the relict of a much broader glacier formed during the late Miocene. Nowadays, Patagonia is affected by a strong climatic contrast, with a semi-arid climate on the eastern side chain, while the core and the western side of the chain are covered by glaciers and subject to strong precipitations. The tectonic/climatic setting is unique in the world and constitutes a natural laboratory to study of the interactions between ridge subduction, regional tectonics and climatic conditions on topographic evolution through time.

To explore the impact of spreading ridge subduction on the overlying continental plate, analogue modeling of subduction of a ridge were conducted. The models highlight direct effects on the geometry of the slab et thus on the position of the magmatic arc. The arrival of the spreading ridge at trench, when the overriding plate moves rapidly trenchwards, induces a decrease of the superficial dip of the slab. This flattening results in an increase of the distance between the trench and the magmatic arc, prior to the ridge subduction. The eastwards migration of the magmatic arc is consistent with the observed magmatic activity migration in Patagonia during the early Miocene, a few million years before the arrival of the Chile Ridge at trench around 14 My. These models also suggest that the subduction of the ridge induces a horizontal shortening of the overriding plate, as observed in Patagonia during the early-middle Miocene. Shortening ceases when the ridge subducts.

To explore the role and of tectonic and climate (glaciation) on the topography and exhumation rates, thermochronological data have been acquired in two localities: the Fitz Roy granitic massif, emplaced during the lower Miocene around 16,5 My at a depth of about 8 km and the overlying Cretaceous sandstones located to the East. Apatite fission track data (AFT) from granites provides a mean signal of 14,8 My. This suggests that the pluton cooled rapidly after its intrusion below 110 °C. The signal obtained in sandstones is younger at 12,5 My. We suggest that the fast denudation is related to the arrival of the ridge at trench and precedes its subduction, which take places at about 12 My at the latitude 49°S. Although we have not been able to constrain the exact timing of shortening in the fold and thrust belt, related to ridge subduction. We suggest that this deformation related to the ridge subduction may have ceased between the lower and the middle Miocene, based on other studies realized to the North and to the South of our study area.

The (U-Th)/He data in apatite (AHe) present a signal between 7 and 6 My, that highlights the effect of the first glaciations of Patagonia that induced an acceleration of the relief denudation. We suggest that glacial erosion play a major role on the topography and relief denudation during the late Miocene. Glaciers of Patagonia at the latitude 49°S did not have a protector role of the relief, as suggested by Thomson et al. (2010).

To conclude, evolution of relief in Patagonia is the result of both tectonic and climatic processes. In our study area, at a 49°S latitude, the effect of each process has been highlighted because they are not contemporaneous but separated by about 6 to 7 My.

Keywords: Southern Andes, low temperature thermochronology, analog modelling, tectonics, uplift, glaciations.

General public abstract

The Fitz Roy is a mountain massif located in Patagonia, at 49°S latitude. This region is affected since 14 My by the subduction of the Chile Ridge which separates two oceanic plates (Antarctic and Nazca) being subducted below the South American plate. The chain is also covered by the 3rd largest worldwide ice sheet, relics of earlier glaciations. The aim of this study is to determine the processes responsible for the uplift and the erosion of the relief of the southern tip of the Andes cordillera. Datations carried out on granite from the Fitz Roy and sandstones of the piedmont give ages between 14,8 and 12,5 My. These data reflect a fast erosion of the relief prior the arrival of the ridge at trench at 12 My in this region. Analog modelling show that the subduction of the ridge generates a flattening of the oceanic plate beneath the continental plate. The consequence is an eastward migration of the magmatic arc which include the Fitz Roy. These models show also that the compressive tectonics in the piedmont occured before the arrival of the ridge at trench. Others datations show a cooling around 7-6 My, reflecting erosion that results of the first glaciation of Patagonia.

TABLE DES MATIÈRES

Table des matières

1. Introduction et problématique 25

1.1. Contexte géodynamique générale des Andes 25

1.1.1. Segmentation morpho-structurale de la Cordillère des Andes 25

1.1.2. Processus contrôlant l'orogenèse andine 27

1.1.3. Le Fitz Roy : un sommet mythique 28

1.2. Objectifs et problématiques 30

1.2.1. Choix de la zone d'étude 30

1.2.2. Problématiques : évolution des Andes australes au Néogène 31

1.2.3. Plan de la thèse et approches méthodologiques utilisées 32

2. Contexte géodynamique et histoire géologique des Andes australes : état de l'art 37

2.1. Evolution géodynamique de la Patagonie du Paléozoïque au Mésozoïque 37

2.1.1. Cycle orogénique Famatinien 38

2.1.1.1. Massif du Deseado 38

2.1.1.2. Reliques d'un prisme sédimentaire 40

2.1.1.3. Modèles d'évolution du cycle orogénique Gondwanien 40

2.1.2. Rifting lors du cycle orogénique Gondwanien 42

2.1.3. Cycle orogénique Patagon 45

2.2. Evolution géodynamique de la Patagonie depuis le Cénozoïque 48

2.2.1. Cycle orogénique Andin 48

2.2.2. Subduction de la dorsale Aluk-Farallón à l'Eocène sous les Andes australes et migration du point triple vers le Sud 49

2.2.3. Rupture de la plaque Farallón 51

2.2.4. Subduction de la dorsale active du Chili sous la Patagonie au Miocène et migration du point triple vers le Nord 53

2.2.5. Enregistrement sédimentaire et changement de dynamique du bassin austral 60

2.2.6. Episodes magmatiques 64

2.2.6.1. Plutons d'arrière-arc du Miocène 64

2.2.6.2. Plateaux d'arrière-arc du Miocène-Pliocène 68

2.2.6.2.1. Laves de « plateau » 68

2.2.6.2.2. Laves de "post-plateau" 68

2.2.6.3. Volcans du Quaternaire 73

2.3. Glaciations Patagonnes 75

2.3.1. Introduction 75

2.3.2. Glaciations enregistrées en Patagonie 78

2.3.2.1. Glaciations du Miocène supérieur – Pliocène inférieur 80

2.3.2.2. Glaciations du Pliocène moyen- Quaternaire 85
2.3.3. Un épisode glaciaire mondial au Miocène supérieur 90
2.3.4. Relief andin et impact des changements climatiques sur les écosystèmes de Patagonie .. 90
3. Présentation géologique et morpho-structurale des Andes australes entre 49°10'S et 49°30'S 99
3.1. Introduction : le contexte géodynamique 99
3.2. Configuration géologique 102
3.2.1. Paléozoïque 103
3.2.2. Mésozoïque 104
3.2.3. Cénozoïque 108
3.3. Configuration morpho-structurale 111
3.3.1. Structures Paléozoïques Gondwaniennes 111
3.3.2. Structures Cénozoïques Andines 111
3.3.2.1. Domaine de socle 114
3.3.2.1.1. Complexe plutonique du Fitz Roy 114
3.3.2.1.2. Couverture sédimentaire 115
3.3.2.2. Chaîne plissée 118
3.3.2.2.1. Domaine interne de la chaîne plissée 118
3.3.2.2.2. Domaine externe de la chaîne plissée 119
3.3.3. Schistosité Andine 121
3.4. Evolution de la tectonique Andine 122
3.5. Carte et coupe géologiques au Nord du Lac Viedma 123
3.5.1. Carte géologique au Nord du Lac Viedma 123
3.5.2. Coupe géologique au Nord du Lac Viedma 128
3.6. Discussion 135
3.7. Synthèse des évènements géologiques 136
4. Soulèvement des Andes australes : apport de la thermochronologie basse-température sur apatite 141
4.1. Introduction 141
4.2. Généralités sur les datations géochronologiques 143
4.2.1. Désintégration radioactive naturelle 143
4.2.2. Le minéral apatite 145
4.2.3. Température de fermeture (Tc) 146
4.2.4. Notions de PAZ et PRZ 151
4.2.4.1. Zone de recuit partiel ou « Partial Annealing Zone » (PAZ) 151
4.2.4.2. Zone de rétention partielle ou « Partial Retention Zone » (PRZ) 151

4.2.5. Effet de la topographie sur les isothermes 153
4.3. Outils méthodologiques 154
4.3.1. Le choix des thermochronomètres 154
4.3.2. Stratégie d'échantillonnage 154
4.3.3. Préparation des échantillons 161
4.4. Méthode de datation (U-Th-Sm)/He sur apatite 161
4.4.1. Historique 161
4.4.2. Principe de datation 162
4.4.2.1. Calcul de l'âge AHe 162
4.4.2.2. Facteur géométrique FT 164
4.4.2.3. Zones de stabilité de l'hélium 167
4.4.3. Acquisition des données (U-Th-Sm)/He sur apatite 168
4.5. Méthode de datation par traces de fission sur apatite 173
4.5.1. Historique 173
4.5.2. Principe de datation 174
4.5.2.1. Calcul de l'âge AFT 174
4.5.2.2. Traces de fission 175
4.5.2.3. Facteur zêta 176
4.5.2.4. Méthode du détecteur externe : détermination de l'abondance en ^{235}U 178
4.5.2.5. Longueur des traces de fission 180
4.5.2.6. Influence de la chimie et mesure du Dpar 180
4.5.2.7. Zones de stabilité des traces 182
4.5.2.8. Notion de thermochronologie détritique 183
4.5.3. Représentations graphiques 186
4.5.3.1. Binomfit 186
4.5.3.2. Représentation sur « Radial Plotter » 187
4.5.3.3. Incertitudes 188
4.5.3.4. Distribution des traces 189
4.5.3.5. Variation du signal thermochronologique dans un même massif 190
4.5.4. Acquisition des données traces de fission sur apatites 192
4.6. Résultats 195
4.6.1. Choix des affleurements et limites dans l'acquisition des données 195
4.6.1.1. Accès aux affleurements sur le terrain 195
4.6.1.2. Limites dans l'acquisition des données en laboratoire 197
4.6.2. Description et interprétation des données thermochronologiques 197
4.6.3. Modélisation de l'histoire thermique sur HeFTy 205

4.6.4. Calcul de vitesses de dénudation 216

5. Interactions entre la subduction d'une dorsale et la dynamique de la plaque supérieure : apports de la modélisation analogique 223

5.1. Introduction 223

5.2. Trench-parallel spreading ridge subduction and its consequences for the geological evolution of the overriding plate: Insights from analogue models and comparison with the Neogene subduction beneath Patagonia 224

1. Introduction 224

2. Models set-up 225

3. Experimental results 225

3.1. Model 1 (reference): constant thickness - free oceanic plate 225

3.2. Model 2: subduction of an oceanic plate with decreasing thickness 226

3.3. Model 3: subduction beneath a free continental plate 227

3.4. Models 4 and 5: subduction beneath a trenchward advancing continental plate 227

4. Discussion 228

4.1. Free subduction of a trench-parallel oceanic ridge 228

4.2. Effects of boundary conditions on oceanic ridge subduction 230

4.3. Comparison with Neogene ridge subduction in Southern Patagonia 233

4.3.1. Migration of the magmatic arc 234

4.3.2. Continental shortening 235

5. Conclusions 235

5.3. Dynamique de la subduction d'une dorsale lors de changements géométriques, cinématiques et densimétriques 237

5.3.1. Introduction 237

5.3.2. Résultats expérimentaux et interprétations 238

5.3.2.1. Effet du changement de largeur des plaques inférieure et supérieure, avec une vitesse imposée à la plaque supérieure : comparaison du modèle 4 (référence) aux modèles 6 et 7 238

5.3.2.2. Effet du changement d'épaisseur de la plaque supérieure : comparaison du modèle 4 (référence) au modèle 8 241

5.3.2.3. Effet des conditions aux limites sur la subduction de plusieurs segments de dorsales sous une plaque supérieure se déplaçant à différentes vitesses : modèles 9 et 10 243

5.3.2.4. Subduction d'une dorsale ayant un gradient de densité avec une vitesse imposée à la plaque supérieure : comparaison du modèle 4 (référence) au modèle 11 246

6. Discussion - Soulèvement et dénudation du relief andin au Miocène : rôle de la subduction de la dorsale du Chili, de la tectonique régionale et du climat 253

6.1. Les mécanismes contrôlant l'évolution tectonique et la dénudation des Andes australes au Cénozoïque 255

6.1.1 Rôle de la dorsale sur l'évolution tectonique des Andes australes 255

6.1.1.1. Avant l'arrivée de la dorsale 255

6.1.1.2. Après le passage de la dorsale 256

6.1.2. Evolution du relief patagon : variations topographiques latitudinales 258

6.1.2.1. A l'extrémité Sud de la Patagonie 258

6.1.2.2. Au Sud du point triple du Chili 259

6.1.2.3. Au Nord du point triple du Chili 261

6.1.3. Facteurs contrôlant la dénudation des Andes australes 262

6.1.3.1. Effet de la subduction de la dorsale sur la dénudation des Andes de Patagonie 262

6.1.3.2. Effet de la tectonique sur la dénudation 267

6.1.3.3. Effet du climat sur la dénudation du relief patagon 272

6.2. Les apports de nos données obtenues dans la région du Fitz Roy 277

6.2.1 Etude tectonique et modélisation analogique 277

6.2.2. Apport des données thermochronologiques de notre étude 280

7. Conclusions et perspectives 293

7.1. Conclusions 293

7.2. Perspectives 295

Références bibliographiques

Annexes

Supplementary material

CHAPITRE 1

INTRODUCTION ET PROBLEMATIQUE

1. Introduction et problématique

1.1. Contexte géodynamique générale des Andes

1.1.1. Segmentation morpho-structurale de la Cordillère des Andes

La Cordillère des Andes est la plus longue chaîne de montagne actuelle car elle s'étend sur plus de 8000 km le long de la bordure occidentale du continent Sud-américain, depuis le Venezuela au Nord, jusqu'en Terre de Feu au Sud. Elle correspond aussi à la plus haute chaîne de montagne après l'Himalaya, culminant localement à plus de 7000 mètres d'altitude (Aconcagua, Chili). Elle constitue un exemple majeur de chaîne de montagnes non-collisionnelle, formée le long d'une marge active par la subduction de plusieurs plaques océaniques (Nazca, Antarctique) sous la plaque Amérique du Sud. Cette subduction est probablement active depuis au moins le Jurassique moyen, mais les principaux caractères morphostructuraux actuels de la chaîne andine ont été acquis au cours du Cénozoïque, et plus particulièrement depuis l'Oligocène supérieur (Rutland, 1971 ; Isacks, 1988 ; Sempere et al., 1990 ; Allmendinger et al., 1997 ; Lamb et al., 1997 ; Charrier et al., 2002). A cette époque, la convergence entre les plaques accélère et devient plus orthogonale en relation avec la fragmentation de la plaque Farallon en deux plaques distinctes : la plaque Nazca et la plaque Cocos (Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza et al.,1998 ; Londsale, 2005)

La Cordillère des Andes est subdivisée en trois grands domaines morphostructuraux (Fig 1.1) définis par Jordan et al. (1983) :

1) Les Andes septentrionales s'étendent depuis le Vénézuela au Nord (12°N) jusqu'à la frontière Équateur-Pérou (4°S). Elles se développent dans un contexte géodynamique transpressif faisant intervenir à la fois la plaque Nazca et la plaque Caraïbes. Dans cette région, la chaîne est caractérisée par une largeur n'excédant pas 500 km.

2) Les Andes centrales qui résultent de la subduction de la seule plaque Nazca entre le Golfe de Guayaquil (4°N) et 35°S de latitude. Les Andes centrales sont caractérisées par une géométrie arquée, concave vers l'Ouest. Dans ce segment, la largeur de la chaîne atteint 800 km dans sa partie centrale en Bolivie, où la croûte continentale est fortement épaissie, atteignant localement 80 km d'épaisseur (Wigger et al., 1994 ; Zandt et al., 1994, 1996 ; Beck et al., 1996). Cet épaississement est compensé par une anomalie topographique majeure, le haut plateau de l'Altiplano-Puna qui est l'un des plus hauts plateaux du monde, dont l'altitude moyenne est de l'ordre de 4000 m. Les Andes centrales sont divisées en trois sous-domaines : les Andes centrales du Nord comprises entre le Sud de l'Équateur et le Pérou (4°N-14°S), les Andes centrales comprenant le Sud du Pérou, la Bolivie, le Nord du Chili et le Nord-Ouest de l'Argentine et dans lesquelles se trouvent les hauts plateaux andins de l'Altiplano et de la Puna (Jordan et al., 1983) ainsi que le Désert d'Atacama (Hartley et Chong 2002) (14°S-27°S). Les Andes centrales du Sud s'étendent entre 27°S et 35°s de latitude entre le Chili et l'Argentine.

3) Les Andes australes aussi nommées Andes méridionales, ou encore Cordillère de Patagonie, qui nous concernent plus particulièrement, s'étendent à cheval entre le Chili et l'Argentine depuis la latitude de 35°S jusqu'en Terre de Feu (55°S). Elles résultent de la subduction des plaques Nazca et Antarctique, qui forment avec la

plaque Amérique du Sud, un point triple nommé « point triple du Chili », aujourd'hui localisé à 46°30'S, au large de la péninsule de Taitao. La morphologie de ce segment des Andes est très différente des précédents segments. En effet, l'altitude de la chaîne diminue de manière non linéaire depuis le Nord (4000-5000 m) vers la pointe Sud du continent (2000-3000 m), ponctués de quelques hauts sommets (Mt San Valentin, 4058 m ; Mt San Lorenzo, 3608 m ; Fitz Roy, 3405m).

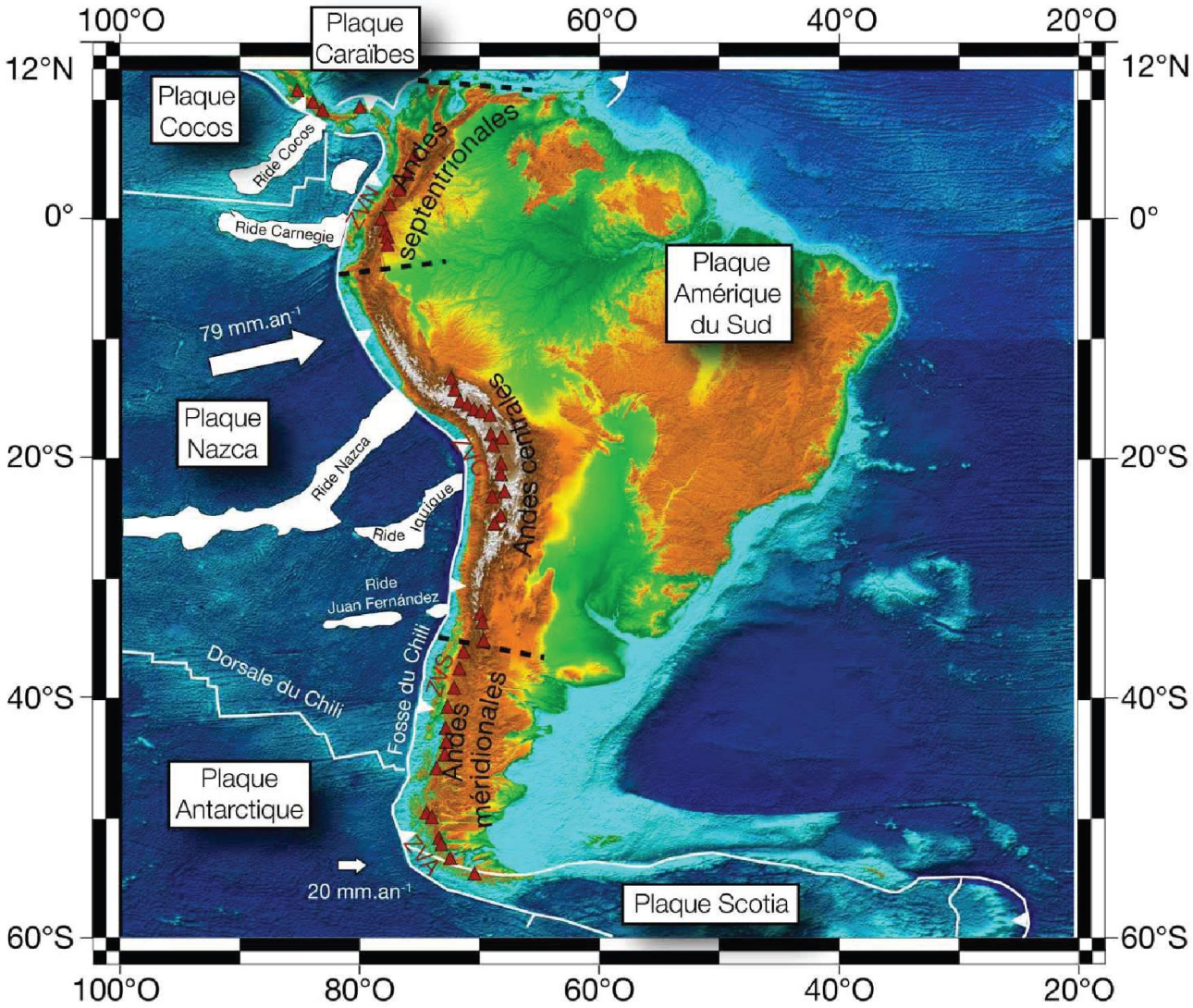


Fig. 1.1. Modèle numérique de terrain illustrant la segmentation morpho-structurale de la Cordillère des Andes et le contexte géodynamique de l'Amérique du Sud (d'après Guillaume, 2009). Les pointillés noirs représentent la séparation des trois domaines morphostructuraux andins (Jordan et al., 1983) : Andes septentrionales, Andes centrales et Andes méridionales. La plaque Nazca présente plusieurs rides asismiques ou plateaux océaniques qui sont en cours de subduction sous le continent Sud-américain (du Nord au Sud : ride Carnegie, ride Nazca, ride Iquique et ride Juan Fernandez). Le volcanisme d'arc actif, indiqué par les triangles rouges, n'est pas présent le long de toute la marge. Les données bathymétriques proviennent des satellites Geosat et ERS-1 (Smith et Sandwell, 1997) et les données topographiques de la mission NASA SRTM Gtopo 30. Les vitesses convergence entre les plaques Nazca et Antarctique par rapport à la plaque Amérique du Sud sont indiquées (DeMets et al., 1994).

D'un point de vue magmatique, la chaîne andine est marquée par une alternance de régions où le volcanisme d'arc est actif et de régions marquées par une lacune du magmatisme d'arc. Géographiquement, le volcanisme d'arc actif est observé au sein de quatre zones (Thorpe et al., 1981) (Fig 1.1) :

1) la Zone Volcanique Nord (ZVN) entre 5°N et 2°S,

2) la Zone Volcanique Centrale (ZVC), entre 16°S et 28°S,

3) la Zone Volcanique Sud (ZVS) entre 35°S et 46°S,

4) et la Zone Volcanique Australe (ZVA), au Sud de 48°S.

Les lacunes de volcanisme d'arc sont généralement associées à des anomalies au sein de la plaque plongeante: soit à un pendage localement faible du plan de subduction (subduction horizontale) pour les régions situées entre 2°S et 16°S et entre 28°S et 35°S (Kay et Abbruzzi, 1996 ; Kay et Mpodozis, 2002 ; Pardo et al., 2002 ; Ramos et al., 2002), soit à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique au sein du panneau plongeant, comme c'est le cas entre 46°30'S et 50°S (Ramos et Kay, 1992 ; Kay et al., 1993 ; Gorring et al., 1997).

1.1.2. Processus contrôlant l'orogenèse andine

L'évolution de chaînes de montagne au-dessus d'une zone de subduction est le résultat de l'interaction complexe de différents processus, qui ont un effet constructif ou destructif sur cette dernière. Leur construction est d'abord étroitement reliée aux caractéristiques de la lithosphère océanique en subduction. En effet, le couplage interplaque, la vitesse de convergence, et son obliquité par rapport à la fosse, vont conditionner le régime tectonique et la déformation de la plaque chevauchante. Des anomalies topographiques ou structurales présentes sur la plaque océanique en subduction (volcans sous-marins, plateaux océaniques, rides asismiques et dorsales actives), ou encore la rhéologie de la plaque supérieure vont également modifier localement le couplage interplaque, influençant ainsi l'état de contraintes de la plaque supérieure. Sous l'effet de forces compressives, la croûte est épaissie et un relief positif se forme. Le volcanisme et la sédimentation peuvent aussi contribuer à l'augmentation de l'altitude de la surface terrestre. Dans un contexte de subduction, la topographie terrestre va également être affectée par des forces sub-lithosphériques, engendrées par le mouvement du slab et la convection mantellique associée, qui vont être à l'origine de mouvements verticaux. Selon le contexte, ces forces vont créer une subsidence ou une surrection en surface contrôlée de manière dynamique. La topographie ainsi créée est appelée "topographie dynamique". A l'inverse, le relief peut être soumis à des processus destructifs, qui vont avoir tendance à diminuer l'altitude de la surface terrestre, tels que l'érosion, qui est fortement dépendante du climat. La tectonique extensive peut également créer de la subsidence et donc être considérée comme un processus destructif du relief.

La chaîne des Andes australes a fait l'objet de premières études géologiques qui ont démarré avec celle de Charles Darwin, au cours de son expédition sur le Beagle (1846). Plus tard, au 20ème siècle, de nombreux autres travaux ont été menés dans la région, avec les

travaux pionniers de Feruglio (1949-1950) qui a fait une description très complète de la géologie de la Patagonie et ceux de Caldenius (1932) pour ses travaux sur les glaciations en Patagonie et Terre de Feu. Lliboutry (1953) a également contribué aux premières descriptions géologiques et géomorphologiques la région du Fitz Roy.

1.1.3. Le Fitz Roy : un sommet mythique

Le Fitz Roy est une montagne qui se trouve en Patagonie Argentine, à la frontière avec le Chili, dans la Province de Santa Cruz, à 49°16' de latitude Sud et 73°02' de longitude Ouest (Fig. 1.2). Il se situe à côté du village El Chaltén et à l'Est du Champ de Glace Sud de Patagonie (CGSP), aussi appelé le « Hielo Continental » par les Argentins. Ce massif est inclus dans le parc national Los Glaciares (Argentine) et dans le parc national Bernardo O'Higgins (Chili). Le nom de ce sommet provient du capitaine Robert Fitz Roy qui était le capitaine du navire HMS Beagle, chargé de missions hydrographiques et cartographiques en Terre de Feu. Ce nom fut donné par l'explorateur Francisco Pascasio Moreno en 1877. Lors de la seconde mission du navire HMS Beagle, entre 1831 et 1836, Robert Fitz Roy était accompagné du naturaliste Charles Darwin, dont le récit est raconté dans le livre « *Le Voyage du Beagle* » (1839).

Le sommet du Fitz Roy est également connu sous le nom de Cerro Chaltén donné par le peuple Tehuelche, Amérindiens de Patagonie. Ce nom « Chaltén » signifiant « montagne qui fume » fait allusion aux nuages presque toujours accrochés à la cime du Fitz Roy par les vents d'Ouest. Les indiens auraient pris ces nuages pour de la fumée, tout comme les premiers explorateurs occidentaux qui considéraient le Fitz Roy comme un volcan, jusqu'en 1899 date à laquelle le géologue Rodolfo Hauthal démontre que le Fitz Roy n'est pas un volcan (Fig. 1.3). Le géologue Feruglio confirme plus tard que ce massif est constitué de granites et de granodiorites.

Cette montagne très abrupte culminant à 3 405 mètres a été gravie pour la première fois par les alpinistes français Lionel Terray et Guido Magnone, le 2 février 1952. Lors de cette expédition française au Fitz Roy, le scientifique Louis Lliboutry a réalisé un travail cartographique, une étude géologique et tectonique de la région, mais aussi une étude sur les climats et la morphologie glaciaire. Pour la commodité des descriptions, les alpinistes de cette expédition ont été amenés à baptiser de nombreuses aiguilles et presque tous les glaciers. Durant son étude, Louis Lliboutry a également remarqué la persistance des vents d'Ouest dans cette région, et notamment l'importance de l'érosion éolienne. Ce type d'érosion est également observé sur le lapiaz de l'île de Madre de Dios récemment étudié par une équipe de spéléologues et de scientifiques, dont les premiers résultats figurent dans le livre « L'Ile aux Glaciers de Marbre » (Marbach, 2013).

Fig. 1.2. Localisation de notre zone d'étude (rectangle rouge) en Patagonie Argentine. CGNP : Champ de Glace Nord de Patagonie, CGSP : Champ de Glace Sud de Patagonie, GCN : Gran Campo Nevado, GV : Grandes Ventisqueros.

Le massif du Fitz Roy et sa région restent à ce jour peu étudiés. Une étude a été réalisée par Ramirez de Arellano en 2011 sur ce complexe plutonique, afin de dater l'âge de mise en place du pluton ainsi que sa profondeur d'emplacement. Ce pluton calco-alcalin s'est mis en place durant le Miocène inférieur dans un contexte de changements tectoniques majeurs. Le Fitz Roy appartient à un groupe d'intrusions Miocène isolées, qui sont localisées dans une position transitionnelle entre le Batholithe Patagon à l'Ouest, et les plateaux de laves à l'Est.

Fig. 1.3. Photo prise lors de la mission de terrain en 2015 montrant les panaches de nuages sortant derrière la pointe du Fitz Roy, qui est à l'image de ce pouvait observer le peuple Tehuelche, qui considérait alors le Fitz Roy comme étant un volcan.

1.2. Objectifs et problématiques

1.2.1. Choix de la zone d'étude

D'un point de vue tectonique, les Andes australes se sont structurées au cours du Cénozoïque et plus particulièrement depuis l'Oligocène. Après l'enregistrement d'une phase de raccourcissement au cours de l'Oligocène-Miocène inférieur, la région a été marquée par la subduction de la dorsale du Chili entre les latitudes 55°S et 46°30'S, au cours des 14 derniers millions d'années (Cande et Leslie, 1986). Au Nord de la dorsale, la convergence entre plaques Nazca et Amérique du Sud est de l'ordre de 6,5 cm/an alors qu'au Sud, la convergence entre les plaques Antarctique et Amérique du Sud n'est que de 2 cm/an (DeMets et al., 1994). La

géométrie particulière de cette dorsale, dont les différents segments sont subparallèles à la direction de la fosse de subduction, et la dérive vers l'Ouest de la plaque Amérique du Sud à la vitesse de 2-3 cm/an depuis 14 Ma (Silver et al., 1998), entraîne la migration du point triple en direction du Nord et la création d'une fenêtre asthénosphérique sous la pointe Sud du continent Sud-américain.

De nombreuses caractéristiques magmatiques et structurales survenues depuis 14 Ma ont été expliquées par la subduction de la dorsale du Chili sous la plaque continentale Sud-américaine (Ramos 1989, Ramos et al. 2005, Gorring et. al. 1997, D'Orazio et al. 2001, Espinoza et al. 2010). Cependant, bien qu'il y ait coïncidence temporelle entre la subduction de cette dorsale et des modifications de la géométrie du plan de subduction, du magmatisme, de la tectonique et du relief de la plaque continentale, la question du lien de cause à effet entre ces phénomènes peut se poser. Par ailleurs, cette région est marquée par la présence de la 3ème calotte glaciaire mondiale ainsi que par un contraste climatique E-W, avec des précipitations importantes et des vents violents à l'Ouest des Andes, et un climat semi-aride sur le versant oriental. Actuellement, cette configuration est unique au monde et de ce fait, les Andes australes constituent un laboratoire naturel propice à l'étude des interactions entre la dynamique de la subduction de la dorsale, la tectonique, le relief et le climat sur la construction d'une chaîne de marge active.

1.2.2. Problématiques : évolution des Andes australes au Néogène

Cette thèse a fait l'objet d'un travail de recherche d'une durée de trois ans au sein du Laboratoire Chrono-Environnement à l'Université de Franche-Comté à Besançon ; dont deux mois passés au sein de l'Université de Buenos Aires comprenant une mission d'échantillonnage et une étude de terrain en Patagonie Argentine ; un mois et demi passé dans le Laboratoire de modélisation analogique à l'Université 1 de Rennes, pour la réalisation des différents modèles analogiques ; une semaine passée au sein du Laboratoire GEOPS à l'Université Paris-Sud à Orsay pour le tri des apatites de nos échantillons afin d'appliquer les analyses (U-Th)/He sur apatite ; ainsi que trois mois passé au total dans le Laboratoire d'ISTerre à Grenoble pour le comptage de traces, pour la méthode de traces de fission sur apatite. Le travail présenté dans cette thèse fait suite aux études géologiques antérieures réalisées en Patagonie (e.g. Diraison, 1997 ; Coutand, 1999 ; Lagabrielle et al., 2004 ; Guillaume, 2008 ; Scalabrino, 2009).

L'objectif principal de cette étude est de comprendre quels sont les processus responsables du soulèvement des Andes australes au Néogène. En effet, le contexte géodynamique, tectonique et climatique très particulier de cette chaîne pose des questions. Dans ce travail, nous analysons l'impact de la subduction de la dorsale active du Chili sur la déformation de la plaque supérieure et les processus tectoniques associés à l'aide de modèles analogiques. Une étude tectonique et des datations de thermochronologie basse température ont aussi été réalisées pour voir l'impact de la dorsale et de la tectonique mais aussi celui des glaciations sur l'évolution du relief andin. Les problématiques qu'on cherche à résoudre concernent donc le rôle de la dorsale, le rôle de la tectonique et celui des glaciers sur la dénudation et le soulèvement des Andes australes :

1) L'effet de la dorsale sur le magmatisme : Quel a été l'effet de la dorsale sur la géométrie du plan de subduction et la position de l'arc magmatique calco-alcalin ? La migration vers l'Est et la mise en place du Fitz Roy résulte-t-elle d'érosion tectonique ou d'une subduction plus plate ?

2) L'effet de la dorsale sur la tectonique : Quel a été l'effet de la dorsale sur la tectonique ? Explique-t-elle la tectonique compressive au Miocène inférieur et le raccourcissement continental au-dessus de la zone de subduction ? Voit-on un effondrement tectonique de la chaîne une fois la dorsale passée, ou juste un bombement dynamique ? Si la dénudation cénozoïque est surtout une réponse au passage de la dorsale, se produit-elle un peu avant que la dorsale ne plonge ou après ?

3) Le rôle du climat : Quel contrôle les glaciers exercent-il sur la dénudation et l'exhumation des Andes australes ? Les glaciers ont-ils eu un rôle protecteur du relief ou bien augmentent-ils les taux d'érosion de la chaîne ?

4) Interactions de plusieurs processus : A quel moment cette chaîne de marge active se soulève-t-elle ? Le relief des Andes australes élevé au Sud du point triple est-il dû à la subduction de dorsale, à la tectonique compressive ou à l'effet des glaciers ?

1.2.3. Plan de la thèse et approches méthodologiques utilisées

Pour répondre aux questions fondamentales de ma thèse, une approche pluridisciplinaire a été choisie, intégrant à la fois une étude tectonique de la région du Fitz Roy, une approche thermochronologique de basse température ainsi que de la modélisation analogique. Ce travail de thèse s'articule en cinq chapitres :

- Le premier chapitre intitulé « **Contexte géodynamique et histoire géologique des Andes australes : état de l'art** », présente une synthèse bibliographique de l'histoire géologique de la Patagonie depuis le Paléozoïque jusqu'au Cénozoïque, et expose les différentes glaciations qui se sont produites dans cette région.

- Le second chapitre « **Présentation géologique et morpho-structurale des Andes australes entre 49°10'S et 49°30'S** » décrit les structures et les différentes lithologies présentes dans notre zone d'étude, ainsi que les contextes tectoniques durant lesquelles elles se sont mises en place. Ce chapitre inclut un travail comprenant une carte et une coupe géologique détaillée de la région du Fitz Roy, réalisées à partir de données bibliographiques et d'observations de terrain obtenues lors de la mission de terrain de 2015.

- Le troisième chapitre « **Soulèvement des Andes australes : apport de la thermochronologie basse-température sur apatite** » présente les données nouvelles d'une étude thermochronologique de basse température, à l'aide d'analyses de traces de fission sur apatite (AFT) et (U-Th)/He sur apatite (AHe). Ces analyses ont été effectuées sur des échantillons de granites du Fitz Roy et de grès de la chaîne plissée collectés lors de la mission de 2015 dans cette région de Patagonie. L'exhumation a été quantifiée grâce à ces deux thermochronomètres de basse température.

- Le quatrième chapitre intitulé « **Interaction entre la subduction d'une dorsale et la dynamique de la plaque supérieure : apports de la modélisation analogique** » présente les résultats de modélisations analogiques 3D simulant la subduction d'une dorsale océanique sous une plaque continentale pour mieux comprendre son impact à la fois sur la dynamique de la subduction, et sur le comportement de la plaque supérieure. Ces modèles ont été réalisés au sein de l'Université I de Rennes. Le chapitre est subdivisé en deux parties : 1) une première partie aborde les relations entre les variations de pendage du slab et la déformation de la plaque chevauchante. Elle correspond à un article accepté et publié en 2018 dans la revue Tectonophysics ; 2) une deuxième partie traite la dynamique de la subduction d'une dorsale lors de changements géométriques, cinématiques et densimétriques, à partir d'autres modèles analogiques réalisés en laboratoire.

- Le cinquième chapitre « **Soulèvement et dénudation du relief andin au Miocène : rôle de la subduction de la dorsale du Chili, de la tectonique régionale et du climat** » correspond à la discussion des principaux résultats de cette étude.

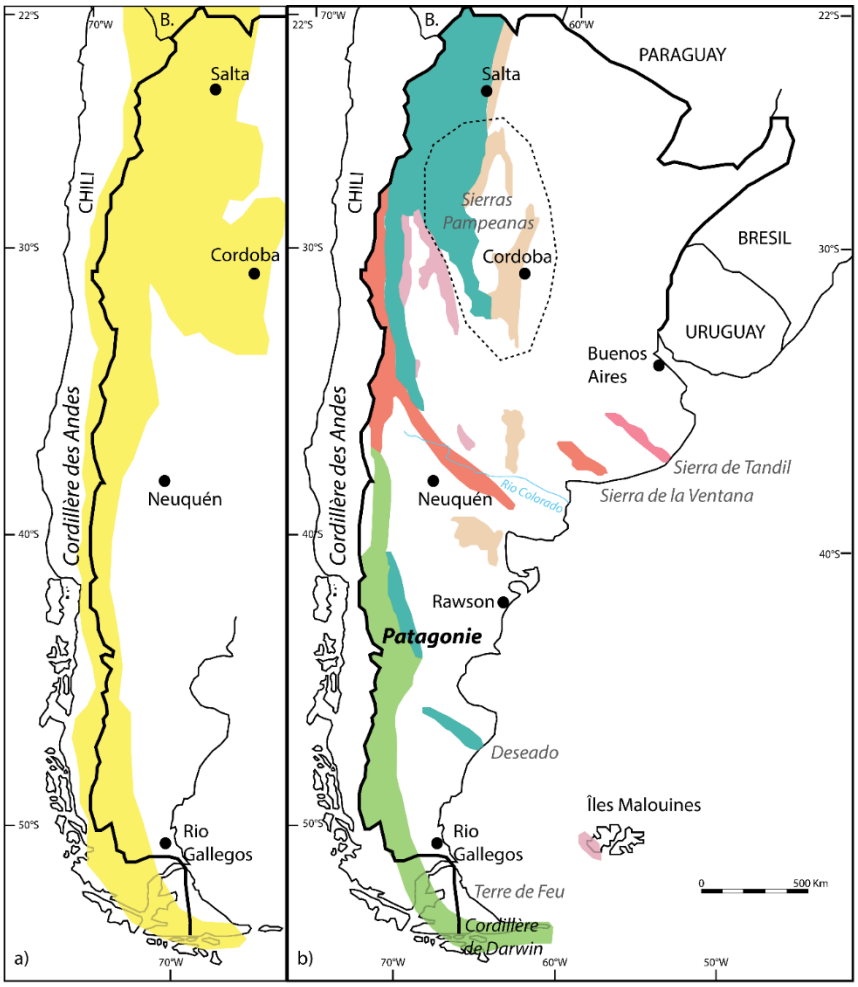
CHAPITRE 2

CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET HISTOIRE GEOLOGIQUE DES ANDES AUSTRALES : ETAT DE L'ART

2. Contexte géodynamique et histoire géologique des Andes australes : état de l'art

2.1. Evolution géodynamique de la Patagonie du Paléozoïque au Mésozoïque

La Patagonie est une région qui s'étend sur toute la partie Sud de l'Argentine et du Chili depuis le Río Colorado (38°S), qui constitue sa limite Nord, jusqu'en Terre de Feu (56°S) au Sud. Cette région a été marquée par une évolution tectonique complexe, durant laquelle se sont succédés plusieurs cycles orogéniques depuis le Paléozoïque. La figure 2.1 illustre et synthétise les différentes phases orogéniques qui se sont développées en Argentine. Seuls les différents événements tectoniques qui se sont produits en Patagonie sont présentés dans ce chapitre.



PRINCIPAUX CYCLES OROGENIQUES DE L'ARGENTINE	AGE (Ma)	CHAINES DE MONTAGNES
Andin	45 à 0 (Eocène - récent)	Cordillère des Andes
Patagon	98 à 75 (Crétacé sup.)	Cordillère de Darwin, pré-cordillère
Gondwanien	290 à 250 (Permien - Trias inf.)	Sierra de la Ventana, pré-cordillère et avant-pays patagon
Famatinien	465 à 385 (Ordovicien moy. - Dévonien moy.)	Sierras Pampeanas occidentales, pré-cordillère et Deseado
Pampéen	600 à 520 (Néo-protérozoïque - Cambrien inf.)	Sierras Pampeanas orientales
Grenvillien	1100 à 1050 (Méso-protérozoïque)	Pré-cordillère et avant-pays
Tandiléen	2100 à 1900 (Paléo-protérozoïque)	Sierra de Tandil

Fig. 2.1. Principaux systèmes orogéniques qui se sont développés en Argentine. **a)** Orogène Andine. **b)** Principales reliques des orogènes préandines (d'après Ramos, 1999). B : Bolivie.

2.1.1. Cycle orogénique Famatinien

De nombreux auteurs tels que Palma (1991), Giacosa et al. (1997), Loske et al. (1999), Giacosa et Márquez (2002), Giacosa et al. (2002) ou encore Pankhurst et al. (2003) ont étudié le socle patagon malgré le faible nombre d'affleurements présents en Patagonie. Ces affleurements se trouvent dans le Massif du Deseado. Ramos (1999) associe ces reliques à la phase orogénique Famatinienne définie par Aceñolaza et Toselli (1976). Cette première phase orogénique a affecté la marge proto-Pacifique du Gondwana, depuis le Venezuela jusqu'au Nord-Est de la Patagonie (Torsvik et Cocks, 2013 ; Rapela et al., 2018).

2.1.1.1. Massif du Deseado

Les roches les plus anciennes de Patagonie sont d'âge Néo-Protérozoïque-début Cambrien et elles affleurent à l'Est, dans la région extra-andine (Fig. 2.2). A proximité de l'Estancia Dos Hermanos, des zircons dans la fraction détritique d'une roche métamorphique ont été datés à 1200 Ma, par la méthode Sm/Nd (Pankhurst et al., 1994). Près de l'Estancia Tres Hermanas, Loske et al. (1999) ont obtenu des âges U/Pb sur les zircons détritiques issus de métaquartzites de 903 Ma. Il s'agit de roches issues du protolithe du Massif du Deseado.

Entre le Précambrien supérieur et le Dévonien, dans cette même région s'est mise en place une phase de sédimentation suivie d'un premier épisode métamorphique au cours de l'Éocambrien (Néo-Protérozoïque). Ces roches métamorphiques constituent le Complexe Río Deseado (Giacosa et al., 2002), avec les roches plutoniques de l'Estancia El Sacrificio (Loske et al., 1999). Les schistes du Précambrien situés sur le versant occidental du Massif du Deseado, appartiennent à la Formation La Modesta (Fig. 2.2).

Au Cambrien se produit une activé magmatique mafique dans le Massif du Deseado (Pankhurst et al., 2003). Parallèlement à ce magmatisme, se produit une autre phase métamorphique durant l'Ordovicien, dont les roches actuelles témoignent d'une déformation ductile. Plusieurs phases de plutonisme se poursuivent entre l'Ordovicien moyen et le Dévonien inférieur (~470 Ma - 400 Ma). Rapela et al. (2018) ont déterminé du magmatisme entre 463 ± 4 Ma et 486 ± 7 Ma au Nord de la Patagonie. Près de Dos Hermanos, un granite a été daté entre 472 et 454 Ma par Loske et al. (1999). Ce même auteur a obtenu des âges pour deux roches intrusives près de l'Estancia El Sacrificio : un granodiorite à biotite et muscovite de 420 Ma, et une tonalite à hornblende nommée Tonalite El Laurel datée entre 407 à 402 Ma. Les granitoïdes de Tres Hermanas ont donné un âge U/Pb sur zircon de 424 Ma (Loske et al., 1999). Ces âges marqueraient donc le dernier épisode Paléozoïque dans l'évolution tecto-magmatique et métamorphique du socle du Massif du Deseado, dans la région extra-andine.

Toute la ceinture ignéo-métamorphique a ensuite été exhumée. Dès le Dévonien supérieur, le massif devient une zone de hauts reliefs dont le démantèlement constitue la

source d'apports sédimentaires dans le bassin gondwanien situé plus à l'Ouest (Giacosa et al., 2002).

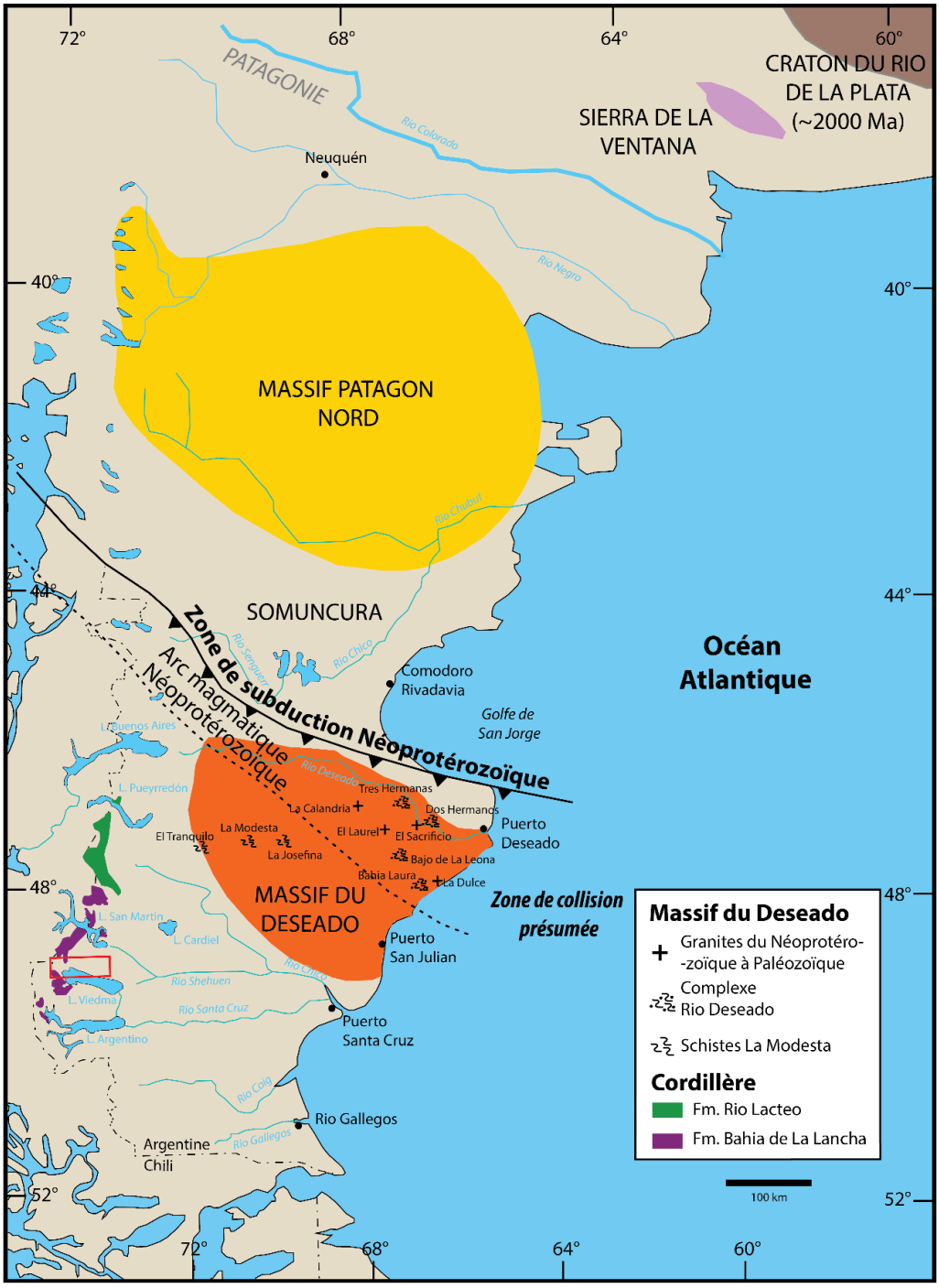


Fig. 2.2. Carte représentant les principaux affleurements du socle paléozoïque dans le Massif du Deseado et la Cordillère Patagonne (d'après Giacosa et al., 2002 ; Giacosa et Márquez, 2002 ; Pankhurst et al., 2006). Cette carte indique aussi la position de la zone de subduction séparant les massifs Deseado et Somuncura, et de l'arc magmatique associé au cours de l'Ordovicien-Silurien (Ramos, 2002). Notre zone d'étude est matérialisée par un rectangle rouge au niveau de la Cordillère, où se trouve la Formation Bahia de la Lancha.

2.1.1.2. Reliques d'un prisme sédimentaire

Du Dévonien supérieur au Carbonifère s'est formé un prisme sédimentaire, qui s'est développé sur une croûte continentale sur le versant oriental du continent et sur des terrains quasi-océaniques à océaniques du côté Ouest (Giacosa et Márquez, 2002). Ce prisme est à l'origine de méta-sédiments, dont une grande partie de leurs clastes est issus du démantèlement du massif ignéo-métamorphique du Deseado situé plus à l'Est, qui a été exhumé au Dévonien supérieur.

Les méta-sédiments, visibles sur le piedmont oriental de la cordillère, sont divisés en deux unités :
(1) la Formation Río Lacteo qui se trouve au Sud du Lac Pueyrredón, et qui présente un degré de métamorphisme de faciès schiste vert très faible (Leanza, 1972 ; Ramos, 1979 ; Giacosa, 1987 ; Bell et Suarez, 2000),
(2) et la Formation Bahía de La Lancha affleurant au Nord du Lac San Martín jusqu'au Lac Argentino et qui contient des sédiments détritiques non métamorphisés à anchimétamorphiques (Riccardi, 1971 ; Nullo et al., 1979 ; Kraemer et Riccardi, 1997).

Ces deux unités paléozoïques ont des équivalents plus au Nord dans la province du Chubut, et plus au Sud en Terre de Feu. Ces zones témoignent donc d'un contexte géodynamique commun et elles constitueraient la marge occidentale du Gondwana (Pankhurst et al., 2003).

2.1.1.3. Modèles d'évolution du cycle orogénique Gondwanien

L'interprétation de l'évolution tectonique du cycle orogénique gondwanien est compliquée à cause de la faible quantité d'affleurements présents en Patagonie, et de ce fait du peu de datations obtenues. Il existe plusieurs scénarios majeurs mais opposés définissant la Patagonie comme un domaine allochtone ou autochtone (Ramos, 2002), dont les principales caractéristiques sont présentées ci-dessous.

(1) Le premier modèle considère que le socle patagon faisait partie intégrante du Gondwana, impliquant une subduction sur la marge pacifique de l'Ordovicien au Silurien. Cette subduction aurait produit un grand arc magmatique comprenant la région orientale de la Patagonie, le Massif de Somuncura et la partie centrale de l'Argentine (Forsythe, 1982). Cependant, des études ont ensuite démontré que de nombreux granitoïdes n'ont pas une origine associée à un magmatisme d'arc (Caminos et al., 1988 ; Pankhurst et al., 1993). Cela réduirait alors l'étendue de la zone considérée comme étant affectée par un magmatisme d'arc.

Les deux modèles suivants sur l'évolution tectonique de la Patagonie au cours du cycle orogénique gondwanien, considèrent la Patagonie comme un terrain allochtone accrété à la fin du Paléozoïque. La principale différence entre ces deux modèles se trouve dans la direction de plongement du plan de subduction précédant la collision entre le Gondwana et la Patagonie.

(2) Le second scénario défendu par Ramos (1984, 1996, 2002), Palma (1989) et Ramos et Aguirre-Urreta (2000) propose que le socle des massifs de Somuncura et du Deseado constituait un ensemble allochtone séparé du reste de la Patagonie (Fig. 2.3). Ces terrains indépendants du Gondwana se seraient accrétés vers le Sud-Ouest au cours du cycle orogénique gondwanien, au Permien selon Ramos (2002). Cette théorie est la plus répandue.

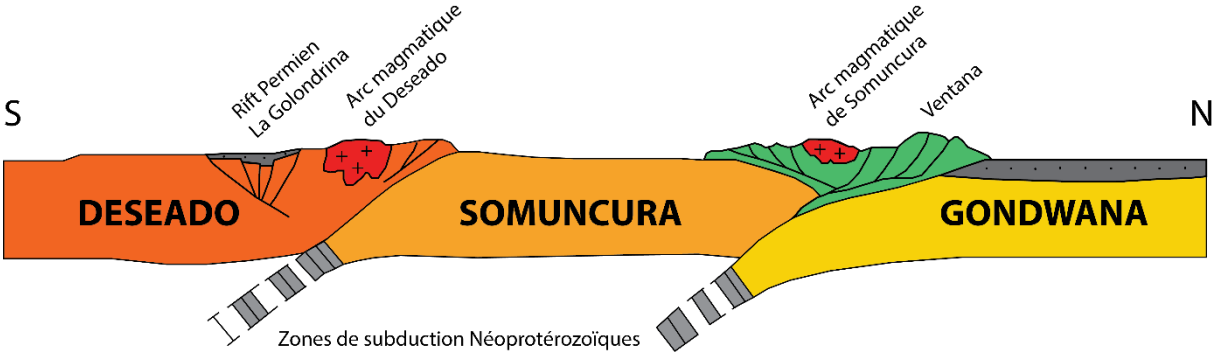


Fig. 2.3. Coupe N-S de la Patagonie proposé par Ramos (2002), où les terrains du Deseado et de Somuncura se seraient accrétés au Gondwana au cours du Permien le long de plans de subduction à plongement vers le Sud.

(3) Pour Pankhurst et al. (2006), la direction de plongement du plan de subduction est orientée vers le Nord-Est précédant la collision entre le Gondwana et la Patagonie, qui aurait eu lieu au Carbonifère-Permien (Fig. 2.4). Ceci est contraire à la théorie de Ramos (2002). Cette subduction vers le Nord-Est sous le Gondwana proviendrait de la fermeture d'un océan qui se trouvait au Sud-Ouest du Massif Nord de Patagonie. Cette collision serait responsable de la déformation de la ceinture de plis des Gondwanides, dont les reliques se trouvent actuellement au Sud de l'Amérique du Sud, au Sud de l'Afrique, en Antarctique, en Australie et en Nouvelle-Guinée.

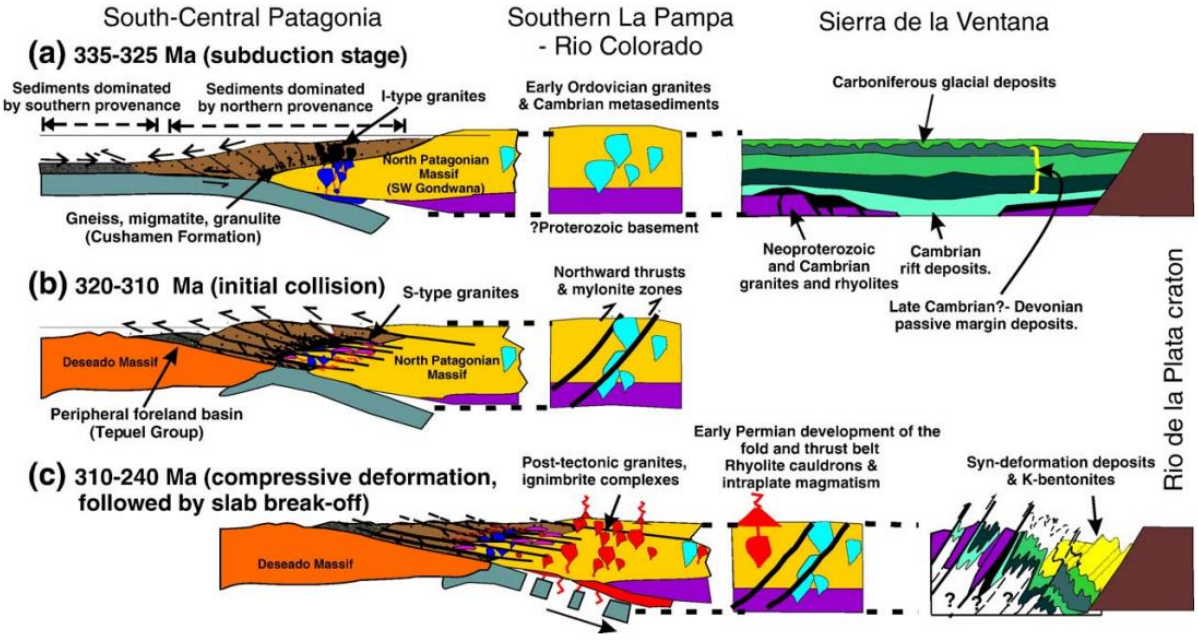


Fig. 2.4. Coupe schématique SW-NE du Nord de la Patagonie **(a)** au moment de la subduction au Carbonifère inférieur, **(b)** pendant la collision continentale au Carbonifère supérieur, et **(c)** après la collision au Carbonifère supérieur-Trias, d'après le modèle proposé par Pankhurst et al. (2006).

2.1.2. Rifting lors du cycle orogénique Gondwanien

Lors du cycle orogénique gondwanien, un régime extensif se met en place dès le Permien inférieur et se poursuit jusqu'au Trias supérieur de manière discontinue dans le Nord de la Patagonie, en position d'arrière-arc (Homovc et al., 1996). Au Trias moyen, plus au Sud, une période de quiescence tectonique et de refroidissement thermique contrôle la subsidence et le remplissage sédimentaire des bassins du Deseado et de San Julián (Homovc et Constantini, 2001). Au cours du Jurassique inférieur à moyen, la phase de rifting a progressivement migré dans le Massif du Deseado (Homovc et al., 1996 ; Ramos, 2002). Les rifts intra-cratoniques continentaux du Deseado et de San Julian se sont développés en réponse à la tectonique d'extension régionale (Homovc et Constantini, 2001).

En parallèle à cette phase extensive, s'est produit un épisode de magmatisme acide qui a affecté la marge occidentale du Gondwana. Cet épisode magmatique correspond à la mise en place de la province granitique de Choyoi (Kay et al., 1989), qui s'étend des latitudes ~23°S à 42°S (Fig. 2.5). Ce magmatisme se trouve à la transition entre la période du supercontinent gondwanien et le démantèlement de celui-ci qui démarre au Trias-Jurassique. Au Jurassique inférieur, du magmatisme de type rhyolitique se produit, correspondant à la mise en place de la province de Chon Aike, qui s'étend de la latitude 40°S à 56°S (Fig. 2.5 ; Kay et al., 1989). Ce magmatisme a été daté entre 185 et 175 Ma (fin du Jurassique inférieur) dans le Massif de Somuncura (Alric et al., 1996), et entre 177 et 168 Ma (début du Jurassique moyen) dans le Massif du Deseado (Alric et al., 1996 ; Féraud et al., 1999 ; Pankhurst et al., 2000). Ces provinces constituent la Grande Province Ignée (GPI) de Patagonie d'âge Jurassique, qui est une des plus grandes provinces siliciques de la Terre. Des théories sur l'origine de ces provinces rhyolitiques sont toujours controversées. Pankhurst et Rapela (1995) interprètent les rhyolites de Chon-Aike comme les produits de la fusion anatexique de la croûte inférieure, associée à la phase de rifting et à la cassure du supercontinent Gondwana. Kay et al. (1989) interprètent ce magmatisme rhyolitique comme un plateau mis en place dans un contexte intra-plaque et indépendant des processus de subduction.

Une phase d'amincissement crustal au Jurassique, associée à ce magmatisme silicique, a été enregistrée dans le Massif du Deseado où se sont mis en place des demi-grabens dans le socle. Des dépôts volcanoclastiques issus de l'effusion de ces rhyolithes ont rempli les demi-grabens et ont ensuite subi un basculement régional vers l'Est (Ramos, 2002). Féraud et al, 1999 ont obtenu des données $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des roches volcaniques du Jurassique, qui affichent une diminution régulière des âges des activités volcaniques depuis l'ENE (~187 Ma) vers l'WSW (144 Ma) sur 650 km, et qui seraient corrélés à la principale structure tectonique en demi-grabens orientés NNW–SSE perpendiculairement à la direction de migration observée. Ces âges sont contemporains au démantèlement initial du Gondwana, qui a démarré dans la province basaltique du plateau Karoo–Antarctique–Tasmanie (KAT) à l'Est (Fig. 2.5).

De plus, cette progression des âges du volcanisme s'accorde bien avec l'ouverture du bassin d'arrière arc de Rocas Verdes, à la fin Jurassique-début Crétacé (Fig. 2.6). De ce fait, elle serait aussi le résultat de variations de caractéristiques physiques de la subduction à l'Ouest, tel que l'augmentation du pendage du slab issu de la subduction sous la marge occidentale du continent Sud-américain, ou d'un recul du slab ("roll-back") qui entraîne la migration de la position de la fosse (Bertrand et al., 1999 ; Féraud et al, 1999). Ce phénomène de subduction serait donc responsable de l'ouverture du bassin Rocas Verdes et de la création de croûte océanique vers la Terre de Feu (Dalziel et al., 1974 ; Fig. 2.6). Une autre explication est donnée sur l'ouverture de ce bassin océanique par Godoy (1979) et Mpodozis (2007). Pour eux, la péninsule Antarctique se trouvait au Sud-Ouest de la Patagonie au Mésozoïque, et la distance entre le bassin Rocas Verdes et la subduction aurait été trop grande pour que ce bassin puisse être un bassin d'arrière-arc. De ce fait, ils proposent que ce bassin soit la terminaison NO de la dorsale séparant les plaques Afrique et Antarctique. Ce segment de dorsale aurait cessé son activité lorsque s'est ouvert l'océan Atlantique Sud, la séparation des plaques Amérique du Sud et Afrique ayant commencé au Crétacé Inférieur autour de 134 Ma (Granot et Dyment, 2015).

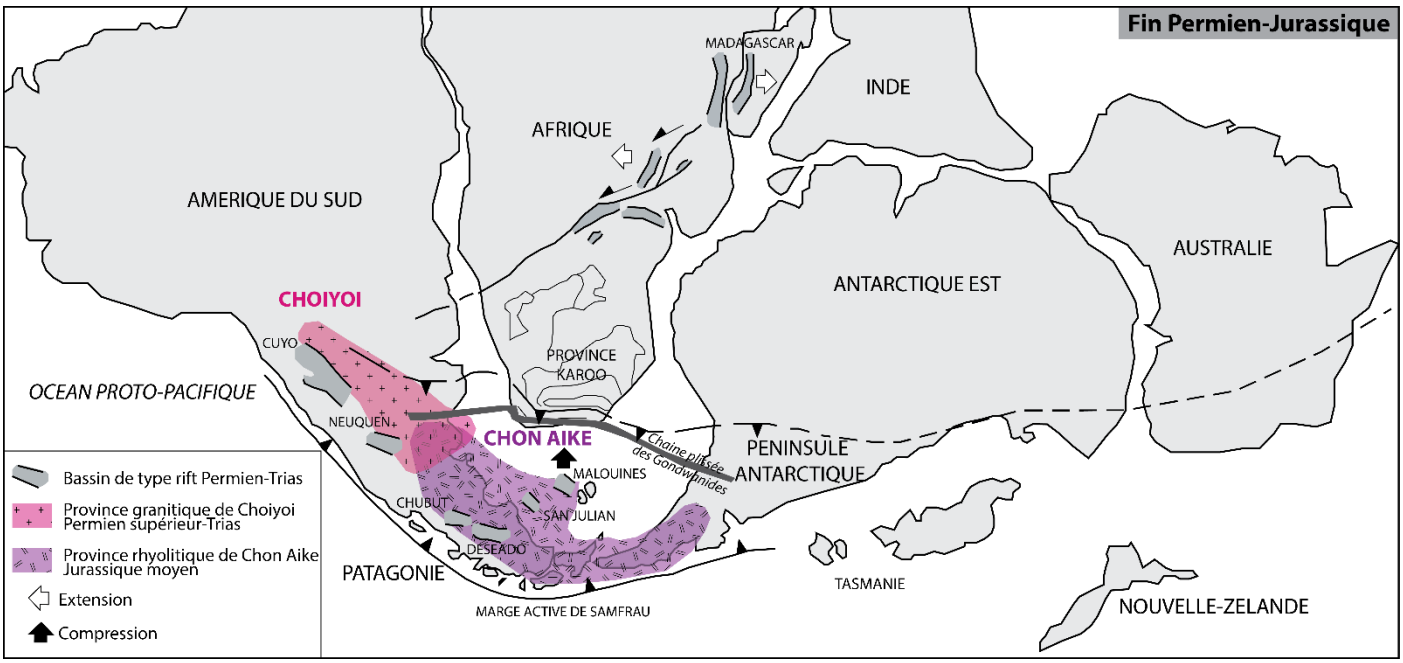


Fig. 2.5. Reconstruction paléogéographique de la partie Sud du Gondwana lors de son démantèlement, qui a démarré entre la fin du Permien et le Trias (d'après Lawver et Scotese, 1987 ; Kay et al., 1989 ; Daly et al., 1989 ; Homovc et Constantini, 2001). Des bassins de type rift, associés à la cassure de ce supercontinent, se sont développés à cette même période. Cette carte indique également l'étendue paléogéographique des granites de la province de Choiyoi d'âge Permien supérieur-Trias, ainsi que les rhyolites de la province de Chon Aike mises en place au Jurassique moyen (d'après Kay et al., 1989).

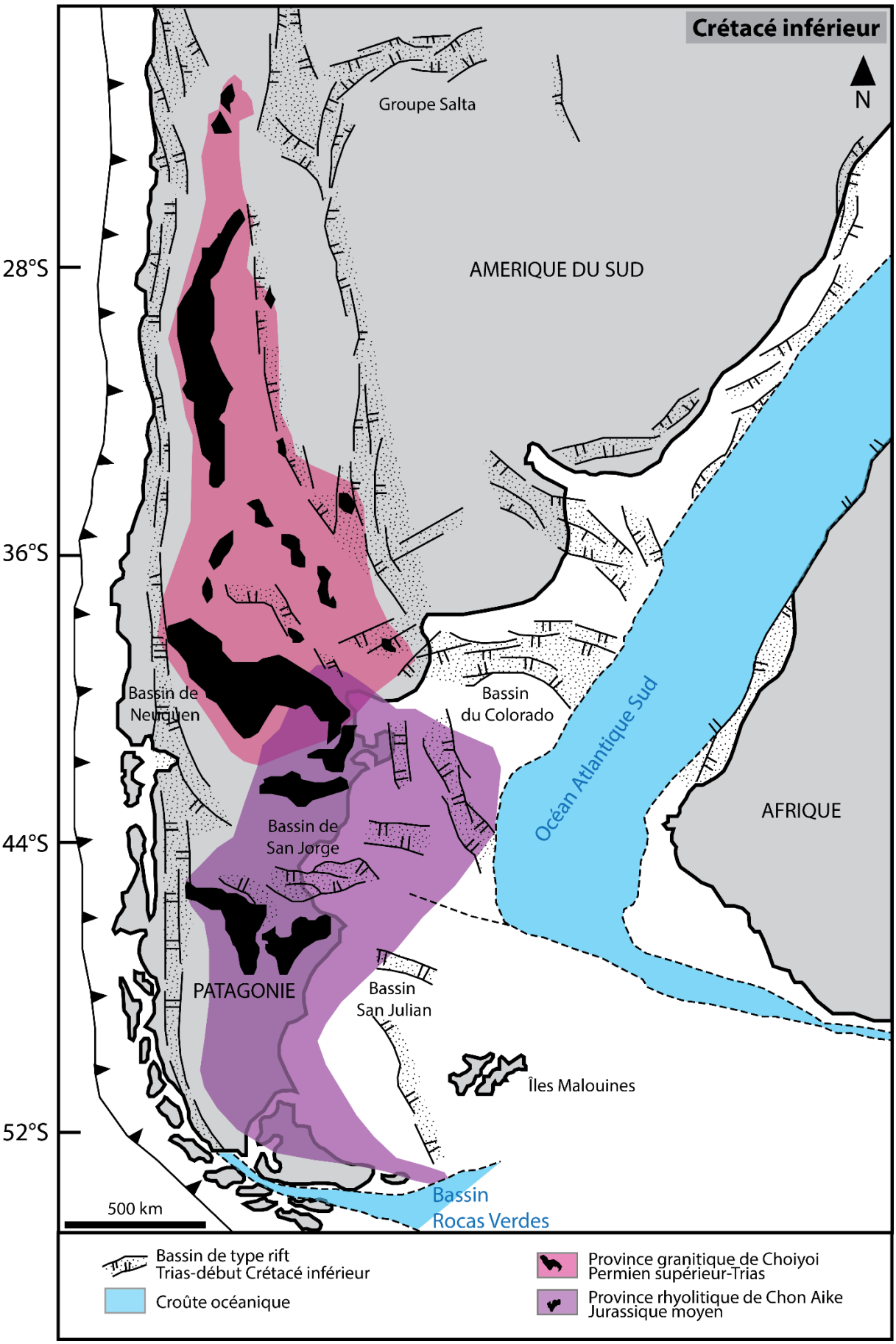

Crétacé inférieur
N
28°S
36°S
44°S
52°S
Groupe Salta
AMERIQUE DU SUD
Bassin de
Neuquen
Bassin
du Colorado
Océan Atlantique Sud
AFRIQUE
Bassin de
San Jorge
PATAGONIE
Bassin
San Julian
Îles Malouines
Bassin
Rocas Verdes
500 km
Bassin de type rift
Trias-début Crétacé inférieur
Croûte océanique
Province granitique de Choiyoi
Permien supérieur-Trias
Province rhyolitique de Chon Aike
Jurassique moyen

Fig. 2.6. Carte de la partie méridionale de l'océan Atlantique Sud au Crétacé inférieur montrant les systèmes de rift majeurs (d'après Ramos, 1999). Ces rifts ont été actifs du Trias au tout début du Crétacé inférieur, depuis le Nord jusqu'au Sud de la Patagonie respectivement (Ferraud et al., 1999). Cette carte indique aussi la position paléogéographique de la province granitique de Choiyoi, qui s'est mise en place entre le Permien supérieur et le Trias (d'après Kay et al., 1989). La province rhyolitique Chon Aike s'est formée plus tard au Jurassique moyen (Kay et al., 1989), lorsque les systèmes extensifs se sont propagés progressivement vers le Sud. Les affleurements actuels de ces provinces sont représentés en noir. Une croûte océanique a été créée à l'extrémité Sud de la Patagonie formant le bassin Rocas Verdes, qui s'est fermé au Crétacé supérieur lors d'une seconde phase de déformation du cycle orogénique patagon (Diraison et al., 2000).

2.1.3. Cycle orogénique Patagon

Le cycle orogénique Patagon démarre lorsque la subduction se met en place sous la marge Pacifique de la Patagonie. Cette subduction génère la formation de dacites, d'andésites et de rhyolites, qui constituent la base du complexe El Quemado d'âge Jurassique moyen. Cette unité comprend aussi des dépôts volcanoclastiques, et elle est visible au sein de la Cordillère Patagonne, notamment autour de notre zone d'étude près des lacs Viedma et Argentino (Nullo et al., 1979 ; Ramos, 1981 ; Giacosa et al., 2012 ; Ghiglione et al., 2014 ; Zerfass et al., 2017). L'expression la plus ancienne du début de la subduction enregistrée en Patagonie a été datée dans la Formation Tobífera à 171,8 ± 1,2 Ma, par la méthode U/Pb, à proximité du Complexe ophiolitique de Sarmiento (Fig 2.7 ; Pankhurst et al., 2000). Les autres âges de cette formation sont en majeure partie autour de 148-142 Ma (fin du Jurassique ; Calderón et al., 2006). Cette unité correspond à des rhyolites qui ont subi du métamorphisme à la transition schiste vert – schiste bleu (entre 3 et 7 kbar et 250 et 350°C ; Hervé et al., 2007). Elle se situe au Sud de la Patagonie et en Terre de Feu (>50°S) et a été nommée ainsi au Chili par Thomas (1949). La Formation Tobífera est contemporaine à la Formation El Quemado (nom argentin donné par Riccardi et Rolleri, 1980), daté à 154,5 ± 1,4 Ma (Pankhurst et al., 2000). Cette unité se trouve dans une zone intermédiaire entre 48°S et 50°S de latitude (Fig. 2.7). Les formations Tobífera et El Quemado comportent un autre équivalent plus au Nord entre 48 et 42°S, qui est la Formation Ibáñez datée à 158-144 Ma (Palacios et al., 1997 ; Suárez et De la Cruz, 1997 ; Pankhurst et al. 2000 ; De la Cruz et Suárez, 2008 ; Suárez et al., 2009 ; Poblete et al., 2013). Toutes ces formations rhyolitiques et andésitiques du Jurassique supérieur ont recouvert le socle métamorphique Paléozoïque (Parada et al., 1997) et se sont formées en contexte de rifting intracontinental. L'activité de cet arc magmatique s'est produite de manière continue au Jurassique moyen-supérieur, et elle est associée à un régime extensif majeur, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique Sud et synchrone à l'initiation de la subduction sous la marge Pacifique de la Patagonie (Uliana et Biddle, 1988).

Vers la fin de la mise en place du Complexe El Quemado, l'activité magmatique de l'arc devient plutonique générant la construction du batholite patagon (Ramos et al., 1982). Celui-ci s'étend actuellement entre 39°S et 56°S, sur plus de 1500 km de long et 100 km de large (Ramos et al., 1982), le long de la marge Ouest du Gondwana dans le socle métamorphique Paléozoïque et la chaîne plissée (Forsythe et Mpodozis, 1979 ; Allen, 1982 ; Pankhurst et al.,

2003 ; Hervé et al., 2003). Les âges U/Pb sur zircon obtenus par Hervé et al. (2007), ainsi que la compilation des données K/Ar et Ar/Ar présentées par Bruce et al. (1991), indiquent que le magmatisme granitique résulte d'un regroupement de plutons le long de la marge active. Ces plutons se sont mis en place sur environ 150 Ma, depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Néogène (Fig. 2.7 ; Pankhurst et al., 1999 ; Hervé et al., 2007). La construction de ce batholithe est le résultat de la subduction du plancher océanique du Pacifique sous la plaque Sud-américaine, et cette mise en place n'est pas continue mais épisodique. En effet, les roches les plus anciennes constituant ce batholite correspondent à des leucogranites et des gabbros du Jurassique supérieur (157-145 Ma). Il s'agit d'un des épisodes de plutonisme des plus intenses dans la construction du batholithe. Cet épisode est en partie contemporain à la Formation Tobífera, déposée dans le bassin de Rocas Verdes à l'Est du batholithe, correspondant aux derniers épisodes volcaniques siliciques de Patagonie.

Des changements dans les paramètres de la subduction ont déclenché la formation de plusieurs générations de plutons, avec les granitoïdes du Crétacé 1 (144-137 Ma). A partir de 137 Ma, les magmas associés à la subduction ont été produits à partir d'un manteau de plus en plus appauvri. Ce changement semble coïncider avec l'ouverture initiale de l'océan Atlantique Sud et le début de la fermeture du bassin de Rocas Verdes, qui reflète peut-être l'effet de la migration accélérée vers l'Ouest du continent Sud-américain sur la subduction Pacifique (Bruhn et Dalziel, 1977 ; Hervé et al., 2007). Ensuite se mettent en place les tonalites et granodiorites du Crétacé 2 (136-127 Ma), du Crétacé 3 (126-75 Ma) et du Paléogène (67-40 Ma). Une phase finale de plutonisme s'est produite au Néogène (25-12 Ma). Hervé et al. (2007) proposent que les changements dans la composition du magma résultent de changements épisodiques dans les conditions tectoniques, au cours des derniers 150 Ma. Suarez et de la Cruz (2001) avaient également observé ces 6 ensembles de plutons regroupés selon les âges K-Ar obtenus. En revanche, ces derniers observent, via leurs données radiométriques, l'absence d'âges Paléocènes entre 45°S et 48°S qu'ils associent à une période de subduction peu inclinée entre 65 et 50 Ma.

Au Sud du Chili s'est développé le bassin de Rocas Verdes entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, qui a évolué ensuite en bassin d'arrière arc (Wilson, 1991 ; Calderón, 2006). Le développement de ce bassin s'est accompagné d'éruptions générant la formation d'ignimbrites qui se sont déposées dans les séries de grabens. Au moment de la construction du batholithe patagon de Crétacé 1, et de la formation du plancher océanique de Rocas Verdes, le cycle orogénique patagon a subi deux phases de déformation compressive. La première s'est produite au moment du dépôt des séries du Néocomien et de la mise en place des volcanites du Crétacé inférieur (Hervé et al., 2000). Cette première phase serait liée à une augmentation de la vitesse de convergence, qui a été enregistrée sur toute la marge Pacifique Sud-américaine depuis la Colombie jusqu'aux Andes australes (Ramos, 1999 ; Hervé et al., 2007). Au Crétacé moyen se produisent la fermeture du bassin de Rocas Verdes et l'obduction d'ophiolites sur la marge cratonique (Dalziel, 1981). Puis, une deuxième phase de déformation s'est déroulée au début du Crétacé supérieur lors du soulèvement rapide des Andes australes, conduisant à l'initiation du bassin d'avant-pays de Magellan (92 Ma ; Fildani et al., 2003). Cette phase correspond aussi à la fermeture complète du bassin de Rocas Verdes, vers 90 Ma (Diraison et al., 2000). Elle coïncide avec l'activité du batholite qualifiée de maximale à 98±4 Ma par Ramos et al. (1982), et avec la discordance observée entre les dépôts et les basaltes crétacés d'arrière-arc dans la région extra-andine (Ramos, 2002). Cette seconde phase de

déformation correspondrait donc à un épisode de convergence rapide, ainsi qu'au début de la migration vers l'Ouest du continent Sud-américain suite à l'ouverture de l'Atlantique Sud.

Plusieurs complexes ophiolitiques sont actuellement exposés le long de la chaîne, et sont considérés comme des vestiges du plancher océanique du bassin de Rocas Verdes (Katz, 1964 ; Dalziel et al., 1974 ; Suárez et Pettigrew, 1976 ; Fuenzalida et Covacevich, 1988 ; Stern et de Wit, 2003). Le complexe ophiolitique de Sarmiento (~52°S) représente un de ces vestiges du Jurassique supérieur (Calderón et al., 2007 ; Fig 2.7).

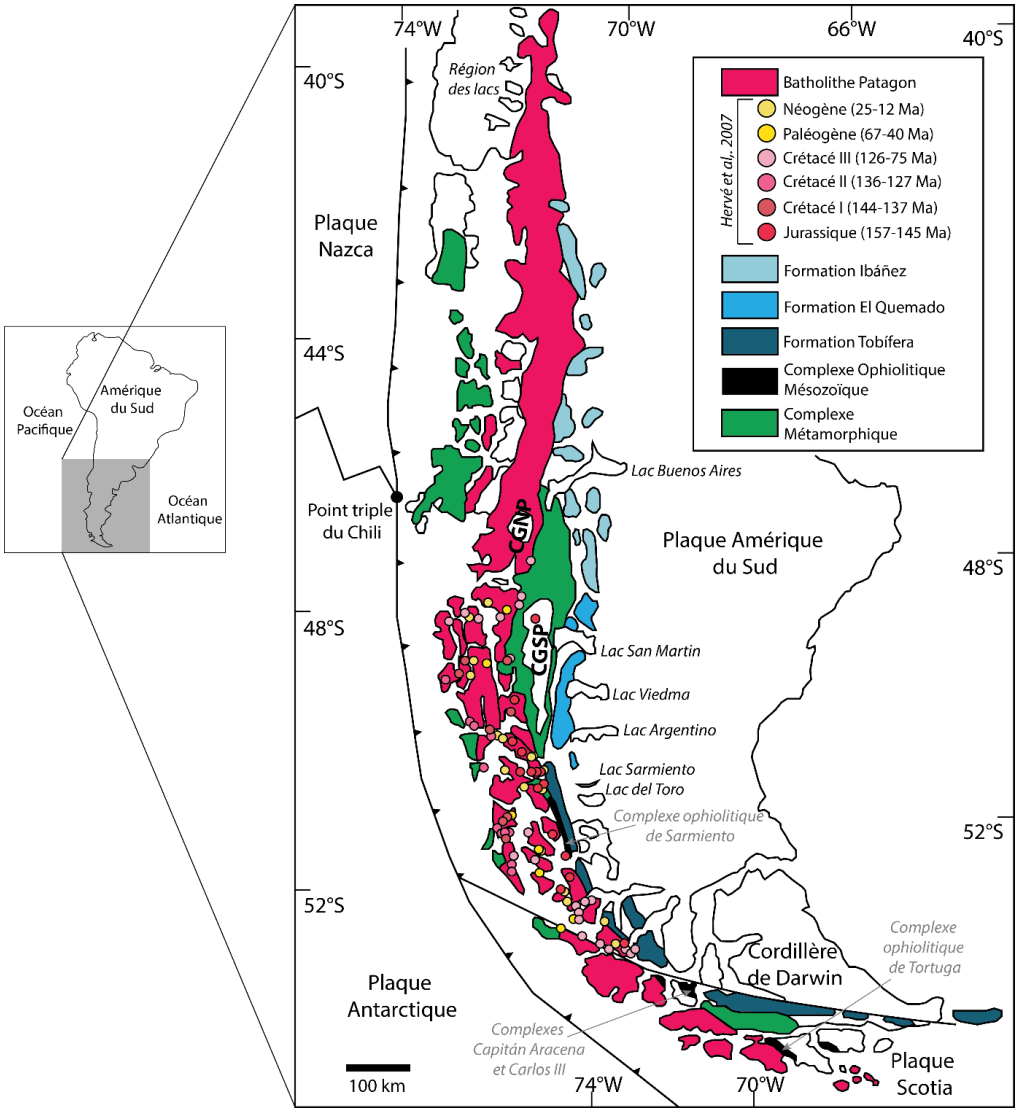


Fig. 2.7. Localisation du batholithe patagon dans les Andes australes (d'après Hervé et al., 2007 ; Poblete et al., 2013). Sont également indiqués le complexe métamorphique de la fin du Paléozoïque – début du Mésozoïque dans lequel s'est mis en place le batholithe, ainsi que le complexe ophiolitique Mésozoïque qui s'est formé dans le bassin de Rocas Verdes. Les formations volcaniques du Jurassique supérieur sont représentées en dégradé de bleu, avec respectivement du Nord au Sud les formations : Ibáñez (bleu clair), El Quemado (bleu moyen) et Tobífera (bleu foncé ; d'après Pankhurst et al., 2000). La distribution des âges du batholithe patagon obtenus par Hervé et al. (2007) est également indiquée, à partir d'un dégradé de rose pour les plutons du Mésozoïque et d'un dégradé de jaune pour les plutons du Cénozoïque.

2.2. Evolution géodynamique de la Patagonie depuis le Cénozoïque

2.2.1. Cycle orogénique Andin

Au cours du Cénozoïque se produit le cycle orogénique andin, qui s'est déroulé en deux phases de compression majeures (Fig. 2.8 ; Kraemer, 1993 ; Kraemer et al., 2002 ; Marenssi et al., 2002, 2003) :

1) La première phase a eu lieu au Paléogène, et elle correspond à l'orogenèse Inca qui s'est déroulée à l'Eocène supérieur. Cette phase de déformation s'est propagée vers l'avant-pays. Elle a entraîné l'épaississement progressif et le soulèvement de la partie interne de la Cordillère et de la chaîne plissée, en réactivant les failles extensives du Jurassique et en incorporant le matériel d'avant-pays (Dahlen, 1990 ; Williams et al. 1994). Les séquences syn-orogéniques se sont principalement déposées au Sud de la Patagonie. En revanche, plus au Nord vers le Lac Buenos Aires, les épaisseurs des sédiments sont beaucoup plus réduites (Flint et al., 1994). Cette activité orogénique majeure dans la Cordillère s'est produite suite à une période de convergence rapide à plus de 10 cm/an entre 50 et 42 Ma (Éocène inférieur-moyen ; Pardo-Casas et Molnar, 1987). Cette phase est également contemporaine de la subduction de la dorsale Aluk-Farallón sous le continent Sud-américain (Ramos et Kay, 1992), exposée ci-dessous.

2) La seconde phase de déformation s'est déroulée durant le Néogène, entre le Miocène et le Pliocène. Il s'agit de la phase Quechua qui correspond aussi à une période de convergence rapide dépassant les vitesses de la phase Inca, et atteignant les 14 cm/an entre 26 Ma (Pardo-Casas et Molnar, 1987) et ~10 Ma (Fig. 2.8). A cette période s'est aussi produite la subduction d'une autre dorsale vers 14-15 Ma, également décrite ci-après.

Ces deux phases de déformations majeures, synchrones à une accélération de la vitesse de convergence, sont séparées par une phase où la vitesse de convergence a diminué vers la fin de l'Éocène (30-35 Ma ; Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998 ; Somoza et Ghidella, 2012). A cette période, la plaque Scotia s'individualise de l'Amérique du Sud, dont la limite passe à travers l'ouverture du passage de Drake. Cette plaque s'étend depuis la partie Sud de l'Amérique du Sud jusqu'en Antarctique (Barker et Burell, 1977 ; Lawver et al., 1985 ; Diraison et al., 1997 ; Ghiglione et al. 2008). Cette individualisation accommode la rotation antihoraire de la plaque Sud-américaine et la rotation horaire de la plaque Antarctique (e.g. Poblete et al., 2015).

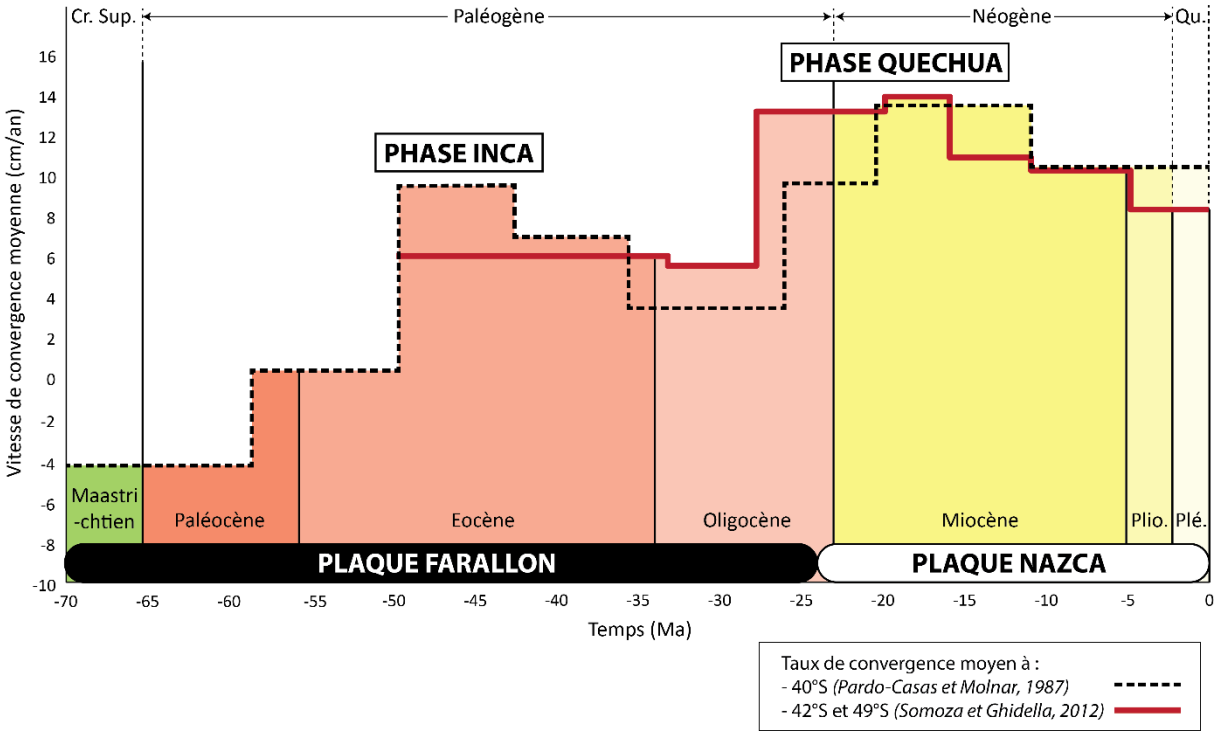


Fig. 2.8. Diagramme représentant l'évolution de la vitesse de convergence moyenne entre la plaque Sud-américaine et la plaque océanique Farallón (puis Nazca dès 24 Ma) au cours des derniers 70 Ma. Le taux de convergence a été obtenu au Chili aux latitudes : 40°S d'après Pardo-Casas et Molnar (1987 ; ligne noire en pointillée), et 42-49°S d'après Somoza et Ghidella (2012 ; ligne rouge). Ces vitesses correspondent aux données disponibles les plus proches de notre zone d'étude à 49°S de latitude. Ce diagramme met en évidence les deux périodes d'accélération de la vitesse de convergence, au cours de l'Éocène inférieur à moyen et au Miocène, qui correspondent respectivement aux phases orogéniques Inca et Quechua.

2.2.2. Subduction de la dorsale Aluk-Farallón à l'Eocène sous les Andes australes et migration du point triple vers le Sud

Depuis au moins le Jurassique supérieur jusqu'à la fin de l'Oligocène, la plaque Farallon passait en subduction sous le continent Sud-américain (Fig. 2.9). Sous l'extrémité Sud de ce continent, une autre plaque océanique passait en subduction au cours du Crétacé supérieur et du Paléogène : il s'agit de la plaque Aluk (aussi nommée Phoenix). La géométrie de la dorsale séparant les plaques Aluk et Farallon ne peut pas être connue précisément, puisque vers 30 Ma, elle est passé en subduction sous la mer de Scotia et a aujourd'hui disparu dans le manteau. Il n'en reste actuellement qu'un lambeau préservé à l'Ouest de la Péninsule Antarctique. Somoza et Ghidella (2012) ont proposé que la dorsale Aluk-Farallon plongeait sous le Sud du Pérou au Crétacé supérieur.

Au cours de l'Eocène, la dorsale Aluk-Farallón aurait alors migré rapidement vers le Sud de la Patagonie, le long de la marge Sud-chilienne (Barker, 1982 ; Cande et Leslie, 1986). D'après le modèle de configuration des plaques de Cande et Leslie (1986), la dorsale Aluk/Farallón était très oblique par rapport à la fosse. L'intersection avec la fosse se serait produite au Nord à la latitude 43°S vers 52 Ma, et aurait atteint rapidement la Terre de Feu

autour de 40–42 Ma (Cande et Leslie, 1986). C'est durant cette période que s'est déroulée la phase orogénique Inca.

La migration vers le Sud du point triple Aluk-Farallón-Amérique du Sud est très mal contrainte (Seton et al., 2012). Cependant, le magmatisme Eocène d'arc et d'arrière arc confirme le passage de la dorsale Aluk-Farallón, qui diffère du Nord au Sud de la latitude 43°S. Au Nord de 43°S, des séries volcaniques calco-alcalines sont exposées le long du piedmont de la chaîne (Rapela et al., 1988 ; Rapela et Kay, 1988). Au Sud de 43°S, aucun arc volcanique d'âge Eocène n'est présent le long de la Cordillère, mais d'importants plateaux basaltiques à signature OIB se sont développés dans l'avant-pays andin à cette époque. Leur genèse est mise en relation avec la subduction de la dorsale Aluk/Farallón durant l'Eocène, qui aurait induit la formation d'une première fenêtre asthénosphérique sous la plaque supérieure (Ramos et Kay, 1992). Ces basaltes alcalins Eocène sont représentés par la Meseta Posadas et ses équivalents qui sont : la Meseta Buenos Aires, la Meseta Chile Chico et la Meseta de la Muerte, situées entre ~46°S et 49°S au Sud du Lac Buenos-Aires. Des âges K/Ar ont été obtenus pour ces coulées, indiquant une période d'activité entre ~55 et 40 Ma (Charrier et al., 1978, 1979 ; Baker et al., 1981 ; Ramos, 1982 ; Mercer et Sutter, 1982 ; Busteros et Lapido, 1983 ; Ramos et Drake, 1987 ; Ramos et Kay, 1992 ; Espinoza et al., 2005).

Après l'éruption du basalte Posadas à la latitude 47°40'S, des dépôts tertiaires ont recouvert cette coulée (Ramos et Kay, 1992). Ces couches ont ensuite été déformées et inclinées, contrairement aux basaltes des mesetas Belgrano et Strobel du Miocène supérieur. Ramos (1989) suggère donc que la déformation et le soulèvement de la Cordillère patagonne se soit produite entre le Miocène moyen et le Miocène supérieur (Fig. 2.10).

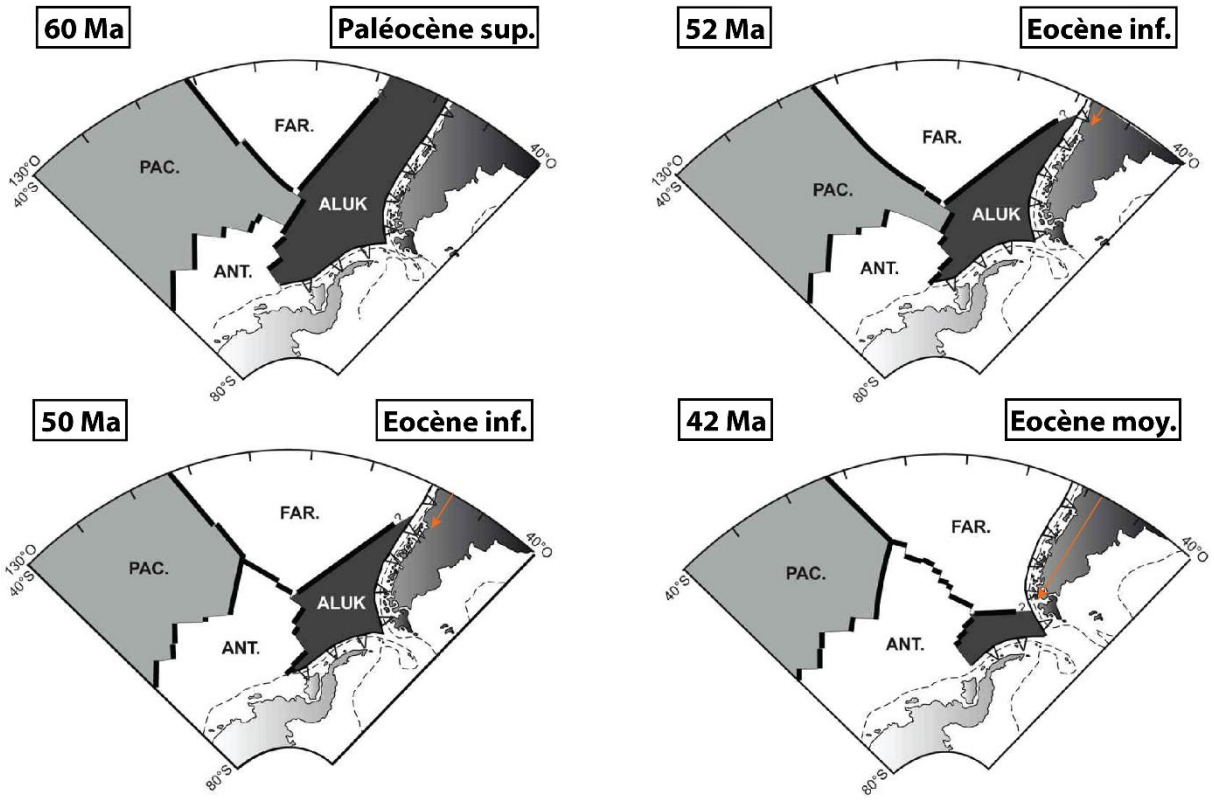


Fig. 2.9. Reconstruction de la configuration des plaques au Sud-Est du Pacifique au cours du Paléocène-Éocène (modifiée d'après Cande et Leslie, 1986). La dorsale Aluk-Farallón (ou

Phoenix-Farallon) a migré depuis le Nord vers le Sud le long de la fosse du Chili du Paléocène à l'Eocène, générant l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique sous la pointe Sud du continent Sud-américain (Cande et Leslie, 1986 ; Breitsprecher et Thorkelson, 2009). Cette migration de la dorsale est indiquée par une flèche orange.

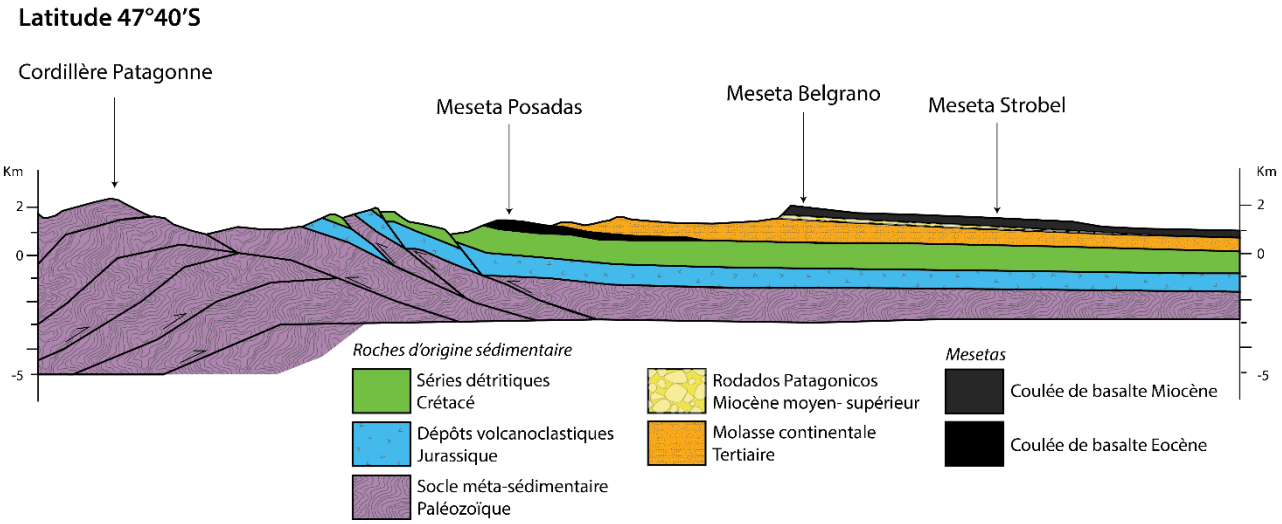


Fig. 2.10. Coupe structurale simplifiée des Andes australes à la latitude 47°40'S (modifiée d'après Ramos et Kay, 1992). La Meseta Posadas est un témoin de l'activité volcanique lors de la migration de la dorsale Aluk/ Farallon vers le Sud de la Patagonie, au cours de l'Eocène. Les mesetas Belgrano et Strobel traduisent l'activité volcanique au Miocène lié au passage d'une autre dorsale, migrant cette fois ci vers le Nord de la Patagonie (décrite ci-après).

2.2.3. Rupture de la plaque Farallón

Vers 24 Ma l'histoire tectonique de la Patagonie est marquée par la rupture de la plaque Farallon. Cette plaque s'est scindée en deux pour donner naissance à la plaque Cocos au Nord qui passe en subduction sous l'Amérique Centrale, et la plaque Nazca au Sud qui plonge sous l'Amérique du Sud (Fig. 2.11 ; Lonsdale, 2005). Une première hypothèse propose que la rupture de la plaque Farallon soit liée à une différence de direction dans la traction du slab, entre la zone de subduction d'Amérique Centrale et la zone de subduction du Pérou-Chili (Lonsdale et Klitgord, 1978). L'autre hypothèse suggère que la présence du point chaud des Galapagos ait aussi facilité la rupture de la plaque Farallon (Hey, 1977). Au cours de cette période, la convergence entre la plaque Nazca nouvellement formée et la plaque Amérique du Sud augmente et subit une rotation horaire qui génère une subduction plus frontale : c'est le début de la phase orogénique Quechua (Fig. 2.12 ; Cande et Leslie, 1986 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987).

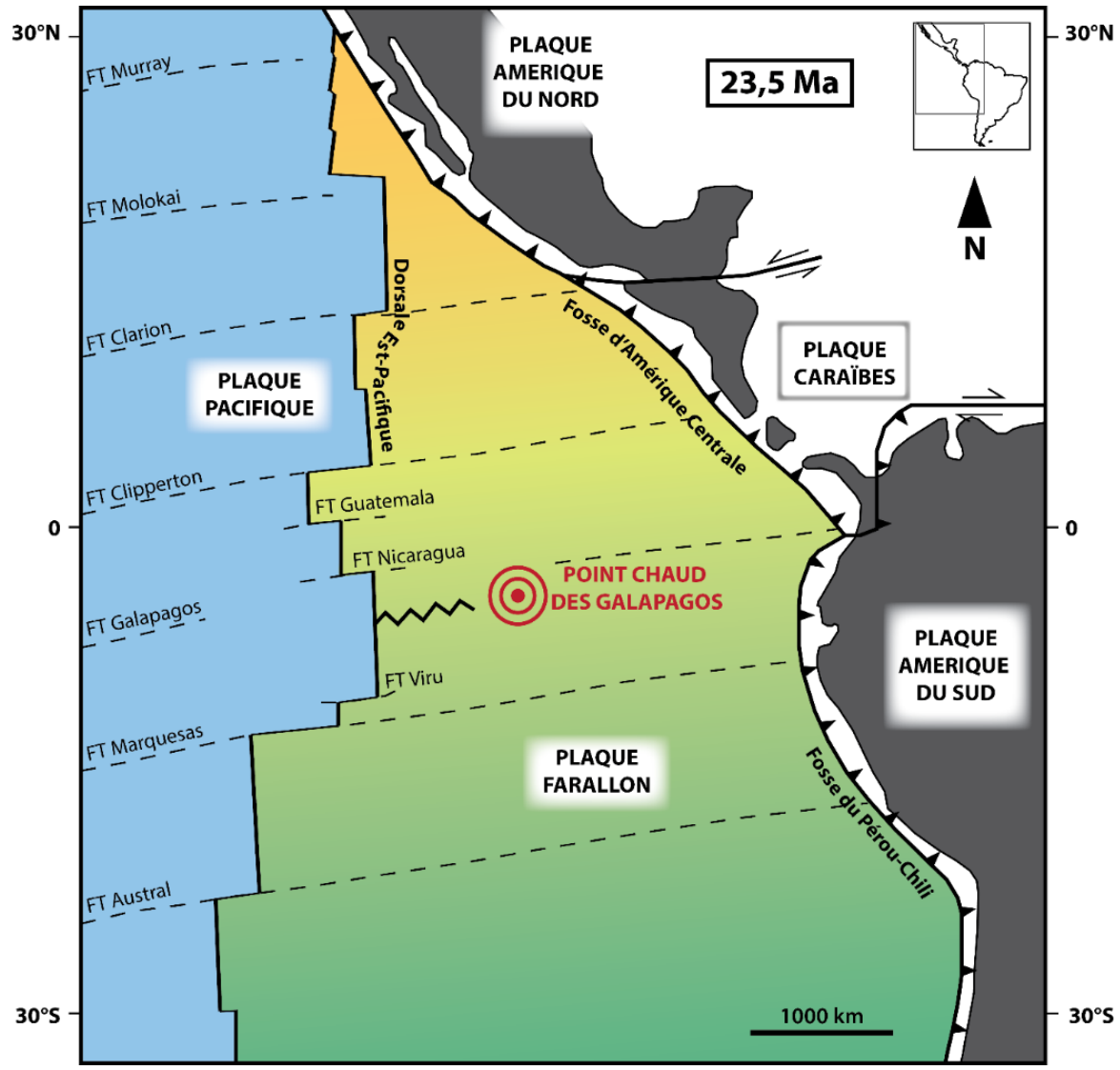


Fig. 2.11. Reconstruction paléogéographique de la plaque Farallon juste avant d'être scindée en deux plaques, Cocos et Nazca, à ~24 Ma (modifiée d'après Lonsdale, 2005). Les domaines approximatifs des futures plaques Cocos et Nazca sont respectivement représentées en orange et en vert. La limite à gauche du point chaud des Galapagos correspond à la position connue de la séparation Cocos-Nazca à ~23 Ma. FT : Failles transformantes.

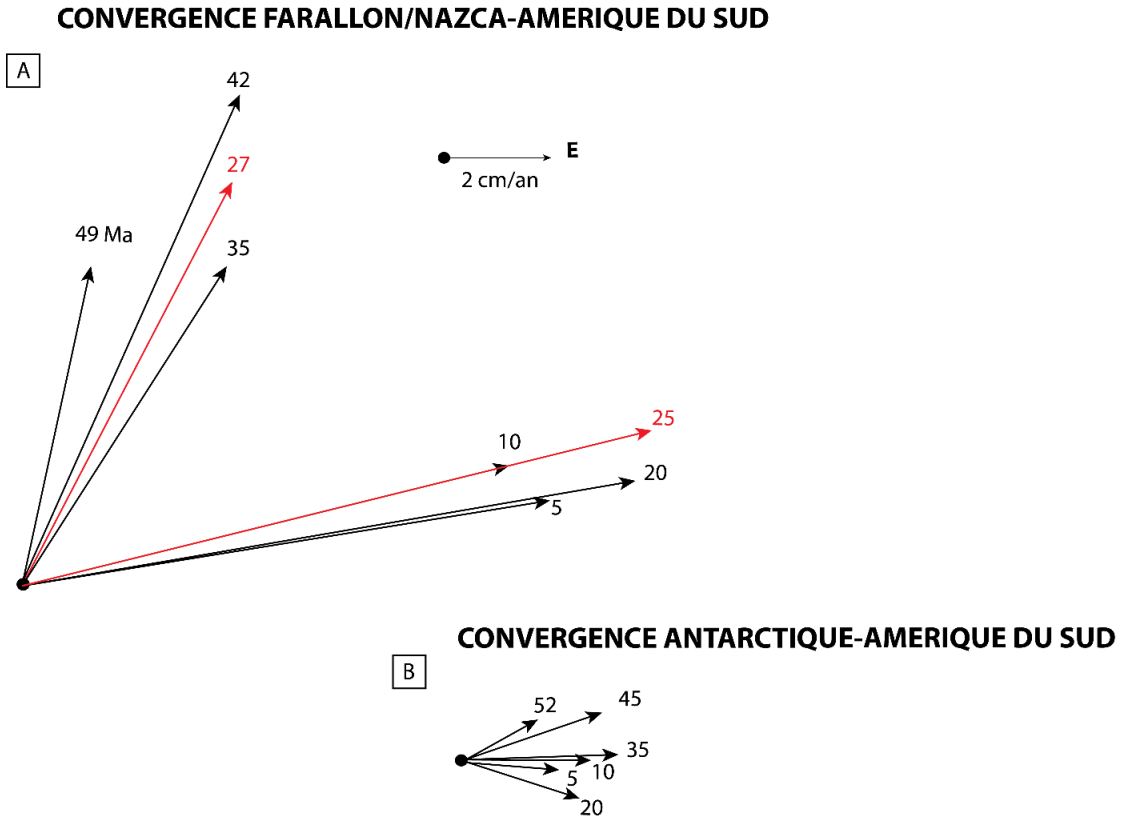


Fig. 2.12. Mouvement relatif : **A)** de la plaque Amérique du Sud avec la plaque Farallón (qui devient Nazca dès 25 Ma) et **B)** de la plaque Amérique du Sud avec la plaque Antarctique, depuis ~50 Ma (d'après Cande et Leslie, 1986). La convergence Farallón-Amérique du Sud était NE et fortement oblique à la marge avant 25 Ma, puis elle est devenue plus orthogonale et plus rapide dès 25 Ma. La convergence Antarctique-Amérique du Sud est restée relativement perpendiculaire à la marge depuis au moins le début de l'Eocène. Les âges sont indiqués au niveau des flèches.

2.2.4. Subduction de la dorsale active du Chili sous la Patagonie au Miocène et migration du point triple vers le Nord

Le Miocène inférieur est aussi marqué par une réorganisation importante des plaques au Sud-Est du Pacifique, due à la subduction de la triple jonction entre les plaques Nazca, Antarctique et Phoenix de type ''ride-ride-ride'', sous le continent Sud-américain (Fig. 2.13). Cela a généré une quadruple jonction instable et éphémère qui s'est produite vers 18 Ma à la latitude 54°S (Fig. 2.14 ; Breitsprecher et Thorkelson, 2008). Cette configuration inédite induit des flux thermiques très élevés par rapport aux cas documentés de subduction de dorsale simple. A 17 Ma, la situation a ensuite évolué vers la formation de deux points triple ''fosse-ride-fosse'' qui ont migré vers le Sud pour le système Antarctique–Phoenix–Amérique du Sud, et vers le Nord pour le système Nazca–Antarctique–Amérique du Sud. Cette seconde triple jonction est nommée ''point triple du Chili'' (PTC).

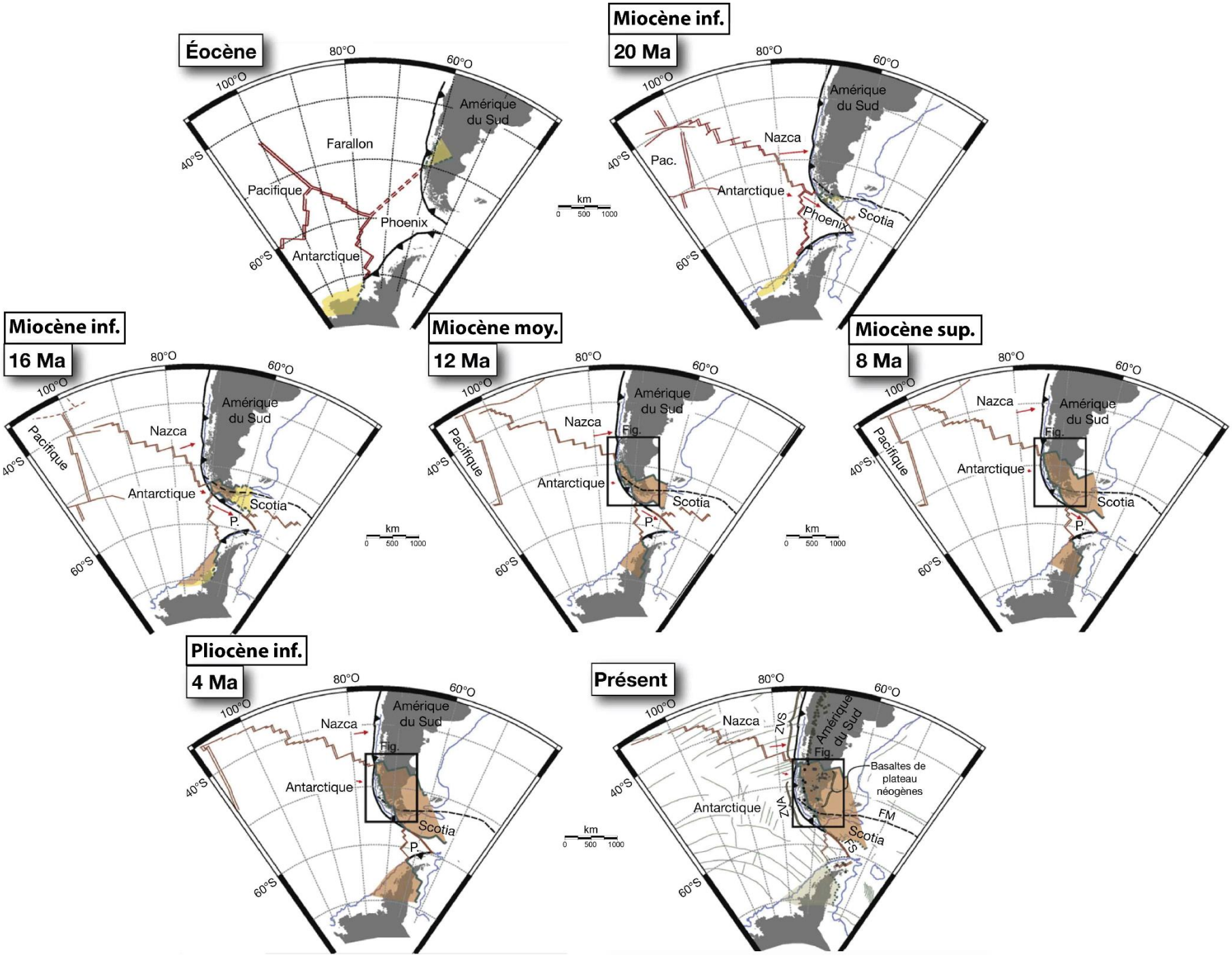

Éocène
80°O
60°O
100°O
40°S
60°S
Amérique du Sud
Farallon
Pacifique
Phoenix
Antarctique
km
0 500 1000
Miocène inf.
20 Ma
Pac.
Nazca
Scotia
Miocène inf.
16 Ma
Pacifique
P.
Miocène moy.
12 Ma
Fig.
Miocène sup.
8 Ma
Pliocène inf.
4 Ma
Présent
ZVS
ZVN
Basaltes de plateau néogènes
FM
FS

Fig. 2.13. Reconstruction de la géométrie des plaques tectoniques au Sud-Est de l'Océan Pacifique, de l'Éocène à l'actuel (modifié d'après Breitsprecher et Thorkelson, 2008). La dorsale séparant les plaques Farallon et Phoenix (Aluk) a migré du Nord vers le Sud, conduisant à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique sous le continent Sud-américain. Une autre fenêtre asthénosphérique s'est formée à cette époque suite à la subduction de la dorsale Phoenix –Antarctique sous la Péninsule Antarctique. Ces deux fenêtres sont représentées en jaune sur les reconstructions tectoniques de l'Eocène et du Miocène inférieur. Plus tard, la dorsale du Chili qui sépare les plaques Nazca et Antarctique migre depuis le Sud vers le Nord, ce qui engendre la formation d'une fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie (représentée en orange). La géométrie de cette fenêtre est représentée à 16 Ma, 12 Ma, 8 Ma, 4 Ma et à l'actuel (d'après Breitsprecher et Thorkelson, 2008). Les flèches rouges indiquent le déplacement de chaque plaque plongeante par rapport à la plaque Sud-américaine. ZVS : Zone Volcanique Sud, ZVA : Zone Volcanique Australe, FM : Faille Magallanes-Fagnano, FS : Faille Shackleton, P : Phoenix.

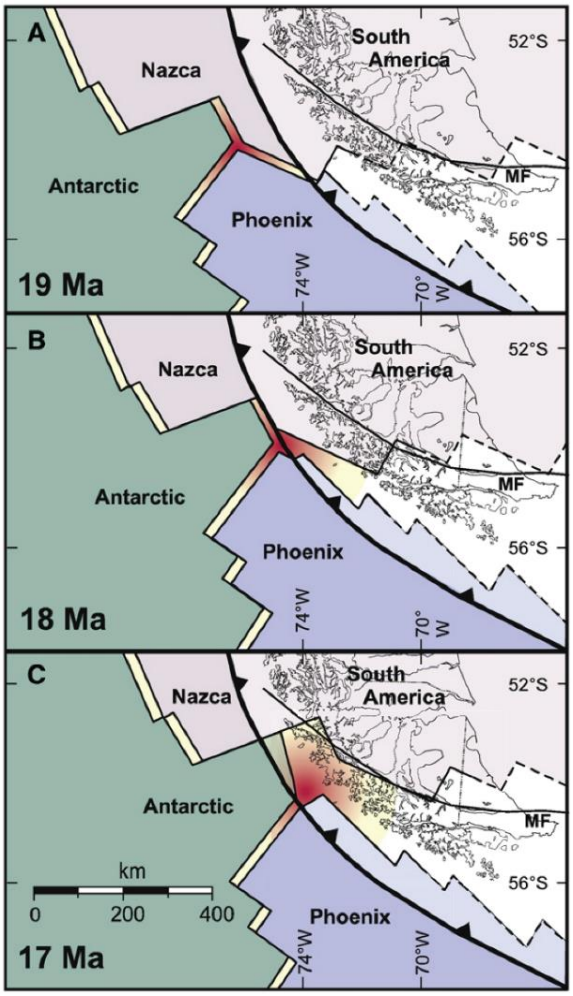


Fig. 2.14. Configuration tectonique éphémère représentant la quadruple jonction entre les plaques Phoenix, Nazca, Antarctique et Amérique du Sud au Miocène inférieur (Breitsprecher et Thorkelson, 2009). Cette configuration rare et non documentée auparavant, génère des flux thermiques exceptionnellement très élevés, dans laquelle une triple jonction ''ride-ride-ride'' océanique rentre en collision avec la fosse Sud-chilienne. MF : Faille Magallanes–Fagnano.

Sous la Patagonie, la subduction de la dorsale du Chili, qui sépare la plaque Nazca de la plaque Antarctique, a commencé vers 14 Ma (Miocène Moyen) à la latitude 54°S sur la bordure Ouest de la Terre de Feu (Forsythe et Nelson, 1985 ; Cande et Leslie, 1986 ; Breitsprecher et Thorkelson, 2009). Elle a ensuite migré épisodiquement vers le Nord au cours du Néogène, jusqu'à sa position actuelle à 46°30'S. Cinq segments de dorsale presque parallèles à la fosse du Chili sont passés en subduction à : 14–13 Ma (DC-3), 12 Ma (DC-2), 6 Ma (DC-1), 3 Ma (DC0) et 0,3 Ma (DC1). Aujourd'hui, la plaque Nazca plonge à ~7 cm/an sous le continent, alors que la plaque Antarctique subducte très lentement (~2 cm/an). Concernant la plaque Amérique du Sud, sa vitesse absolue en direction de l'Ouest aurait peu varié depuis le Crétacé supérieur, d'après Silver et al. (1998). Mais, ils proposent une augmentation de 2 à 3 cm/an à 30 Ma, qui n'est pas observée par Sdrolias et Müller (2006). La vitesse absolue moyenne de la plaque Amérique du Sud au cours du Cénozoïque était proche de 2 ± 1 cm/an. Sa vitesse actuelle est de ~3,3 cm/an à la latitude 49°S, d'après DeMets et al. (1990).

Cande et Leslie (1986) ont identifié plusieurs évènements distincts de collision dorsale-fosse : entre 14 et 10 Ma, une section de 700 km de long presque continue de la dorsale du Chili est passée en subduction entre 55°S et 48°S. Des segments plus courts de la dorsale, séparés par de grandes failles transformantes, sont passés en subduction à 6 et à 3 Ma entre 48°S et 47°S (Fig. 2.15).

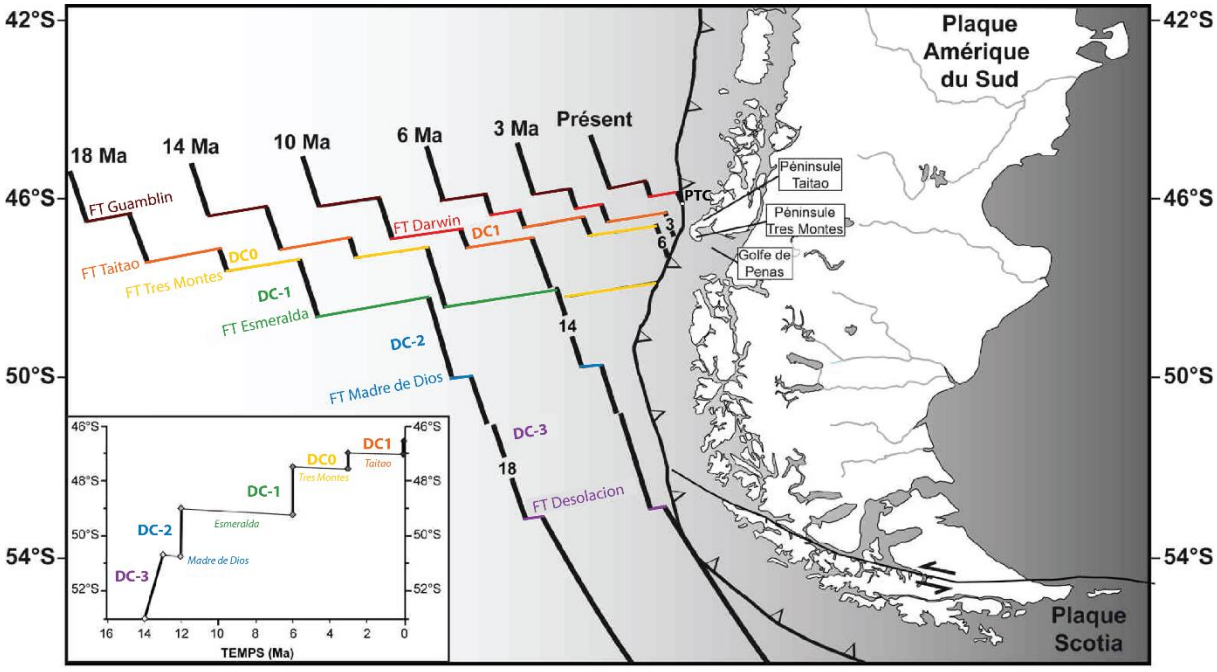


Fig. 2.15. Reconstruction de la position de la dorsale active du Chili par rapport au continent Sud-américain fixe, depuis 18 Ma (d'après Cande et Leslie, 1986 et modifiée par Guillaume, 2008). La subduction des segments de cette dorsale (DC-3, DC-2, DC-1, DC0) d'orientation subparallèle à la fosse, a eu lieu respectivement à 14 Ma, 12 Ma, 6 Ma et 3 Ma et le segment DC1 passe actuellement en subduction à la latitude de la péninsule de Taïtao (46°30'S).

La subduction d'une dorsale active, par rapport à une subduction classique, génère des changements thermiques sous la plaque continentale. La partie de la lithosphère océanique nouvellement formée à proximité de la dorsale, est plus chaude et plus fine. Au moment de la

subduction de la dorsale, la production de lithosphère océanique cesse. Les deux plaques océaniques, convergeant à des vitesses différentes avec l'Amérique du Sud, s'écartent l'une de l'autre créant ainsi un espace favorable à la remontée d'asthénosphère chaude. Ce matériel mantellique provenant au départ de la zone Pacifique, contourne les slabs plongeants et remonte par convection sous la plaque supérieure. Ce phénomène va générer la formation d'une fenêtre asthénosphérique (« slab window ») à l'aplomb de la plaque continentale, au Sud du point triple (Dickinson et Snyder, 1979 ; Thorkelson et Taylor, 1989 ; Thorkelson, 1996). Cette fenêtre permet au manteau situé à l'Ouest de la plaque Nazca (côté Pacifique) de contourner ce slab, ce qui facilite son recul vers l'Ouest en réponse au déplacement de la plaque Sud-américaine (Russo et Silver, 1994 ; Schellart et al., 2007).

Dans l'asthénosphère, la fenêtre asthénosphérique correspond à un domaine à fort gradient de température, ayant une forme triangulaire dont l'amplitude évolue avec le temps. Plusieurs modèles de développement et d'évolution de fenêtres asthénosphériques ont été proposés par Thorkelson (1996). La géométrie de la fenêtre va dépendre des vitesses de convergence, de la configuration de la dorsale et de ses failles transformantes avant la subduction, et de l'angle de subduction des plaques océaniques (Figs. 2.16 et 2.17). La figure 2.18 illustre la dernière version de la forme de la fenêtre asthénosphérique de Patagonie, lors de la subduction oblique de la dorsale du Chili sous la plaque Sud-américaine. C'est cette configuration qui génère une migration du point triple vers le Nord lorsque les segments de la dorsale orientée NW-SE passent en subduction.

Cette fenêtre asthénosphérique a été détectée notamment en tomographie sismique par un ralentissement des vitesses sismiques, caractérisant un manteau anormalement chaud sous le continent (Heintz et al., 2005). Hamza et Munoz (1996) ont également observé ces anomalies thermiques en profondeur par des mesures de flux de chaleur en surface. Un modèle thermique de la lithosphère continentale réalisé par Artemieva (2006) met en évidence des anomalies de températures comprises entre 700°C et 900°C à 50 km de profondeur, pouvant être associées à la fenêtre asthénosphérique. DeLong et al., (1979) parlent d'effet chalumeau (« blow torch ») lors de l'élargissement progressif de cette fenêtre, qui a pour répercussion l'emplacement d'un magmatisme très varié à la fois près de la fosse, mais aussi dans des régions extra-andines plus lointaines, depuis le Miocène.

La subduction de la dorsale a également contribué au soulèvement rapide du relief andin et au développement d'une chaîne plissée, qui sera discuté plus tard dans ce manuscrit (e.g. Ramos, 1989, 2005 ; Suárez et al., 2000 ; Lagabrielle et al. 2004 ; Guillaume et al. 2009 ; Folguera et al., 2018). Cet événement géodynamique a aussi fortement modifié la fosse du Chili avec l'obduction d'ophiolites entre 4 et 3,5 Ma, qui affleurent actuellement sur la Péninsule de Taitao à l'extrémité Ouest du Golfe de Penas (Mpodozis et al., 1985 ; Hervé et al., 1985 ; Forsythe et Nelson, 1985 ; Forsythe et al., 1986). Ces ophiolites se sont mises en place juste avant le passage en subduction des segments de dorsale entre les failles transformantes Tres Montes et Taitao à 3 Ma (Forsythe et al., 1986). Par ailleurs, une étude réalisée par Pedoja et al. (2011) propose que le soulèvement d'anciennes lignes de rivage du Quaternaire à l'Est de la Patagonie sur plus de 2000 km de long, comme l'avait déjà observé

Darwin (1846), pourrait être issu de la subduction de la dorsale du Chili et du soulèvement dynamique associé.

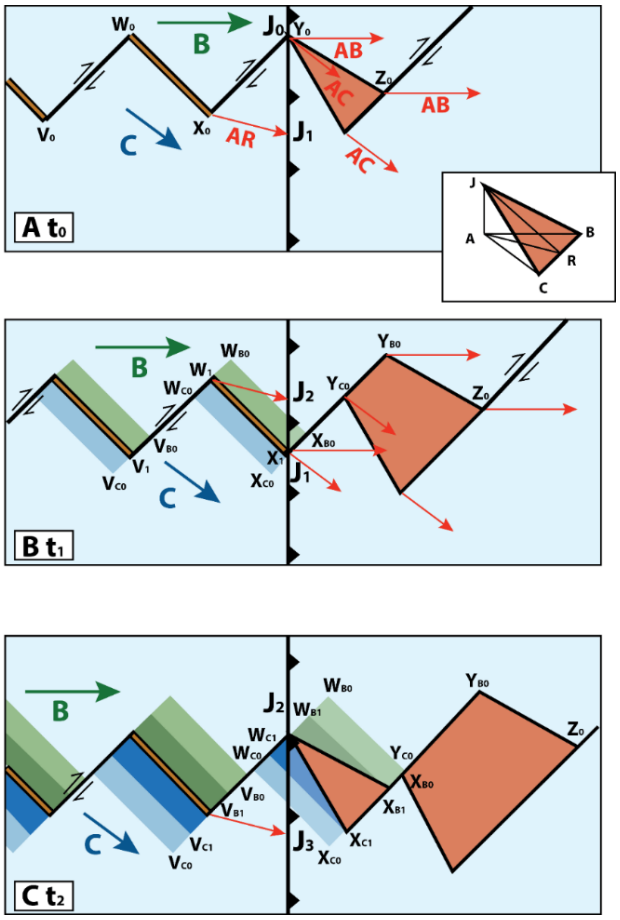


Fig. 2.16. Reconstruction géométrique de la subduction d'une dorsale segmentée et séparée par des failles transformantes, et de la fenêtre asthénosphérique associée (d'après Thorkelson, 1996 ; Breitsprecher et Thorkelson, 2008).

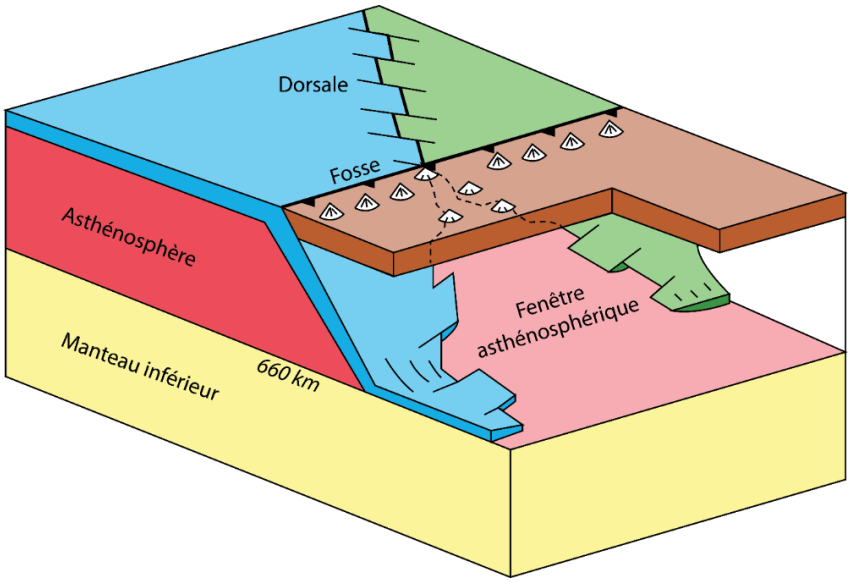


Fig. 2.17. Schéma classique d'une fenêtre asthénosphérique s'ouvrant lors de la subduction d'une dorsale active (modifié d'après Thorkelson et al., 1996 ; Scalabrino, 2009).

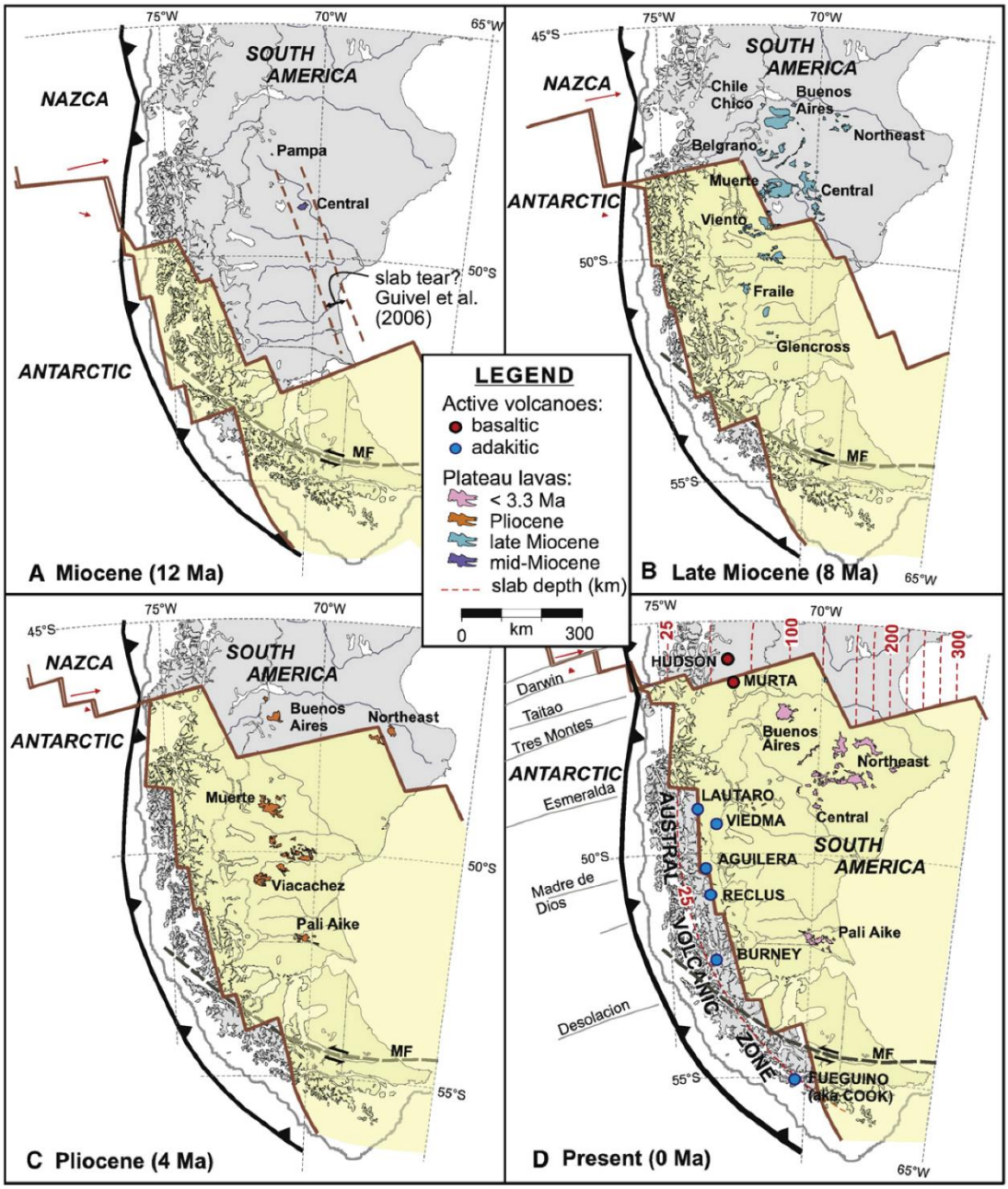


Fig. 2.18. Reconstitution de l'étendue paléogéographique maximale de la fenêtre asthénosphérique de Patagonie : **A)** au Miocène moyen –supérieur (12 Ma), **B)** au Miocène supérieur (8 Ma), **C)** au Pliocène (4 Ma) et **D)** à l'actuel (0 Ma), d'après Breitsprecher et Thorkelson (2009). La fenêtre asthénosphérique située sous le continent Sud-américain est représentée en orange. La profondeur actuelle du slab est indiquée sur la figure D par des traits pointillés rouges. Les flèches rouges indiquent le mouvement des plaques Nazca et Antarctique par rapport à la plaque Sud-américaine supposée fixe. Le volcanisme d'arc actif est matérialisé par des points rouges au Nord du point triple et bleus au Sud du point triple, d'après Stern et Kilian (1996). Nous remarquons qu'à 12 Ma, la dorsale du Chili se trouvait face à notre région d'étude, à 49°S de latitude. MF : Faille Magallanes–Fagnano.

Dans la suite de ce chapitre, je décris d'abord les séquences sédimentaires qui se sont déposées dans le bassin austral à la fin de l'Oligocène. Puis, dans une autre sous-partie, j'expose les différents événements magmatiques qui se sont produits en Patagonie dès le Miocène, en réponse à l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique et/ou d'un taux de convergence élevé.

2.2.5. Enregistrement sédimentaire et changement de dynamique du bassin austral

Entre l'Oligocène et le Miocène inférieur se produit un épisode de transgression marine en provenance de l'Océan Atlantique dans le bassin austral (Flint et al., 1994). Cette "transgression patagonne" génère le dépôt de sédiments marins côtiers, qui se sont étendus dans une mer peu profonde recouvrant la Patagonie jusqu'au pied du relief actuel des Andes australes (Malumián et Náñez, 1998). Les Andes australes constituaient alors une barrière topographique limitant l'étendue de ces dépôts au pied de la chaîne sur le flanc oriental (Fig. 2.19.A). La géométrie de ce bassin est asymétrique d'Ouest en Est puisque l'épaisseur des sédiments au pied de la chaîne varie entre 225 et 375 m (Ramos, 1989) et atteint 500 m au niveau de la côte Atlantique actuelle (Bellosi et Barreda, 1993). Ces dépôts marins sont composés de conglomérats grossiers, de grès et de pélites contenant un assemblage de foraminifères (Ramos, 1989 ; Barreda et Caccavari, 1992 ; Bellosi et Barreda, 1993 ; Frassinetti et Covacevich, 1999 ; Malumián, 1999). Ces séries marines constituent la Formation Centinela en Argentine (Malumián, 1999, 2002), portant aussi le nom de Formation Monte León pour la plate-forme orientale, ou encore la Formation Chenque dans le bassin du golfe San Jorge (Fig. 2.19.A ; Malumián, 1999, 2002). L'équivalent de ces formations au Chili correspond à la Formation Guadal (Suárez et al., 2000 ; De la Cruz et Suárez, 2006), qui a été conservée notamment dans le bassin Cosmelli, localisé dans un plissement synclinal au Sud du Lac Buenos Aires (Fig. 2.19.A ; Flint et al., 1994 ; De la Cruz et Suárez, 2006). Cette transgression résulte à la fois d'un raccourcissement de la cordillère et d'une grande déflexion dynamique vers le bas de la plaque continentale, liée à l'augmentation de la vitesse de convergence entre Nazca et l'Amérique du Sud.

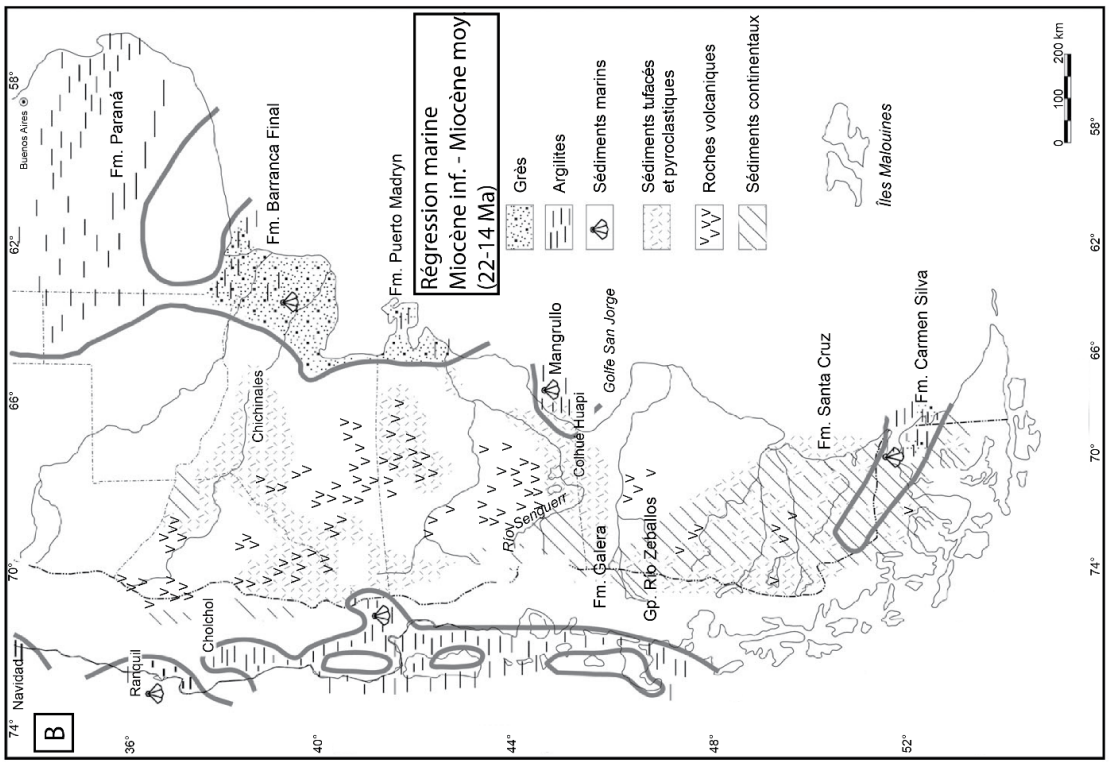
A la fin du Miocène inférieur, des sédiments d'origine continentale ont recouvert les séries marines (Fig. 2.19.B). Ces dépôts continentaux, qualifiés de molasse continentale, constituent la Formation Santa Cruz, ainsi que le Groupe Río Zeballos et la Formation Galera qui sont ses équivalents latéraux au Chili (Ramos, 1989 ; Suárez et al., 2000 ; De la Cruz et Suárez, 2006). Ces dépôts sont composés de grès et de limons présentant localement des lentilles conglomératiques et résultent du sur-remplissage du bassin d'avant-chaîne (Ramos, 1989). Il s'agit de dépôts syn-tectoniques comme en attestent les plis et les chevauchements présents notamment dans la région du bassin Cosmelli (Flint et al., 1994 ; Suárez et de la Cruz, 2000 ; Lagabrielle et al., 2004). L'épaisseur totale de la Formation Santa Cruz est en moyenne de 900 m dans le bassin Cosmelli (De la Cruz et Suárez, 2006) et atteint une épaisseur maximale de 1500 m au Sud du lac Buenos Aires (Ramos, 1989). Cette formation a été datée entre ~22 et 14 Ma par la méthode Ar/Ar appliquée sur des tuffs intercalés à ces dépôts continentaux, au Nord-Ouest de la région Santa Cruz (Blisniuk et al., 2005). D'autres ont évalué la limite entre la fin de la transgression marine et le début de la sédimentation terrestre à 18,85 Ma au niveau du Lac Argentino, via des analyses U/Pb (Cuitiño et al., 2012).

La Formation Santa Cruz est également riche en fossiles de vertébrés, notamment de mammifères, sur la côte Atlantique actuelle au Sud de la Patagonie à 50°S (Fig. 2.20. ; Marshall, 1976 ; Marshall et al., 1983 ; Marshall et Salinas, 1990 ; Flint et al., 2002 ; Kay et al., 2008 ; Vizcaíno et al., 2006, 2010, 2012). Le niveau stratigraphique contenant cette faune Santacrucienne se nomme « Santacrucian South American Land Mammal Age (SALMA) » (Fig. 2.20). Des datations en U/Pb sur zircon dans des tuffs intercalés avec ce niveau stratigraphique, ont permis de lui donner un âge compris entre ~18 et 15,6 Ma (Perkins et al., 2012 ; Fleagle et al., 2012 ; Cuitiño et al., 2016). Des calcrètres étudiées par Raigemborn et al. (2018) sont également présentes dans la Formation Santa Cruz, et indiquent l'existence d'une végétation témoignant d'un climat tempéré à chaud à cette époque. L'écosystème qui s'est développé en Patagonie au Miocène inférieur coïncide avec le début d'une période de réchauffement climatique global, nommée Optimum Climatique du Miocène moyen (17–14,7 Ma ; You et al., 2006 ; Holbourn et al., 2015).

Les séries marines de l'Oligocène et les dépôts continentaux du Miocène moyen ont subi de la déformation durant une période de raccourcissement majeur dans les Andes australes, accommodé par un système de plis et de chevauchements (Ramos, 1989 ; Lagabrielle et al., 2004). Cela implique que la compression s'est produite au moins jusqu'au Miocène moyen (Flint et al., 1994 ; Suarez et de la Cruz, 2000 ; Lagabrielle et al., 2004). Le bassin austral constituait donc un bassin d'avant-chaîne mis en place en réponse au développement des Andes australes, en réponse à la subduction rapide de la plaque Nazca.

Au Miocène moyen, l'épisode compressif s'est arrêté (Lagabrielle et al., 2004), et le taux de sédimentation a considérablement diminué. Les seuls dépôts postérieurs qui ont été préservés dans l'avant-pays oriental sont des conglomérats, qui ont recouvert la Formation Santa Cruz (Fiddalgo et Riggi, 1970 ; Riggi et Fidalgo, 1971). Ces conglomérats polygéniques peu consolidés et d'une épaisseur n'excédant pas 10 m, s'étendent depuis le piedmont de la chaîne jusqu'à la côte Atlantique. Cette dernière couverture détritique est connue sous le nom de "Rodados Patagónicos" (Caldenius, 1940 ; Feruglio, 1950), en raison des galets qui la composent. Certains auteurs interprètent ces dépôts comme étant issus d'un épandage fluvio-glaciaire (Mercer et al., 1975 ; Mercer, 1976 ; Clapperton, 1993 ; Cesari et Simeoni, 1994 ; Strelin, 1995 ; Schellman, 2000), car les premières glaciations recensées en Patagonie ont commencé à 7,38 Ma jusqu'à 4,4 Ma (Mercer et Sutter, 1982 ; Ton-That et al., 1999). Ces glaciations patagonnes seront décrites dans la suite de ce chapitre. D'autres auteurs donnent une origine uniquement fluviatile à ces dépôts pour expliquer les différents niveaux de terrasses observables en Patagonie (Trombotto et Ahumada, 1995). L'âge de mise en place des "Rodados Patagonicos" est difficile à contraindre précisément. Toutefois, puisque cette série détritique s'est déposée sur la Formation Santa Cruz, celle-ci peut alors avoir un âge maximal de 14 Ma. Comme évoqué plus en amont, plusieurs plateaux basaltiques se sont mis en place dans l'avant-pays durant le Miocène jusqu'au Pléistocène, et n'ont pas été déformés. Certaines coulées basaltiques de la Meseta Nord-Est recouvrant ces conglomérats ont permis de donner un âge minimal de 5,28 Ma par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Gorring et al., 1997). Bruni

(2007) a daté une autre coulée basaltique vers le Río Senguerr donnant un autre âge minimal de 2,87 Ma, via la méthode K/Ar.



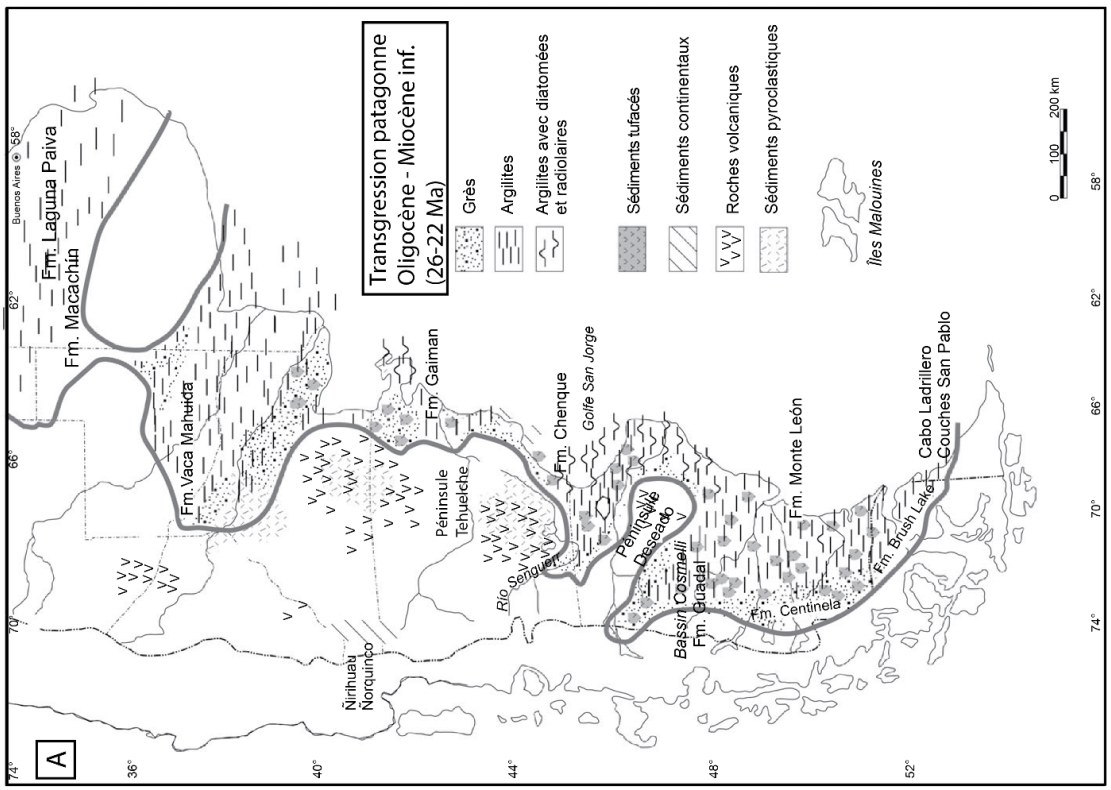


Fig. 2.19. Reconstruction paléogéographique de la Patagonie, d'après Malumián et Náñez (2011). **A)** Transgression patagonne de la fin de l'Oligocène-début Miocène (26-22 Ma). **B)** Régression marine au Miocène inférieur - Miocène moyen (22-14 Ma). Le trait de côte est représenté par un trait gris épais.

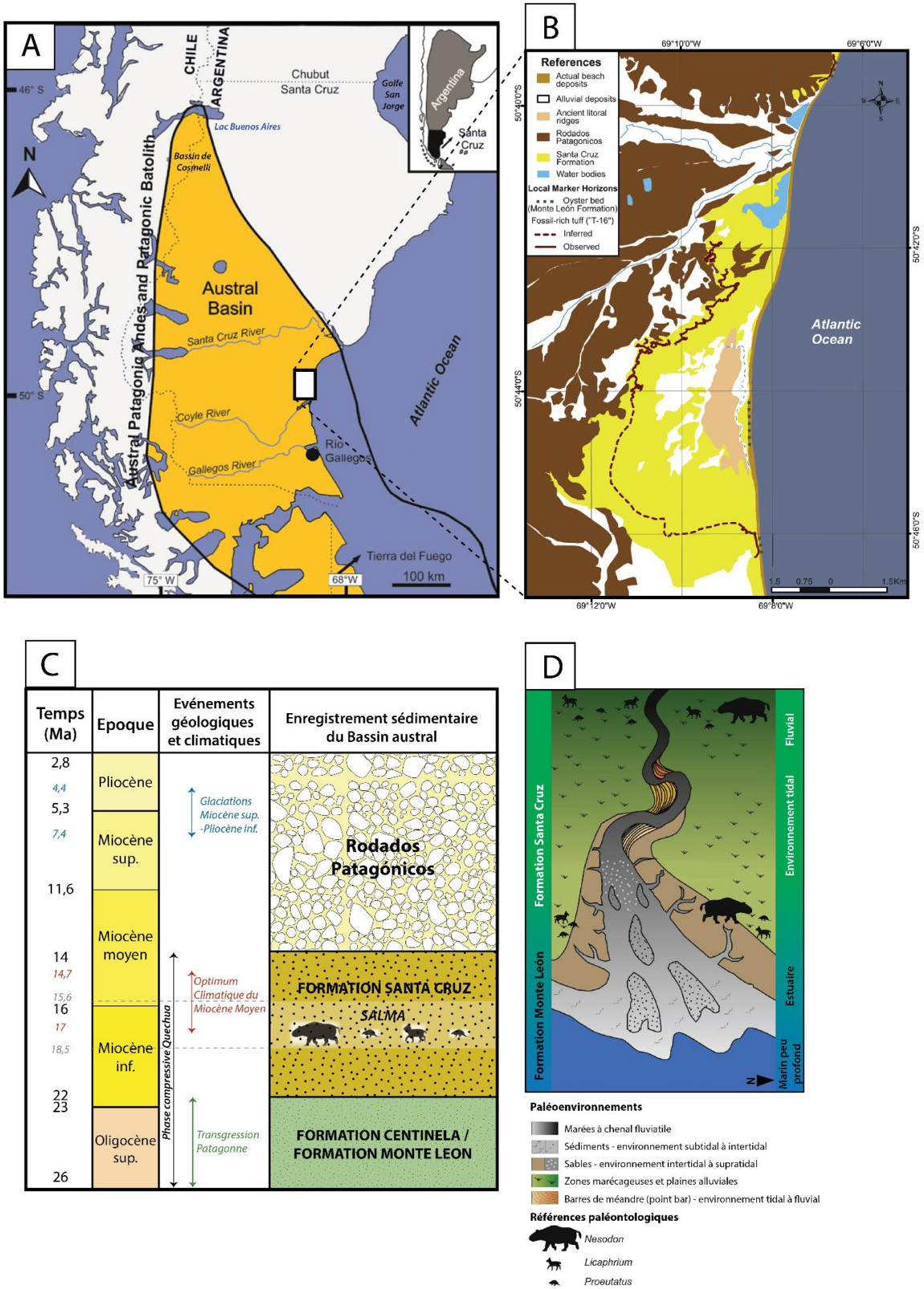


Fig. 2.20. A) Configuration géographique du bassin austral (d'après Raigemborn et al., 2018). **B)** Carte géologique du Sud-Est de la Province de Santa Cruz (région du Rincón del Buque) sur la côte Atlantique (50°S ; d'après Raigemborn et al., 2015). La Formation Monte León est représentée en pointillés verts, la Formation Santa Cruz en jaune et les « Rodados Patagonicos » en marron. **C)** Log stratigraphique représentant ces dépôts. Le niveau stratigraphique SALMA (« Santacrucian South American Land Mammal Age ») se situe au sein de la Formation Santa Cruz. Les évènements géologiques et climatiques sont également indiqués. **D)** Représentation schématique du paléoenvironnement au Miocène inférieur et de la faune la plus représentative de cette époque (SALMA), au Sud-Est de la Province de Santa Cruz (modifiée d'après Raigemborn et al., 2015).

2.2.6. Episodes magmatiques

Plusieurs épisodes magmatiques se sont produits en Patagonie, comprenant des granites d'anatexie (e.g. Ramirez de Arellano et al., 2012), des plateaux de basaltes alcalins et calco-alcalins d'arrière arc (e.g. Ramos et Kay, 1992 ; Gorring et al., 1997, 2003 ; Guivel et al., 2006 ; D'Orazio et al., 2001 ; Gorring et Kay, 2001 ; Espinoza et al., 2005, 2008), l'emplacement de plusieurs adakites du Miocène (Kay et al., 1993 ; Ramos et al., 2004), des basaltes de type MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalts) près de la fosse (Mpodozis et al., 1985; Forsythe et al., 1986; Lagabrielle et al., 1994, 2000 ; Le Moigne et al., 1996) ou encore des volcans récents formés au Quaternaire.

2.2.6.1. Plutons d'arrière-arc du Miocène

Des plutons isolés se situent parallèlement à la marge, entre le batholithe patagon et les plateaux basaltiques du Mio-Pliocène et au Sud du point triple du Chili. Ces « intrusions d'arrière-arc Miocènes » se sont mises en place dans toutes les séries allant du Jurassique et aux séries Crétacé-Néogène de la chaîne plissée. La plupart de ces plutons d'arrière-arc correspondent à des granites et des diorites. Dix plutons ont été recensés à l'Est du batholithe qui sont du Nord au Sud : le Paso de las Llaves, le Río de las Nieves, le Cerro Indio, le Cerro Negro del Ghío, le San Lorenzo, le Fitz Roy, le Torres del Paine, le Cerro Donoso, le Cerro Balmaceda et le Cerro Caleta (Fig. 2.21).

Michael (1983, 1991) a été le premier à considérer l'alignement Nord-Sud de ces plutons sur plus de 800 km comme étant lié à la subduction de la dorsale du Chili, qui a démarré en Terre de Feu vers 14 Ma (Cande et Leslie, 1986). Cependant, il n'y a pas une bonne corrélation entre la migration du point triple et le développement du plutonisme Miocène. Une compilation des données radiométriques issues d'études précédentes révèle que la plupart de ces plutons satellites sont plus anciens que la subduction de la dorsale du Chili (Fig. 2.22 ; Tab. 2.1 ; Sánchez et al., 2008). Les plutons Miocènes situés au cœur du batholithe patagon datés par Hervé et al. (2007) montrent aussi, hormis une exception, des âges plus anciens que le passage de la dorsale. Seulement quelques coïncidences temporelles existent entre le plutonisme miocène et la subduction de la dorsale, tels que le Torres del Paine, le San Lorenzo ou encore le Río de las Nieves.

Si l'emplacement de ces plutons miocènes était relié à la subduction et à la migration de la dorsale du Chili, le magmatisme devrait présenter des âges de plus en plus jeunes en allant du Sud au Nord. Pour mieux comprendre le lien entre ce magmatisme et la tectonique en Patagonie, Ramirez de Arellano et al. (2012) ont réalisé de nouvelles datations sur le Fitz Roy, via la méthode U/Pb. Ce complexe plutonique calco-alcalin s'est mis en place entre 16,90 ± 0,05 et 16,37 ± 0,02 Ma, soit plus de 4 Ma avant la subduction de la dorsale, qui arrive à 12 Ma à la fosse (Cande et Leslie, 1986 ; Breitsprecher et Thorkelson, 2009). Les plutons du Fitz Roy et les intrusions néogènes du batholithe patagon ont une géochimie calco-alcaline contrairement à la composition des autres intrusions d'arrière-arc qui est alcaline (Michael, 1983 ; Ramirez de Arellano et al., 2012). Ces auteurs observent une tendance W-E des âges de ces plutons calco-alcalins entre 20 et 17 Ma reflétant une migration vers l'Est de l'arc magmatique. Le pluton du Fitz Roy constitue l'expression la plus jeune et la plus à l'Est de ce magmatisme calco-alcalin. Ramirez de Arellano et al. (2012) proposent que cette migration provienne de l'érosion de la plaque continentale par la plaque plongeante due à l'augmentation de la vitesse de subduction de la plaque Nazca durant le Miocène inférieur, couplé avec un aplanissement du slab. L'histoire magmatique du Fitz Roy ne serait donc pas directement reliée à la subduction de la dorsale mais à un taux de convergence élevé précédent cet événement géodynamique.

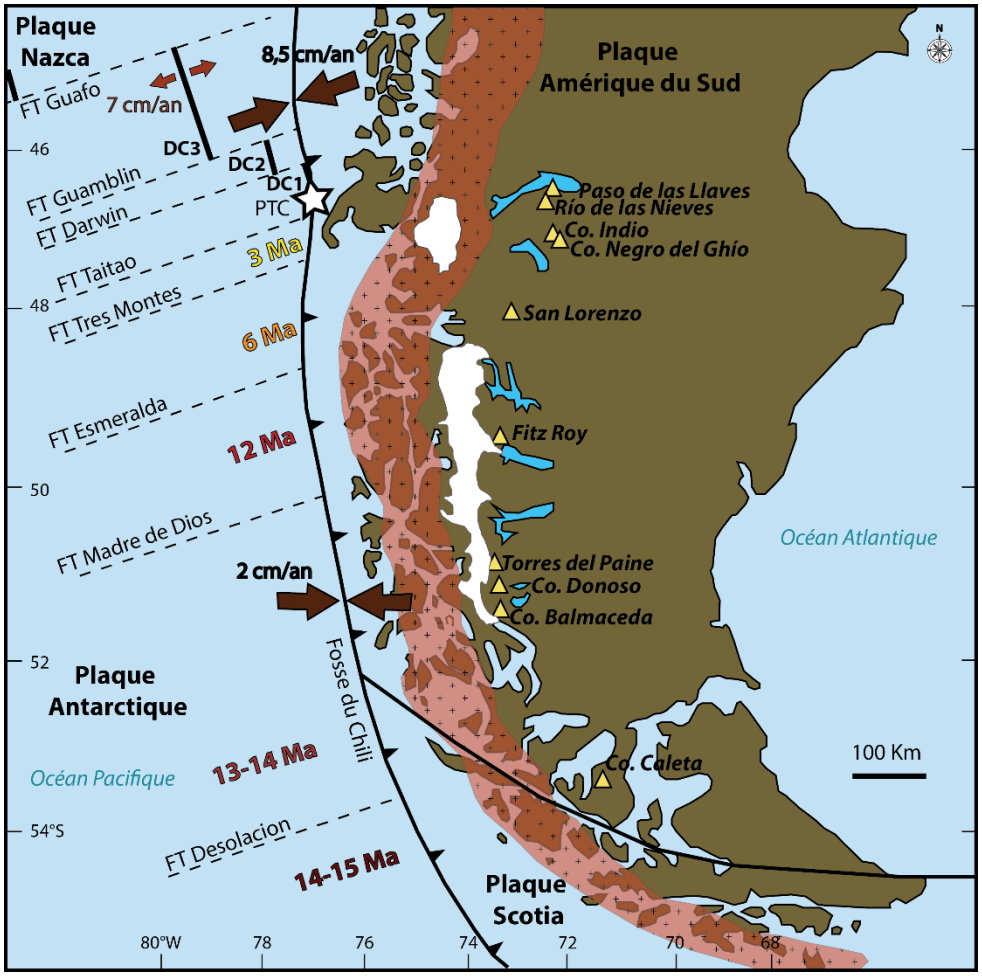


Fig. 2.21. Carte de la Patagonie montrant la localisation des plutons Miocène d'arrière-arc représentés par des triangles jaunes (modifiée d'après Espinoza et al., 2008, et d'après les informations de : Nullo et al., 1978 ; Michael, 1983, 1991 ; Vargas et Hervé, 1995 ; Petford et Turner, 1996 ; Skarmeta et Castelli, 1997 ; Pankhurst et al., 1999 ; Welkner, 1999, 2000 ; Suárez et al., 2000 ; Morello et al., 2001 ; Suárez et De La Cruz, 2001 ; Morata et al., 2002 ; Ramos, 2002 ; Welkner et al., 2002 ; Sánchez et al., 2006, 2008 ; Michel et al., 2008 ; Leuthold et al., 2012 ; Ramirez de Arellano et al., 2012). Le batholithe patagon correspond à la bande rouge bordant la marge Pacifique (Pankhurst et al., 1999 ; Hervé et al., 2007). L'évolution tectonique des plaques, la position des segments de la dorsale du Chili (DC), des failles transformantes (lignes pointillées) et du point triple du Chile (PTC, étoile blanche) sont également représentés (d'après Cande et Leslie, 1986 ; Breitsprecher et Thorkelson, 2009). L'âge de la collision des différents segments de la dorsale du Chili avec la fosse est aussi indiqué.

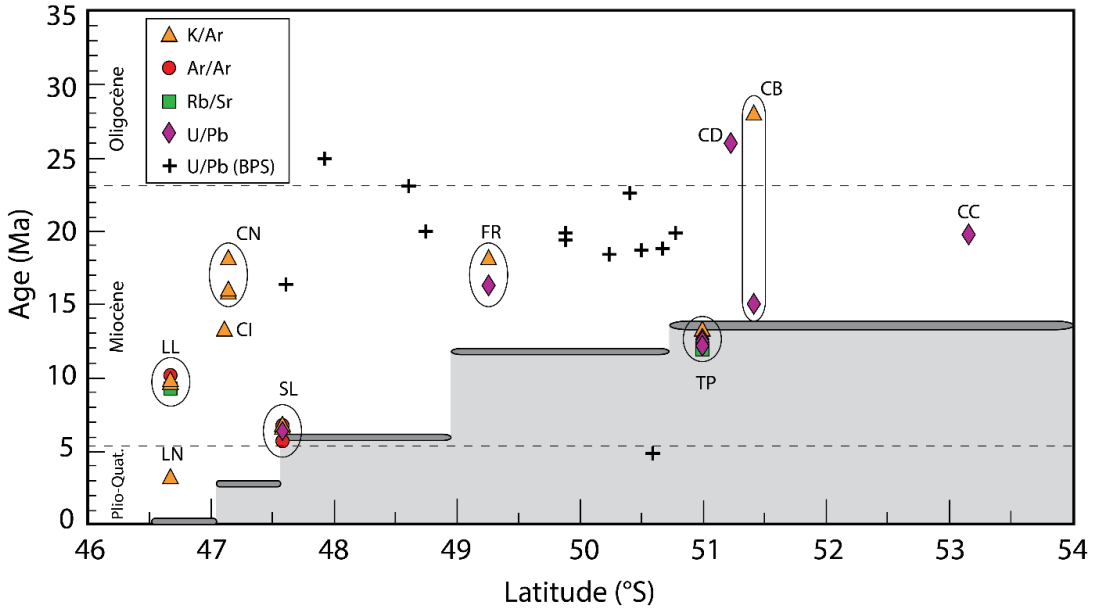


Fig. 2.22. Diagramme représentant l'âge des plutons d'arrière-arc au Sud de la Patagonie en fonction de leurs latitudes d'emplacement (modifié d'après Sánchez et al., 2008). Les croix représentent l'âge du dernier groupe de plutons Néogène du Batholithe Patagon Sud (BPS), estimés par Hervé et al. (2007). Les traits gris horizontaux représentent la localisation et l'âge du passage des segments de la dorsale du Chili à la fosse (Cande et Leslie, 1986). LL: Paso de Las Llaves, LN: Rio de Las Nieves, CI: Cerro Indio, CN: Cerro Negro del Ghío, SL: San Lorenzo, FR: Fitz Roy, TP: Torres del Paine, CD: Cerro Donoso, CB: Cerro Balmaceda, CC : Cerro Caleta.

Plutons d'arrière-arc	Type de roche	Datations (Ma) Age max.	Age min.	Epoques	Méthodes	Références bibliographiques
Paso de las Llaves	Granite, granodiorite	10 ± 1,1	9,6 ± 0,5	Miocène supérieur	Ar/Ar, Rb/Sr, K/Ar	Vargas et Hervé (1995), Petford et Turner (1996), Pankhurst et al. (1999), Suárez et De La Cruz (2001)
Río de las Nieves	Granite	3,2 ± 0,4		Pliocène supérieur	K/Ar	Suárez et al. (2000), Morata et al. (2002)
Cerro Indio	Diorite	13,2 ± 0,9		Miocène moyen	K/Ar	Ramos (2002)
Cerro Negro del Ghío	Diorite	18,1 ± 1,2	15,8 ± 0,7	Miocène inf. - Miocène moy.	K/Ar	Ramos (2002)
San Lorenzo	Granite	6,6 ± 0,5	5,76 ± 0,18	Miocène supérieur	K/Ar, Ar/Ar, U/Pb	Welkner (1999, 2000), Welkner et al. (2002), Suárez et De La Cruz (2001)
Fitz Roy	Granite, granodiorite	18 ± 3	16,37 ± 0,02	Miocène inférieur	K/Ar, U/Pb	Nullo et al. (1978), Ramirez de Arellano et al. (2012)
Torres del Paine	Granite	12,65 ± 0,13	12,49 ± 0,02	Miocène moyen	U/Pb, K/Ar, Rb/Sr	Michael (1983, 1991), Skarmeta et Castelli (1997), Sánchez et al. (2006), Michel et al. (2008), Leuthold et al. (2012)
Cerro Donoso	Diorite	26		Oligocène supérieur	U/Pb	Sánchez et al. (2008)
Cerro Balmaceda	Granodiorite	28	15,43 ± 0,23	Oligocène sup - Miocène moy.	K/Ar, U/Pb	Skarmeta et Castelli (1997), Sánchez et al. (2006, 2008)
Cerro Caleta	Granodiorite	19,7 ± 0,6		Miocène inférieur	U/Pb	Morello et al. (2001)

Tab. 2.1. Compilation des âges des plutons majeurs d'arrière-arc de Patagonie, classés du Nord au Sud. Leur localisation est indiquée sur la figure 2.21.

2.2.6.2. Plateaux d'arrière-arc du Miocène-Pliocène

La région d'arrière arc en Patagonie a été le lieu d'une activité volcanique étendue qui a commencé vers 13 Ma au Sud-Est du point triple, entre 46°S et 49°S (Ramos et Kay, 1992 ; Gorring et al., 1997 ; Guivel et al., 2006). Cette zone est actuellement marquée par une lacune de magmatisme d'arc. Deux types de basaltes peuvent se distinguer : les laves de « plateaux » et les laves de « post-plateau ».

2.2.6.2.1. Laves de « plateau »

Depuis le Miocène moyen (~12-3 Ma), de nombreux épanchements de lave ayant une composition tholéiitique se mettent en place en position d'arrière-arc (Stern et al., 1990 ; Gorring et al., 1997 ; D'Orazio et al., 2000 ; Guivel et al., 2006). L'éruption de ces grandes coulées forme de vastes plateaux qui sont nommées « mesetas » en Argentine, qui ont été décrits pour la première fois par Tyrrell (1932). La figure 2.23 présente les principales mesetas préservées de l'érosion en Patagonie, dont les datations obtenues par plusieurs études sont récapitulées dans la figure 2.24 et le tableau 2.2. La plupart de ces plateaux basaltiques présente une signature de type OIB (Ocean Island Basalt ; e.g. Gorring et al., 1997 ; Gorring et Kay, 2001). La présence de ces magmas basaltiques en position d'arrière-arc proviendrait du matériel asthénosphérique situé sous les plaques océaniques, qui remonte ensuite par la fenêtre asthénosphérique nouvellement créée (Fig. 2.25 ; Ramos et Kay, 1992 ; Gorring et al., 1997, 2003 ; Gorring et Kay, 2001 ; D'Orazio et al., 2000, 2001). En effet, les données géochimiques, les datations, les volumes et la répartition spatiale de ces plateaux coïncidents avec le passage des différents segments de la dorsale du Chili à la fosse et l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique (e.g. Lagabrielle et al., 2000). Toutefois, certaines mesetas se sont mises en place vers 16 Ma avant le passage de la dorsale, comme la Meseta del Lago Buenos Aires ou la Meseta Chile Chico. Guivel et al. (2006) suggèrent alors qu'une déchirure du slab se soit produite, générant ainsi des coulées de basaltes précoces (Tab. 2.1). L'arrivée de la dorsale se traduirait par la transition d'un volcanisme calco-alcalin à un volcanisme alcalin.

2.2.6.2.2. Laves de "post-plateau"

Après cet épisode magmatique principal et le passage de la dorsale, d'autres éruptions se sont produites au Plio-Quaternaire (~3-0 Ma) principalement au Nord–Est de la zone d'arrière-arc (Gorring et al., 1997, 2003). Ces coulées constituées de basaltes alcalins, ayant aussi une signature OIB, sont beaucoup moins volumineuses. Elles sont qualifiées de basaltes de "post-plateau" car elles viennent recouvrir les principaux plateaux basaltiques formés entre ~12 et 5 Ma. Selon Scalabrino et al. (2009), le volcanisme basaltique post-plateau serait contemporain à une tectonique extensive à proximité du point triple.

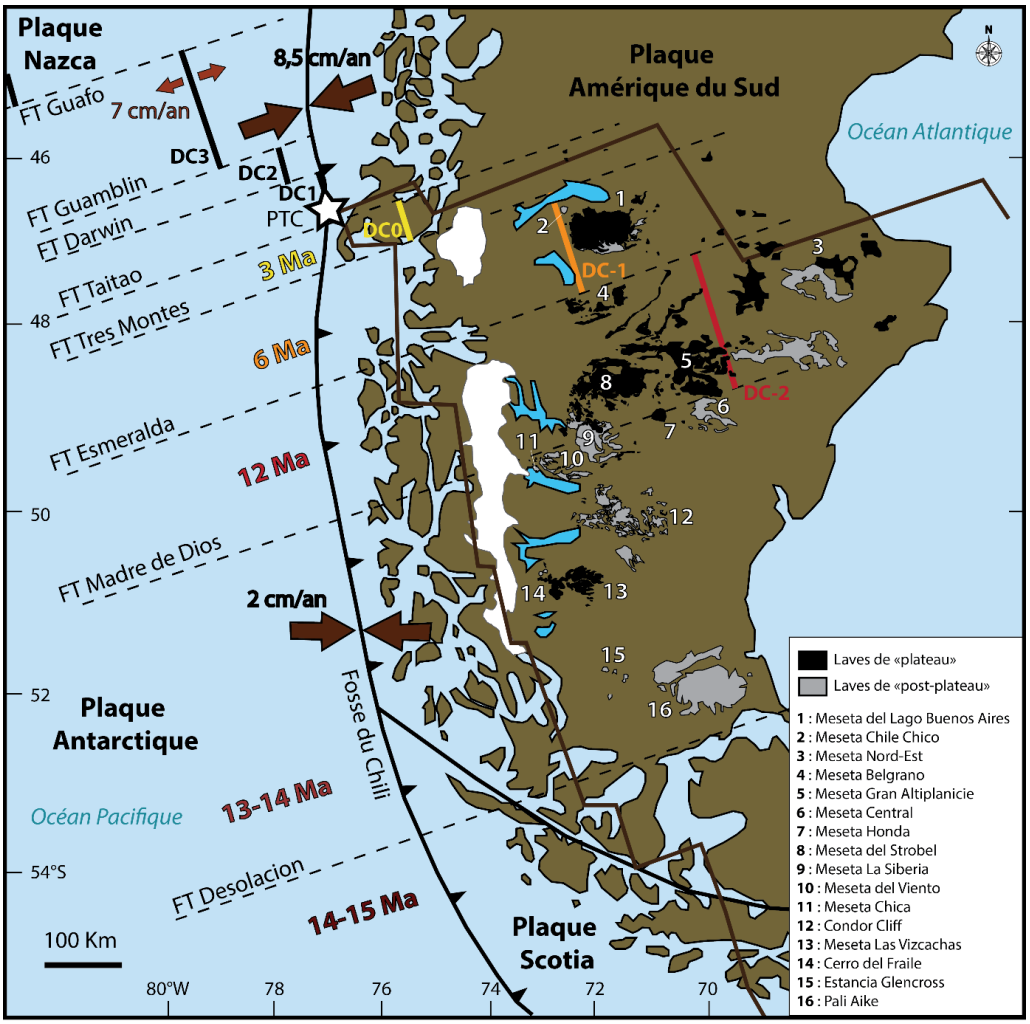


Fig. 2.23. Carte de la Patagonie présentant la distribution des laves basaltiques du Néogène : les laves de « plateau » en noir, et les laves de « post-plateau » en gris (modifiée d'après Espinoza et al., 2008 et réalisée à partir des données de Gorring et al., 1997, de Lagabrielle et al., 2004 et du SEGEMAR - Service Géologique et Minier de l'Argentine). L'étendue de la fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie est représentée par une ligne marron, le point triple du Chile (PTC) par une étoile blanche, et la position des segments de la dorsale du Chili (DC) par des lignes noires (Cande et Leslie, 1986 ; Breitsprecher et Thorkelson, 2009). Les segments qui sont déjà passés en subduction sont projetés sur le continent et représentés par un dégradé de couleur allant du rouge au jaune, tout comme les âges de collision de ces segments avec la fosse. La projection des failles transformantes est indiquée par des lignes pointillées sur le continent Sud-américain (Cande et Leslie, 1986 ; Breitsprecher et Thorkelson, 2009).

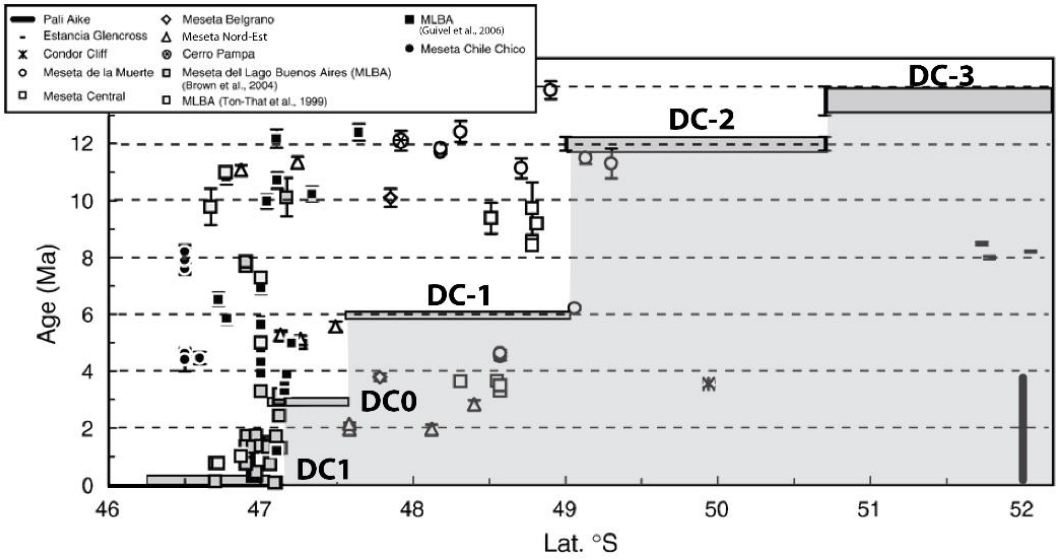


Fig. 2.24. Compilation des âges des basaltes d'arrière-arc en fonction de leur latitude de mise en place, déterminés via les méthodes $^{40}Ar/^{39}Ar$ et K/Ar (modifiée, d'après Guivel et al., 2006). Ces données ont été obtenues sur les coulées de Pali Aike (D'Orazio et al., 2000), de l'Estancia Glencross (D'Orazio et al., 2001), de Condor Cliff (Gorring et al., 1997), de la Meseta de la Muerte (Gorring et al., 1997), de la Meseta Central (Gorring et al., 1997), de la Meseta Belgrano (Gorring et al., 1997), de la Meseta Nord-Est (Gorring et al., 1997), du Cerro Pampa (Kay et al., 1993), de la Meseta del Lago Buenos Aires (Ton-That et al., 1999 ; Brown et al., 2004 ; Guivel et al., 2006), et de la Meseta Chile Chico (Espinoza et al., 2005). La position et l'âge de la subduction des différents segments de la dorsale du Chili (DC-3, DC-2, DC-1, DC0 et DC1) sont représentés par des rectangles gris. La localisation de la fenêtre asthénosphérique est également indiquée en gris clair.

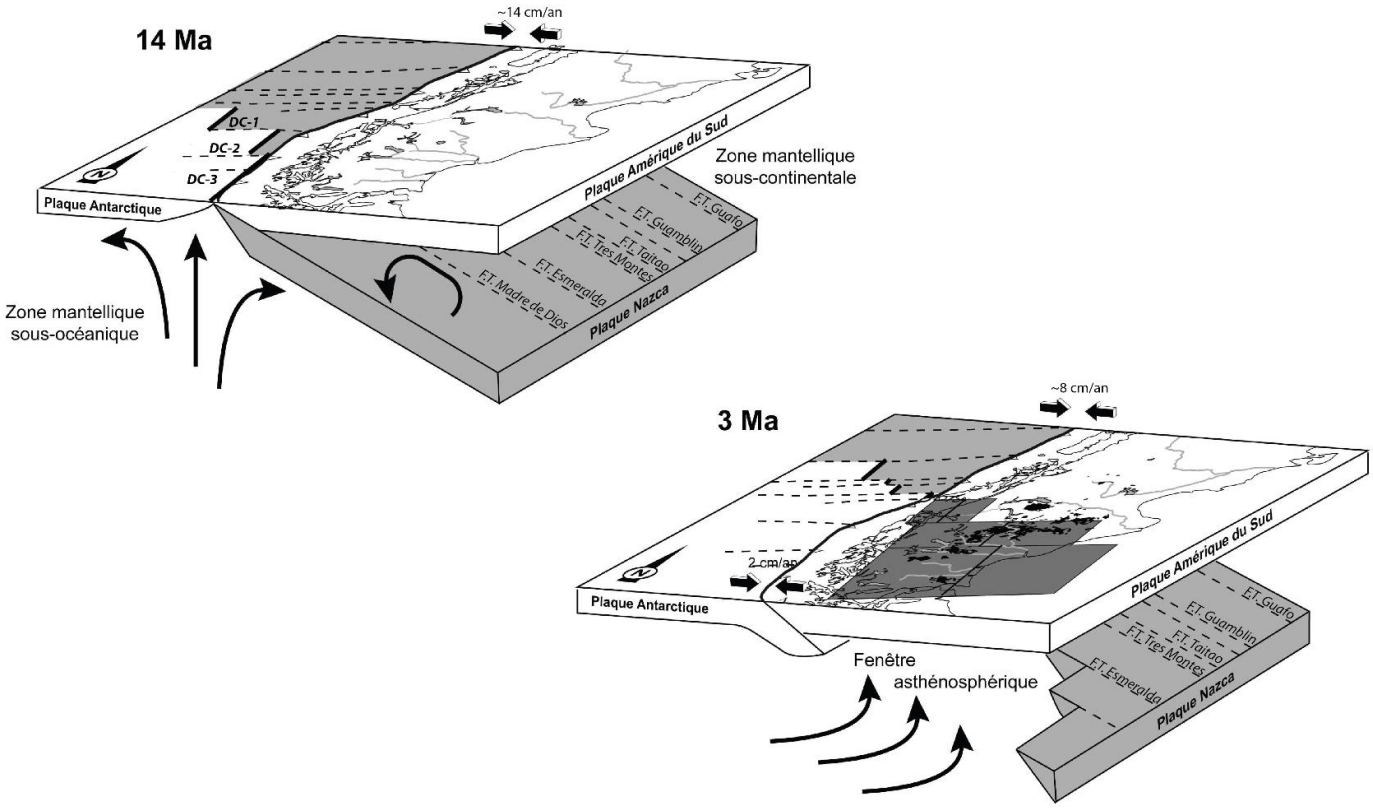


Fig. 2.25. Représentation schématique de l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie à 14 Ma et à 3 Ma (modifié d'après D'Orazio et al., 2000 ; Guillaume, 2008). À 14 Ma, c'est le début de la subduction de la dorsale du Chili. Au fur et à mesure de la migration du point triple du Chili vers le Nord, plusieurs segments de la dorsale passent sous le continent, et la différence de vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Antarctique et la plaque Sud-américaine va générer progressivement l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique. Du matériel mantellique remonte alors par la fenêtre induisant l'éruption de plateaux basaltiques en Patagonie. La projection en surface de l'étendue de la fenêtre asthénosphérique est indiquée en gris foncé, les segments de la dorsale du Chili (DC) sont représentés par des traits noirs, et les failles transformantes (FT) en traits pointillés.

Magmatisme d'arrière arc	Type de roche	Datations (Ma) Age max.	Age min.	Epoques	Méthodes	Références bibliographiques
Meseta del Lago Buenos Aires	Basalte	16,98 ± 0,36	0,067 ± 0,004	Miocène inf. - Pléistocène	K-Ar 40Ar/39Ar	Charrier et al. (1979), Mercer et Sutter (1982), Guivel et al. (2006), Lagabrielle et al. (2007) Ton-That et al. (1999), Brown et al. (2004), Boutonnet et al. (2010)
Meseta Chile Chico	Basalte et rhyolite	16,0 ± 0,5	4,4 ± 0,8	Miocène moy. - Pliocène inf.	K-Ar	Charrier et al. (1979), Petford et al. (1996), Espinosa et al. (2005)
Meseta Honda	Basalte	13,9 ± 0,3	12,7	Miocène moyen	40Ar/39Ar, K-Ar	Gorring et al. (1997), Wenzens (2006)
Meseta Gran Altiplanicie	Basalte	12,4 ± 0,4	9,4 ± 0,6	Miocène moy. - Miocène sup.	40Ar/39Ar	Gorring et al. (1997)
Cerro Pampa	Adakite	12,1 ± 0,7		Miocène moyen	K-Ar	Ramos et al. (1991), Kay et al. (1993)
Meseta Nord-Est	Basalte	11,34 ± 0,21	1,96 ± 0,04	Miocène moy. - Pliocène sup.	40Ar/39Ar	Gorring et al. (1997)
Meseta La Siberia	Basalte	11,3 ± 0,5	6,2 ± 0,1	Miocène moy. - Miocène sup.	40Ar/39Ar	Gorring et al. (1997)
Meseta del Strobel	Basalte	11,1 ± 0,4	4,5 ± 0,14	Miocène sup. - Pliocène inf.	40Ar/39Ar	Gorring et al. (1997)
Meseta Belgrano	Basalte	10,10 ± 0,32	3,79 ± 0,13	Miocène sup. - Pliocène inf.	40Ar/39Ar	Gorring et al. (1997)
Meseta Central	Basalte	9,73 ± 0,92	3,30 ± 0,02	Miocène sup. - Pliocène sup.	40Ar/39Ar	Gorring et al. (1997)
Estancia Glencross	Basalte	9,02 ± 1,03	7,34 ± 1,01	Miocène supérieur	40Ar/39Ar	D'Orazio et al. (2001)
Pali Aike	Basalte	3,8	0	Pliocène inf. - Quaternaire	40Ar/39Ar	Corbella (1999), D'Orazio et al. (2000)
Meseta Chica	Basalte	3,68 ± 0,03	3,46 ± 0,22	Pliocène inf. - Pliocène sup.	K-Ar	Mercer (1975)
Condor Cliff	Basalte	3,52 ± 0,15	2,66 ± 0,06	Pliocène inf. - Pliocène sup.	K-Ar, 40Ar/39Ar	Mercer (1975), Gorring et al. (1997)
Meseta del Viento	Basalte	3,5	1	Pliocène sup. - Pléistocène	K-Ar, 40Ar/39Ar	Mercer (1975), Gorring et al. (1997), Alvino et Gorring (2007)
Meseta Las Vizcachas	Basalte	2,79	1,01	Pliocène sup. - Pléistocène	K-Ar	Mercer (1975)
Cerro del Fraile	Basalte	2,06 ± 0,03	1,03 ± 0,05	Pliocène sup. - Pléistocène	K-Ar	Mercer (1975)

Tab. 2.2. Compilation des âges des plateaux basaltiques majeurs d'arrière-arc de Patagonie, classés des plus anciens aux plus récents. Leur localisation est indiquée sur la figure 2.23.

2.2.6.3. Volcans du Quaternaire

Actuellement, la zone comprise entre 46°S et 49°S correspond à une lacune de magmatisme d'arc qui s'est développée entre les volcans Hudson et Lautaro sur 350 km (Fig. 2.26 ; Stern et Kilian, 1996). En effet, l'arc volcanique s'interrompt entre la Zone Volcanique Sud (ZVS), au Nord du point triple du Chili, et la Zone Volcanique Australe (ZVA) au Sud de la Patagonie. Cette lacune volcanique correspond à la zone qui a connu depuis 6 Ma la subduction de différents segments de la dorsale active du Chili (DC-1, DCO, DC1) et peut s'expliquer par le développement de la fenêtre asthénosphérique (Forsythe et al, 1986 ; Cande et Leslie, 1986). L'absence de croûte océanique hydratée en subduction au niveau de la fenêtre asthénosphérique créée, empêcherait la fusion du coin mantellique et donc l'éruption de volcans en surface.

Les volcans les plus au Sud de la Zone Volcanique Sud (ZVS) sont les suivants : Melimoyu, Mentolat, Cay, Maca, Hudson et Rio Murta. Hormis le volcan Rio Murta, tous les autres correspondent à des stratovolcans et sont recouverts de glaciers. La plupart de ces volcans sont basaltiques, formés durant le Quaternaire (Best, 1992 ; Stern et Kilian, 1996 ; Demant et al., 1998 ; Naranjo et Stern, 2004 ; Orihashi et al., 2004 ; Gutiérrez et al., 2005 ; Stern et al., 2015 ; Weller et al., 2017, 2018 ; Geoffroy et al., 2018). Ces volcans sont soit endormis, soit actifs comme le volcan Hudson dont les dernières éruptions ont eu lieu en 1991 (Branney et Gilbert, 1995), puis en 2011.

L'arc volcanique de la Zone Volcanique Australe (ZVA) est composé de 6 volcans quaternaires, qui produisent principalement du magma adakitique (Stern et Kilian, 1996). Cette signature adakitique indiquerait une fusion partielle de la plaque Antarctique, qui est une lithosphère océanique jeune (Stern et Kilian, 1996). Tous ces volcans, hormis le volcan Aguilera, ont été actifs au cours des deux derniers siècles, et leurs dernières éruptions datent de : 1979 pour le stratovolcan Lautaro (Motoki et al., 2006, Martinic, 2016), 1988 pour le volcan sous-glaciaire Viedma (Kobayashi et al., 2010), 1908 pour le volcan Reclus, 1910 pour le stratovolcan Burney (Killian et al., 2003), et 1820 pour le volcan Fuegino. Tous ces volcans sont recouverts de glaciers : les volcans Lautaro, Viedma, Aguilera et Reclus se trouvent sous le Champ de Glace Sud de Patagonie (CGSP), et le volcan Burney est localisé au Sud du CGSP. Le volcan Fuegino, quant à lui, se situe en Terre de Feu, au Sud de la Cordillère de Darwin. Il est aussi nommé volcan Cook, du nom de l'explorateur qui a aussi donné le nom à l'île sur laquelle il se trouve.

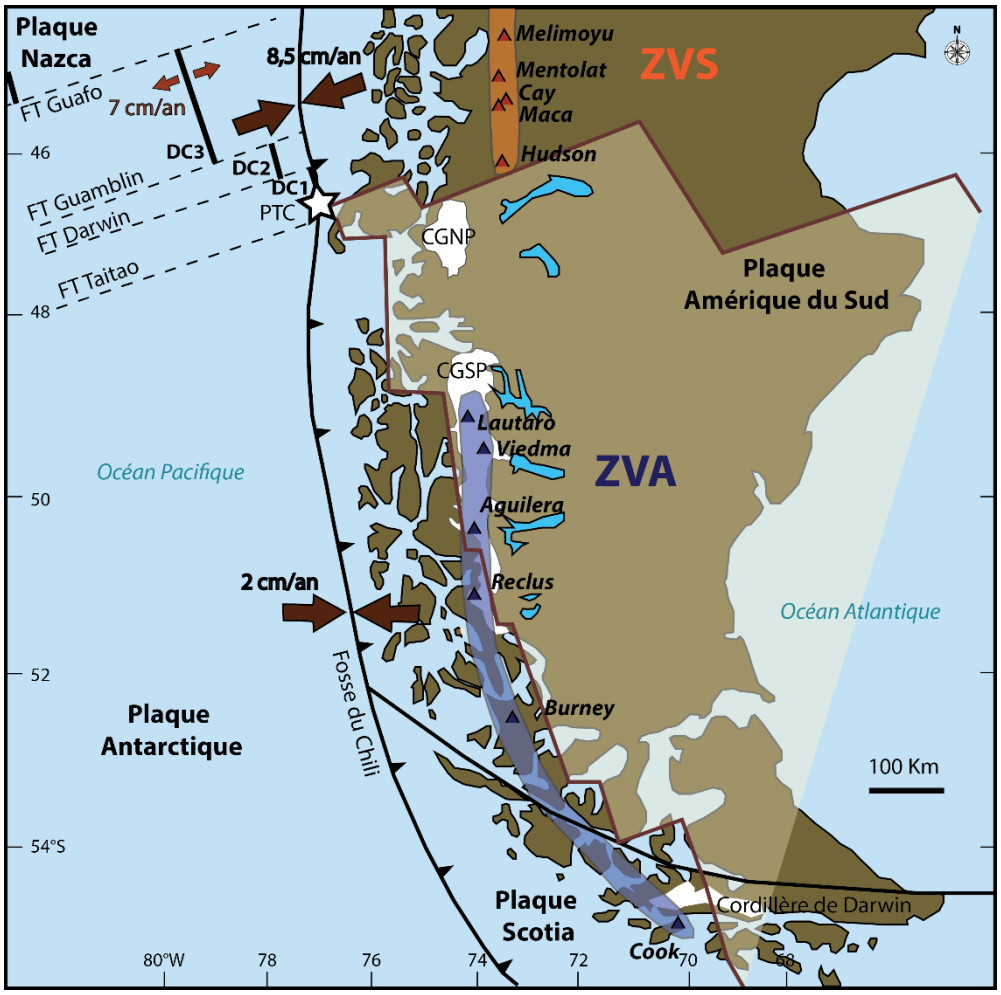


Fig. 2.26. Configuration tectonique de la Patagonie au Quaternaire (modifiée d'après Espinoza et al., 2008). La Zone Volcanique Sud (ZVS) se trouve au Nord du point triple (en orange) et correspond à des volcans basaltiques, et la Zone Volcanique Australe (ZVA) située au Sud de la Patagonie (en bleue) correspond à des édifices volcaniques adakitiques (d'après Stern et Killian, 1996). A la latitude du point triple du Chili (PTC), une lacune en volcanisme d'arc est présente correspondant approximativement à l'étendue de la fenêtre asthénosphérique (zone blanche délimitée par des lignes marrons).

2.3. Glaciations Patagonnes

2.3.1. Introduction

Les Andes australes sont actuellement recouvertes par la troisième calotte glaciaire mondiale, qui s'étend entre les latitudes 46°S et 51°S et qui est centrée sur la longitude 73°30'W. Cette calotte inclut deux grands champs de glaces (Fig. 2.27) qui sont : le champ de glace Nord de Patagonie (CGNP) et le champ de glace Sud de Patagonie (CGSP). L'épaisseur actuelle du CGNP a été estimée à 1km, d'après Gourlet et al. (2015). Le CGSP, à côté duquel se trouve notre zone d'étude, a une épaisseur un peu plus importante estimée à 1,5km (Gourlet et al., 2015) et il correspond au plus grand volume de glace dans l'hémisphère Sud après l'Antarctique. Il s'étend sur 13 000 km2 (Warren et Sugden, 1993 ; Aniya et al., 1996), sur 370 km de long entre les latitudes 48-51°S et sur environ 35 km de large, avec 48 glaciers émissaires majeurs (Rivera et Casassa, 2002). La totalité de la calotte glaciaire comporte 66 principaux glaciers émissaires et s'étend sur 21 000 km² (Glasser et al., 2008). Plus au Sud, se trouvent trois autres petits champs de glace situés au Chili, qui sont : le Gran Campo Nevado (GCN), le champ de glace Grandes Ventisqueros (GV) et la Cordillère de Darwin. Les cinq champs de glace sont considérés comme des reliques d'une calotte glaciaire continue, formée lors de glaciations successives. Cette calotte a recouvert les Andes australes entières de 36°S jusqu'à 56°S sur une longueur totale de presque 2500 km, incluant la Terre de Feu et le Cap Horn, et s'est étendue loin dans l'avant-pays (Hulton et al., 2002 ; Wenzens., 2002).

Les deux grands champs de glace de Patagonie sont composés de glaciers émissaires qui donnent naissance à des fjords à l'Ouest et à de grands lacs glaciaires à l'Est, pouvant attendre plusieurs centaines de mètres de profondeur. Le Lac San Martin (nom chilien : Lac O'Higgins) situé à l'Est du CGSP, a été évalué comme étant le lac le plus profond de l'Amérique du Sud, avec 800m de profondeur (Casassa et al., 1997, 2007). Actuellement, les glaciers ne s'étendent pas au-delà du front montagneux, mais durant les glaciations à la fin du Cénozoïque, ils se sont propagés à plusieurs reprises plus loin à l'Est dans une région semi-aride (Palazzesi et al. 2014). La distribution des sédiments glaciaires suggère que, durant les anciennes glaciations, la glace s'est rassemblée en une chaîne assez étroite et continue, débordant sur la plaine orientale (Fig. 2.27). Durant les périodes glaciaires, les vallées se déversant vers l'Est ont été progressivement creusées et élargies, et l'importante concentration de glace a généré de grands glaciers. Par conséquent, une partie des hautes plaines entre ces vallées, qui ont été recouvertes de glace durant les premières glaciations, sont devenues plus tard des plateaux sans glace et bordés par des escarpements.

Les terrains actuels en Patagonie et en Terre de Feu offrent une des séquences de dépôts glaciaires les plus complètes et probablement la meilleure étant disponibles dans l'hémisphère Sud en dehors de l'Antarctique, et peut-être dans le monde entier. Commençant à la fin du Miocène, ces unités ont été préservées grâce à leur inter-stratification avec des coulées volcaniques, qui ont protégé les sédiments de l'érosion. Egalement, la stabilité tectonique après l'emplacement final des Andes australes et le climat sec, qui a dominé la région sur le flanc oriental des Andes depuis la fin du Miocène, ont contribué à préserver ces dépôts glaciaires de la dénudation. Le climat de la Patagonie et de la Terre de Feu a subi d'importantes variations durant le Cénozoïque liées aux conditions climatiques terrestres générales, particulièrement depuis le Miocène. Ces changements climatiques sont reliés à

différents facteurs tels que la tectonique des plaques, la modification de la teneur en gaz à effet de serre dans la basse atmosphère, et les changements des paramètres astronomiques, à savoir l'excentricité de l'orbite terrestre, l'obliquité de l'axe de la Terre et la précession des équinoxes. Certes, ce processus de changement climatique a probablement été initié vers la fin du Mésozoïque, mais il a abouti au début du Paléogène avec la récurrence de plusieurs cycles climatiques chaud-froid s'amplifiant au Miocène, conduisant au développement de périodes glaciaires mondiales (e.g. Zachos et al., 2001). Les évidences de morphologie glaciaires en Patagonie ont été reconnues pour la première fois par Darwin (1842), qui a observé des blocs erratiques dans le Détroit de Magellan et a décrit des dépôts d'origine glaciaires dans la Vallée du Rio Santa Cruz. Au 20ème siècle, de nombreux travaux sur les glaciations ont été menés en Patagonie et Terre de Feu, en commençant par les travaux pionniers de Caldenius (1932). L'utilisation de techniques de datations absolues a ensuite contribué au progrès de la connaissance des glaciations à la fin du Cénozoïque en Patagonie, grâce aux travaux de Mercer (1975) et bien d'autres.

Ce chapitre fait un état de l'art de toutes les glaciations connues en Patagonie, qui ont démarré au Miocène supérieur, lorsque la combinaison des conditions climatiques globales plus froides avec l'élévation finale des Andes australes a permis la formation de glaciers dans cette région de l'Amérique du Sud. Une première partie présente la chronologie absolue des séquences glaciaires en Patagonie, essentiellement datées par des techniques de datation radiométriques sur des roches volcaniques intercalées avec des dépôts glaciaires (Mercer, 1969, 1975, 1983 ; Mercer et Sutter, 1982 ; Ton-That et al., 1999). Les dépôts très récents sont datés à partir de techniques de datation par isotopes cosmogoniques sur des blocs de moraines (Kaplan et al., 2004 ; Singer et al., 2004). Une seconde partie met en évidence que l'épisode glaciaire du Miocène supérieur est un événement mondial. Une dernière partie se focalise sur les changements climatiques et écologiques qui pourraient être attribués au soulèvement final des Andes australes.

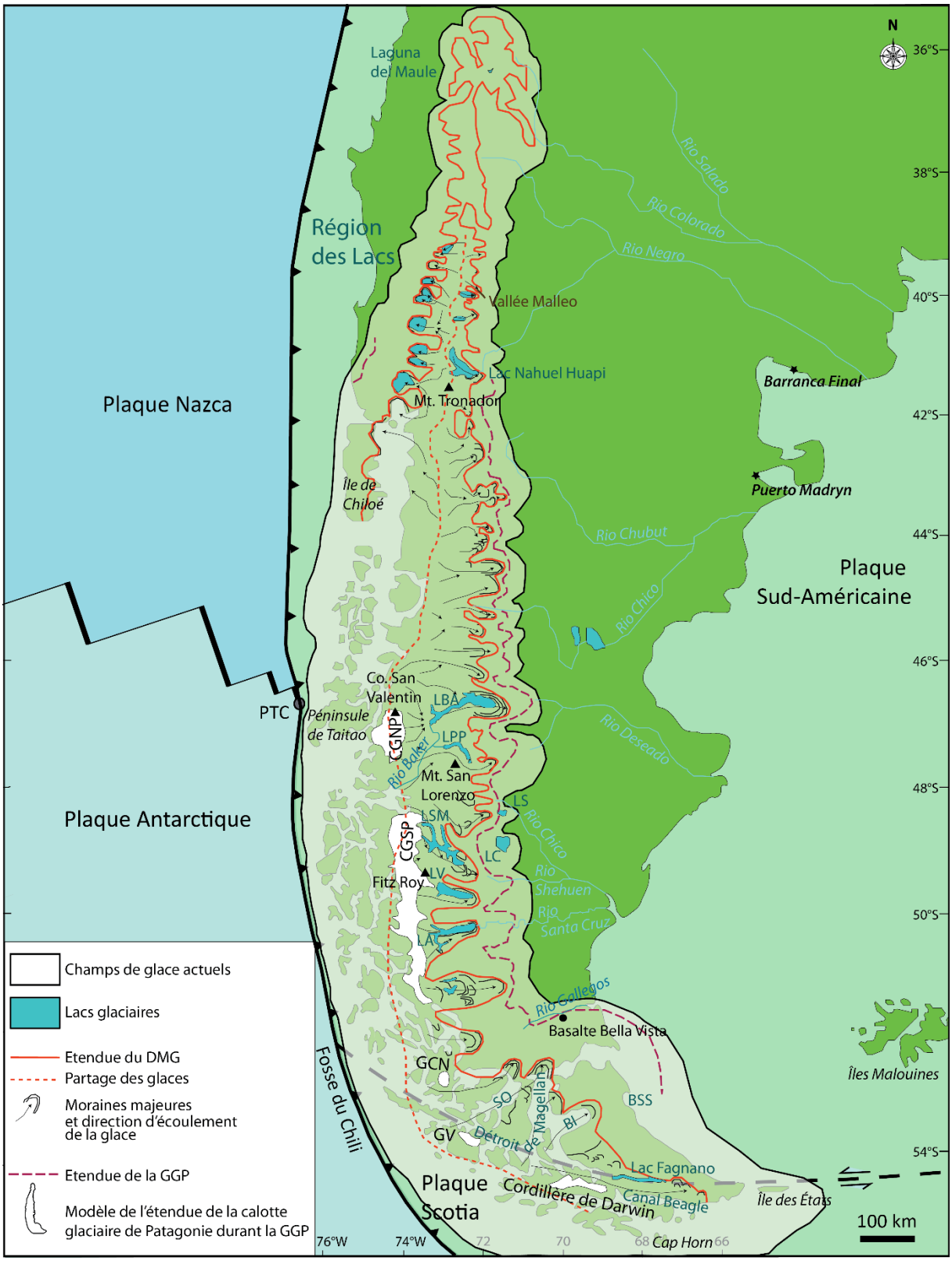


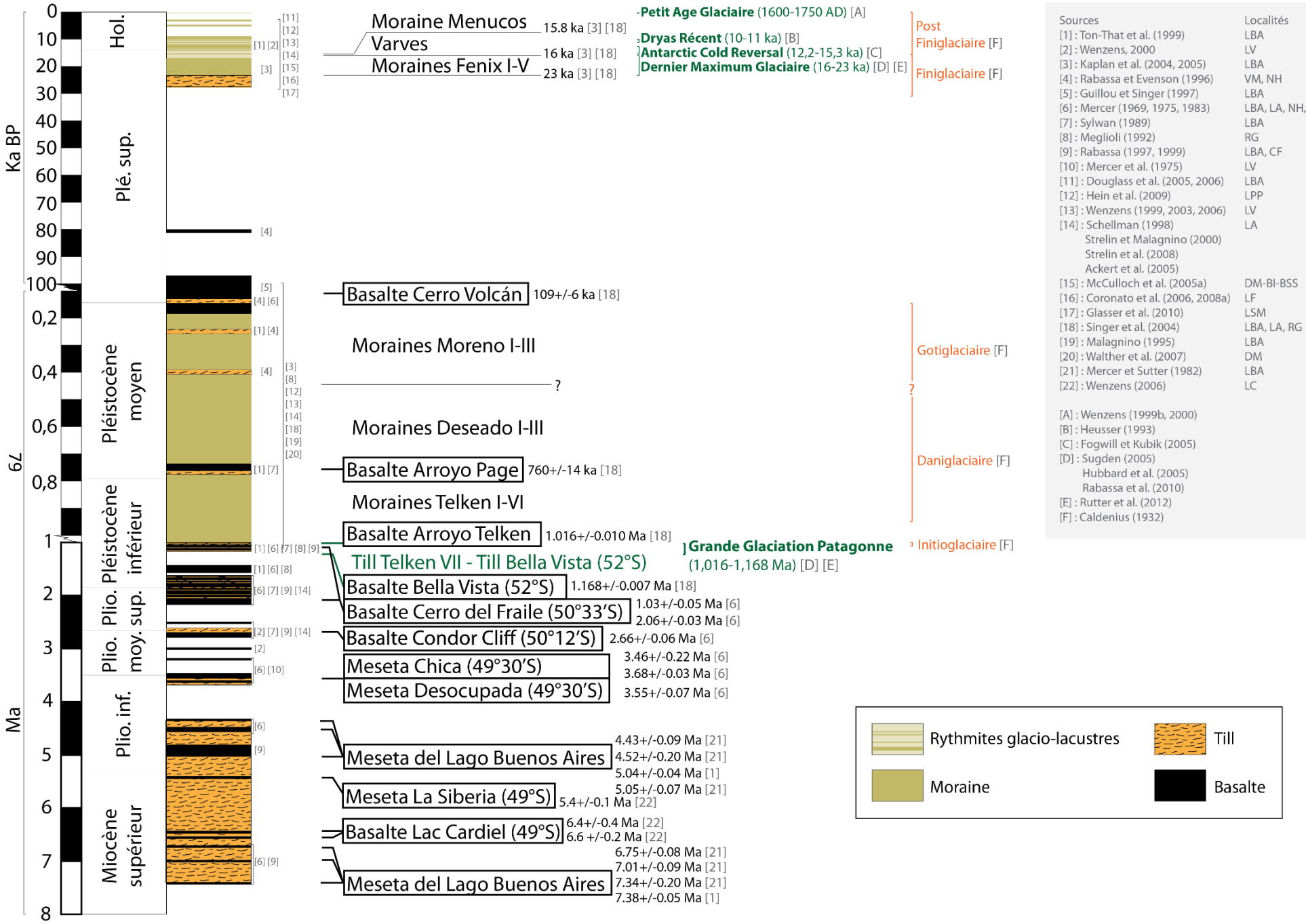
Fig. 2.27. Carte représentant l'étendue de la calotte glaciaire Patagonne entre les latitudes 36°S et 56°S, durant la Grande Glaciation Patagonne en tiretés violets (GGP ; 1,016-1,168 Ma) d'après Caldenius (1932), Singer et al. (2004), Hein et al. (2011), Rabassa et al. (2011) ; et durant le Dernier Maximum Glaciaire en ligne orange continue (DMG ; 23-16 ka) d'après Hulton et al. (1994, 2002), Wenzens (2004), Glasser et al. (2005). Ces deux périodes glaciaires

majeures sont celles ayant le plus de dépôts glaciaires encore intacts, contrairement à ceux des anciennes glaciations effacées par l'érosion (sauf lorsqu'ils sont intercalés avec des coulées de basalte). La position des moraines frontales majeures indique la position maximum de la calotte durant le DMG. Leur forme arquée traduit l'emplacement des lobes paléo-glaciaires de piedmont. La direction d'écoulement des chenaux d'eau de fonte est indiquée par des flèches (Wenzens et al., 1996). La ligne en pointillé orange indique l'axe du partage des glaces sur les deux versants de la chaîne, d'après Hulton et al. (1994, 2002), Glasser et al. (2005). La zone blanche correspond à un modèle de l'étendue de la calotte glaciaire de Patagonie durant la GGP d'après Hein et al. (2011), donnant un aperçu de son ampleur (~2500 km de long, >300 km de large) qui a probablement été similaire lors des glaciations Mio-Pliocènes. Les deux étoiles sur la côte Atlantique correspondent aux formations Barrancas Final et Puerto Madryn, à partir desquelles a été effectuée une étude palynologique (Palazzesi et al., 2014). CGNP : Champ de Glace Nord de Patagonie, CGSP : Champ de Glace Sud de Patagonie, GCN : Gran Campo Nevado, GV : Grandes Ventisqueros, LBA : Lac Buenos Aires, LPP : Lacs Pueyrredón et Posadas, LS : Lac Strobel, LC : Lac Cardiel, LSM : Lac San Martin, LV : Lac Viedma, LA : Lac Argentino, SO : Seno Otway, DM : Détroit de Magellan, BI : Bahia Inutíl, BSS : Bahia San Sebastian, Co : Cerro, Mt : Monte, PTC : point triple du Chili.

2.3.2. Glaciations enregistrées en Patagonie

La combinaison particulière des contextes climatiques et tectoniques en Patagonie permet d'accéder à des moraines qui sont les témoins des glaciations successives qui se sont produites dans cette région. Ces dépôts glaciaires ont été interstratifiés avec des coulées de laves. Actuellement, ils sont exposés localement sur des escarpements de plateaux basaltiques, situés entre les vallées glaciaires d'axe Est-Ouest et sont donc préservés de l'érosion glaciaire. Des plateaux basaltiques au Nord de la province de Santa Cruz, entre les latitudes 46 et 51°S, ont été datés pour déterminer les périodes de glaciation qui ont transporté les sédiments glaciaires loin de la Cordillère. La figure 2.28 permet de suivre la chronologie des différentes glaciations présentées ci-dessous.

Fig. 2.28. Chronostratigraphie des principaux épisodes glaciaires enregistrés en Patagonie depuis le Miocène supérieur jusqu'à nos jours. Les dépôts glaciaires intercalés avec des coulées de basalte ont été observés sur plusieurs sites : Vallée Malleo (VM), Lac Nahuel Huapi (NH), Monte Tronador (MT), Lac Buenos Aires (LBA), Lacs Pueyrredón et Posadas (LPP), Lac Strobel (LS), Lac Cardiel (LC), Lac San Martin (LSM), Lac Viedma (LV), Lac Argentino (LA), Cerro del Fraile (CF), Vallée Rio Gallegos (RG), Seno Otway (SO), Détroit de Magellan (DM), Bahia Inutíl (BI), Bahia San Sebastian (BSS), Lac Fagnano (LF). La majorité des dépôts glaciaires ont été observés à la latitude du Lac Buenos Aires (47°S), sauf lorsque les lieux et latitudes sont indiqués. Les âges sont issus des références citées dans la zone grisée.



Sources
[1] : Ton-That et al. (1999)
[2] : Wenzens, 2000
[3] : Kaplan et al. (2004, 2005)
[4] : Rabassa et Evenson (1996)
[5] : Guillou et Singer (1997)
[6] : Mercer (1969, 1975, 1983)
[7] : Sylwan (1989)
[8] : Meglioli (1992)
[9] : Rabassa (1997, 1999)
[10] : Mercer et al. (1975)
[11] : Douglass et al. (2005, 2006)
[12] : Hein et al. (2009)
[13] : Wenzens (1999, 2003, 2006)
[14] : Schellman (1998)
Strelin et Malagnino (2000)
Strelin et al. (2008)
Ackert et al. (2005)
[15] : McCulloch et al. (2005a)
[16] : Coronato et al. (2006, 2008a)
[17] : Glasser et al. (2010)
[18] : Singer et al. (2004)
[19] : Malagnino (1995)
[20] : Walther et al. (2007)
[21] : Mercer et Sutter (1982)
[22] : Wenzens (2006)

[A] : Wenzens (1999b, 2000)
[B] : Heusser (1993)
[C] : Fogwill et Kubik (2005)
[D] : Sugden (2005)
Hubbard et al. (2005)
Rabassa et al. (2010)
[E] : Rutter et al. (2012)
[F] : Caldenius (1932)

Localités
LBA
LV
LBA
VM, NH
LBA
LBA, LA, NH, SO, MT
LBA
RG
LBA, CF
LV
LBA
LPP
LV
LA
DM-BI-BSS
LF
LSM
LBA, LA, RG
LBA
DM
LBA
LC

2.3.2.1. Glaciations du Miocène supérieur – Pliocène inférieur

Les glaciations Patagonnes se sont développées depuis la fin du Miocène en multiples événements de durée et d'intensité différentes jusqu'à nos jours. Les plus anciennes glaciations connues en Patagonie se sont produites au Miocène supérieur. Plusieurs datations ont été réalisées sur des plateaux basaltiques (Fig. 2.29), que l'on nomme aussi « mesetas ».

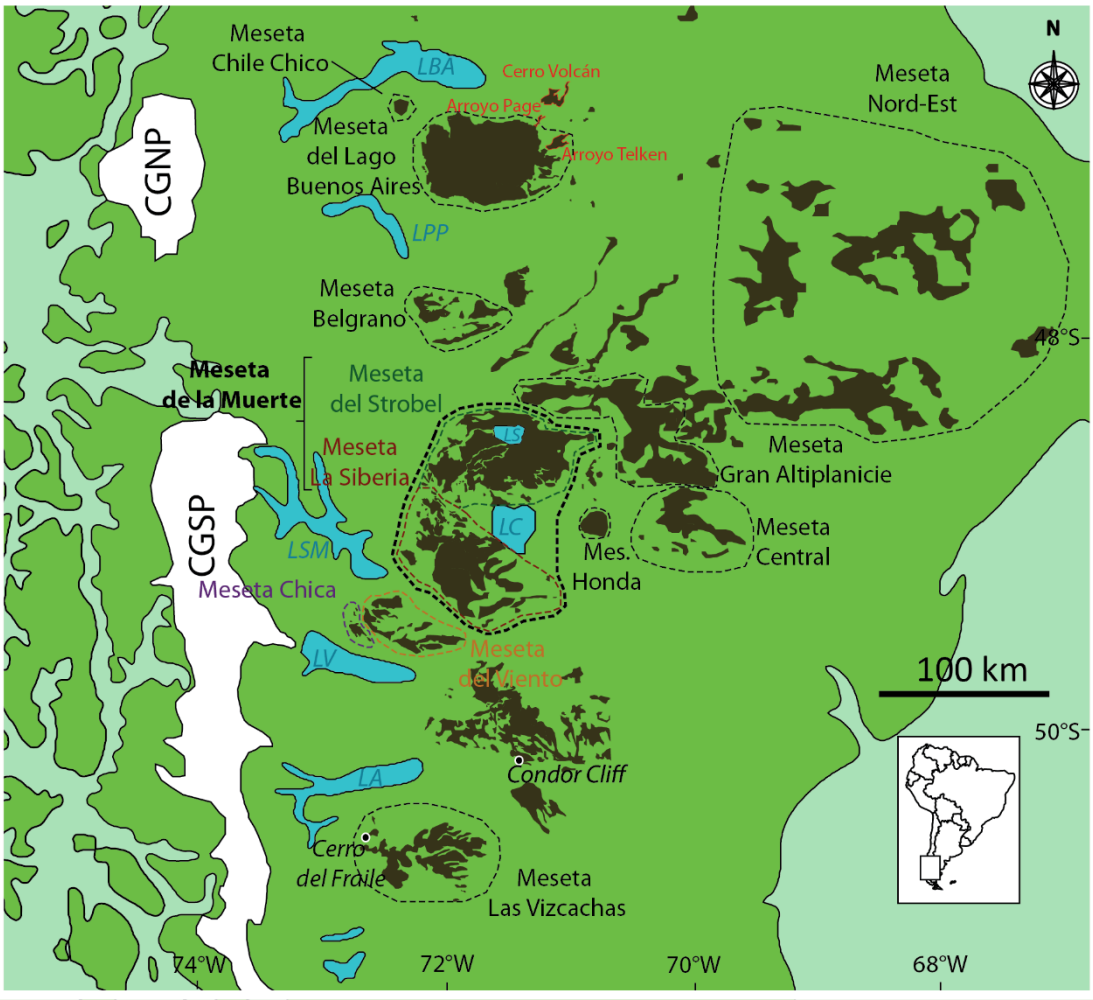


Fig. 2.29. Carte régionale montrant la distribution spatiale des plateaux de laves basaltiques (« mesetas ») du Néogène en Patagonie. LBA : Lac Buenos Aires, LPP : Lacs Pueyrredón et Posadas, LS : Lac Strobel, LC : Lac Cardiel, LSM : Lac San Martin, LV : Lac Viedma, LA : Lac Argentino, CGNP : Champ de Glace Nord de Patagonie, CGSP : Champ de Glace Sud de Patagonie.

Les datations les plus anciennes ont été obtenues sur la Meseta del Lago Buenos Aires, correspondant à un plateau basaltique situé entre deux grandes cuvettes glaciaires, qui sont actuellement occupées en partie par le Lac Buenos Aires au Nord, et le Lac Pueyrredón au Sud (Fig. 2.30). Ce plateau couvre environ 3000 km² sur le territoire argentin et il se trouve près de la latitude 47°S et de la longitude 71°W. Des cônes volcaniques érodés se lèvent à plusieurs centaines de mètres au-dessus de la surface générale de la Meseta del Lago Buenos Aires, avec des altitudes passant d'environ 2000 m au Sud-Ouest, à 1500-1600 m au Nord-Ouest et

1100 m à l'Est. La meseta est délimitée par des escarpements abrupts sur les bordures Sud, Ouest et Nord et par un escarpement adouci sur le versant Est. Mercer et Sutter (1982) ont réalisé une étude de terrain sur les escarpements, au Nord et au Sud de la meseta, longs de 50 km, et sur l'escarpement Nord-Ouest long de 10 km. Leurs observations à distance ont permis de déterminer si les sédiments glaciaires étaient interstratifiés avec le basalte. Seul le coin Nord-Ouest de la Meseta del Lago Buenos Aires présente de tels empilements.

L'extrémité Nord-Ouest de la Meseta del Lago Buenos Aires correspond à un promontoire situé à l'Ouest des gorges du Rio Antiguos (Fig. 2.31), qui met à nu les différentes coulées de basaltes. Ce coin est délimité par des escarpements Nord et Ouest, dont les bords sont à environ 1550 m d'altitude. Dans l'escarpement Nord, des tills de 30 à 40 m d'épaisseur se trouvent entre deux à quatre coulées basaltiques à la base et deux à cinq coulées au sommet (Fig. 2.31). Sur le site a), cinq coulées basaltiques couvrent une diamictite partiellement lithifiée, identifiée comme till. Elle est constituée d'une large gamme de tailles de clastes striés, arrondis à angulaires et comprend des types de roche différents : basaltiques, andésitiques, granitiques et métamorphiques dans une matrice compacte. Ces blocs peuvent atteindre 1,5 m de diamètre. Cette diamictite a une épaisseur de 40 m, dont la base est cachée par des éboulis (Fig. 2.31a). Sur le site b), deux coulées sommitales recouvrent une diamictite similaire, qui s'est elle-même déposée au-dessus de quatre autres coulées (Fig. 2.31b). De même sur le site c), à 2 km à l'Est du site b), trois coulées sommitales et deux coulées basales encadrent le till (Fig. 2.31c). Les affleurements les plus proches qui sont constitués de roches andésitiques, granitiques ou métamorphiques, sont à 15, 30 et 35 km de distance respectivement, au sein de la Cordillère à l'Ouest (Ruiz et Corvalan, 1968).

Des datations radiométriques sur les coulées de basalte ont montré que ces sédiments sont d'âge Miocène supérieur-Pliocène inférieur. En effet, sur l'escarpement Nord, à l'Ouest du Rio Antiguos, Mercer et Sutter (1982) ont obtenu des âges K/Ar sur des coulées encadrant les tills. Sur le site a), les trois âges des coulées de lave, chacune d'entre-elle étant en contact direct avec la surface légèrement concave du till, sont depuis la base jusqu'au sommet à : 5,05 ± 0,07 Ma, 4,59 ± 0,07 Ma et 4,52 ± 0,20 Ma (Fig. 2.31a). Sur le site b), des coulées sont à la base du till, la coulée basale la plus vieille est de 7,34 ± 0,20 Ma, suivi de 7,01 ± 0,09 Ma en contact direct avec le till, et 4,58 ± 0,11 Ma pour la couche recouvrant le till. Sur le site c), les âges de la coulée basale et de la coulée sommitale sont respectivement : 6,75 ± 0,08 et 4,43 ± 0,09 Ma. Par conséquent, les moyennes des âges des coulées sous-jacentes et sus-jacentes aux tills sont respectivement : 7,03 ± 0,11Ma et 4,63 ± 0,07 Ma.

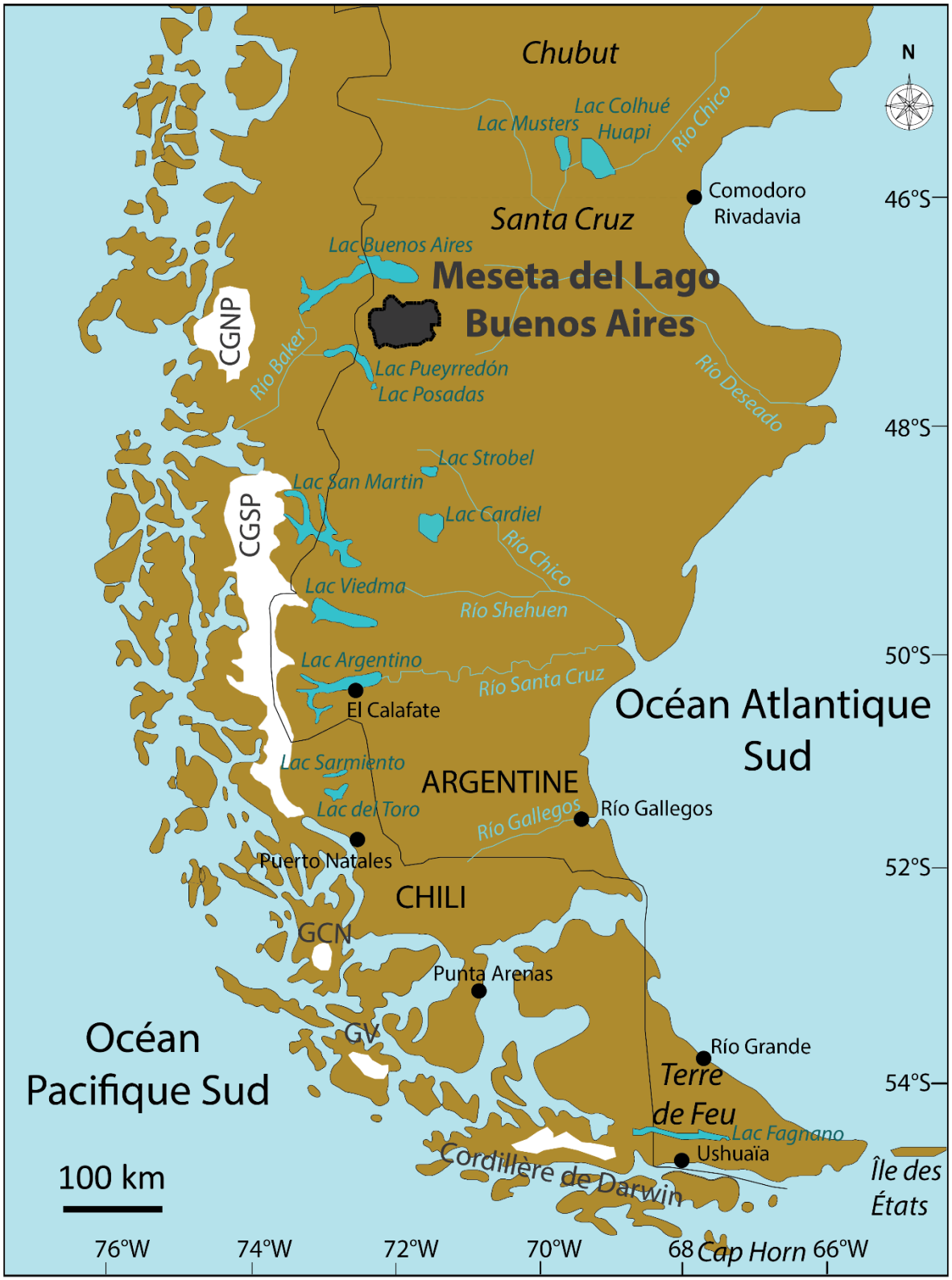
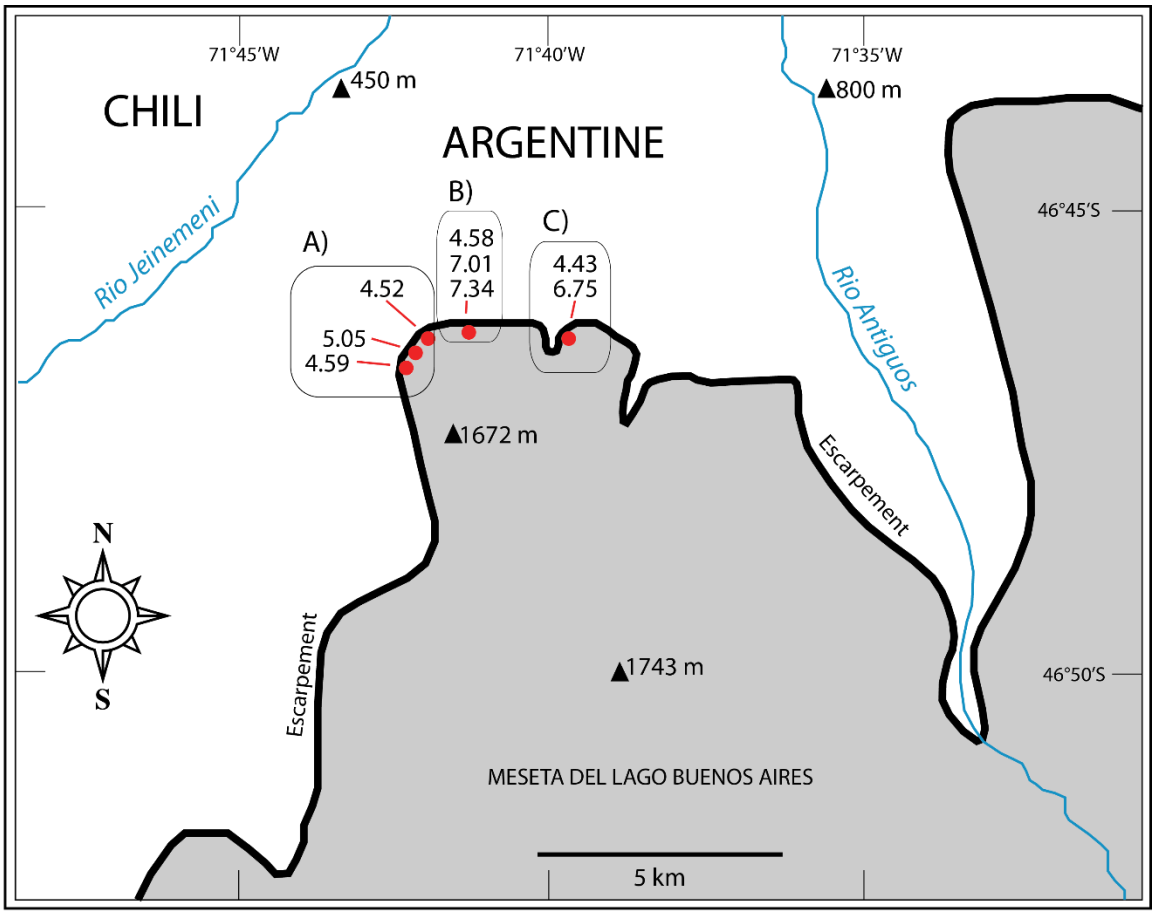


Fig. 2.30. Localisation du plateau basaltique Meseta del Lago Buenos Aires, représenté en gris sur la carte et situé au Nord de la région de Santa Cruz. CGNP : Champ de Glace Nord de Patagonie, CGSP : Champ de Glace Sud de Patagonie, GCN : Gran Campo Nevado, GV : Grandes Ventisqueros.

Ces âges montrent que les glaciers se sont étendus au-delà du front montagneux andin à la latitude 47°S entre environ 7 et 4,6 Ma, c'est-à-dire à la période fin Miocène-début Pliocène. La source lointaine de nombreux clastes implique que les tills ont été déposés par un glacier d'au moins 30 km de long, s'étendant à l'Est de la chaîne. Aujourd'hui, certains glaciers de cirque se trouvent dans la précordillère, le plus près étant à environ 35 km à l'Ouest de la meseta, mais les grands glaciers les plus proches sont les débouchés du CGNP au cœur de la Cordillère, à plus de 100 km de distance. Dans la même zone, Ton-That et al. (1999) ont obtenu des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 5,04 ± 0,04 Ma pour les coulées sus-jacentes et à 7,38 ± 0,05 Ma pour les coulées basales, coïncidant avec l'âge à 7,34 Ma de Mercer et Sutter (1982) et confirmant une glaciation à la fin du Miocène-début du Pliocène en Patagonie.

Des dépôts glaciaires ont été récemment observés par Wenzens (2006) autour du Lac Cardiel (49°S, 72°15'W), une zone qui a été considérée jusque-là comme non glaciaire par tous les chercheurs précédents. Wenzens (2006) a identifié neuf avancées glaciaires, dont quatre à l'Est du lac ayant un âge minimum de 6,4 Ma, trois autres au Sud du lac avec un âge minimum de 6,6 Ma et deux autres ayant un âge minimum de 5,4 Ma. La caractérisation des moraines se base sur la présence de gros blocs anguleux à émoussés. Des laves basaltiques de ~14 Ma (Gorring et al., 1997) sont recouvertes par ces dépôts, ce qui traduit un âge maximum de ces avancées. Wenzens (2006) suggère que des glaciations aient eu lieu entre 9 et 10,5 Ma, sans avoir des contraintes plus précises sur l'âge de ces dépôts. L'hypothèse sur la présence de glaciations en Patagonie vers 10 Ma n'est pas impossible mais elle ne peut être affirmée avec les arguments de Wenzens (2006), car d'une part la nature des dépôts qu'il décrit reste sujet à débat, et d'autre part l'âge des dépôts glaciaires n'est pas précis. Le seul argument fiable correspond aux âges minimums à 5,4, 6,4 et 6,6 Ma, ce qui reste dans la même gamme d'âge obtenue par Mercer et Sutter (1982) et Ton-That et al. (1999) autour de la Meseta del Lago Buenos Aires. On considère donc que les glaciations démarrent réellement vers 6-7 Ma en Patagonie. Enfin, nous verrons ci-dessous que le climat de la partie Est de la Patagonie était encore chaud jusqu'à 7 Ma (Palazzesi et al., 2014), ce qui semble en contradiction avec l'existence de glaciers très étendus à cette époque.

Une période glaciaire importante s'est donc produite sur presque 3 Ma entre 4,43 Ma et 7,38 Ma (Fig.2.28). Tous les dépôts glaciaires se trouvent actuellement à plus de 100 km à l'Est des glaciers les plus importants. Au cours de la période Miocène supérieur - Pliocène inférieur, les glaciers qui prenaient leur source au niveau de la Cordillère, s'avançaient bien plus vers l'Est en direction du bassin d'avant-pays, témoignant ainsi d'un climat plus froid et plus humide que celui de nos jours.


71°45'W
71°40'W
71°35'W
CHILI
ARGENTINE
450 m
800 m
Rio Jeinemeni
Rio Antiguos
A)
B)
C)
4.52
5.05
4.59
4.58
7.01
7.34
4.43
6.75
1672 m
1743 m
Escarpement
Escarpement
N
S
46°45'S
46°50'S
MESETA DEL LAGO BUENOS AIRES
5 km

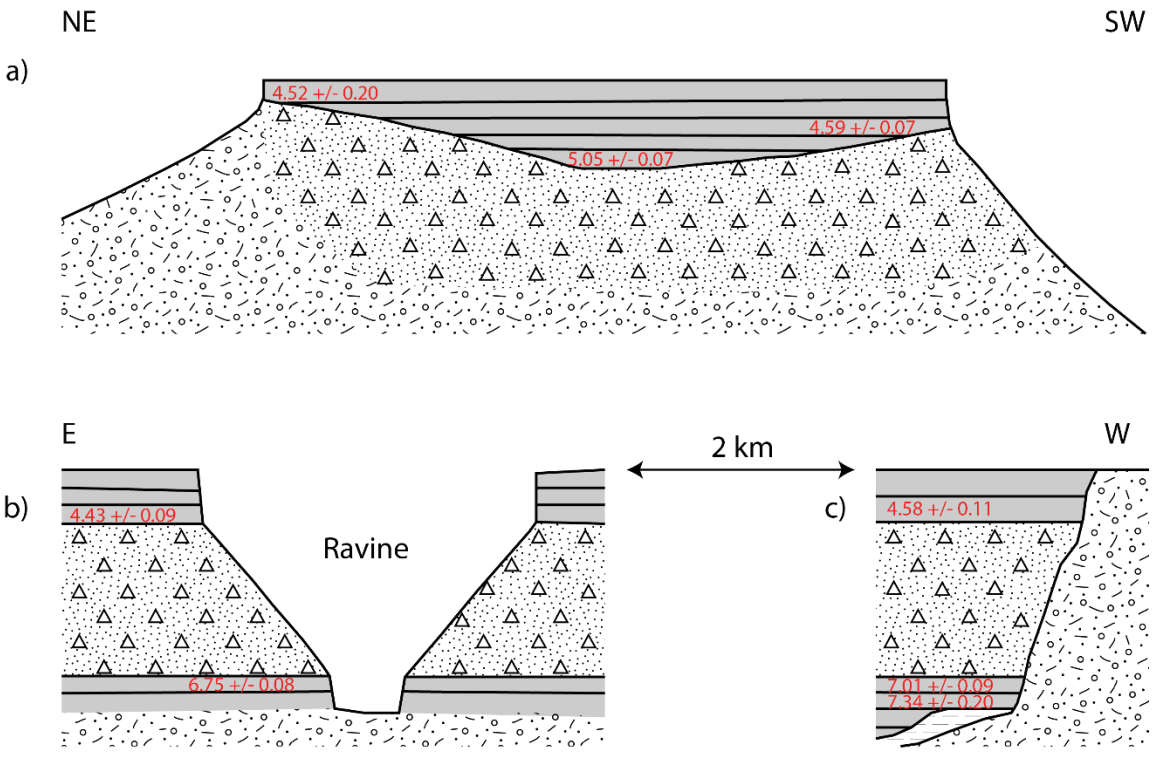

NE
SW
a)
4.52 +/- 0.20
4.59 +/- 0.07
5.05 +/- 0.07
E
W
2 km
b)
c)
4.43 +/- 0.09
Ravine
6.75 +/- 0.08
4.58 +/- 0.11
7.01 +/- 0.09
7.34 +/- 0.20
Basalte
Till
Sédiments non-glaciaires
Eboulis

Fig. 2.31. Carte de l'extrémité Nord-Ouest de la Meseta del Lago Buenos Aires (en gris), montrant les lieux d'échantillonnage de basaltes (points rouges) et les âges obtenus en Ma, d'après Mercer et Sutter (1982). Les trois affleurements d'échantillonnages sont représentés en dessous de la carte sous forme de schéma. **a)** Escarpement Nord-Ouest représentant une coulée de basalte qui recouvre un till et qui est datée à : 5,05 ± 0,07 Ma à la base, 4,59 ± 0,07 Ma au milieu et 4,52 ± 0,20 Ma en haut de la coulée de lave. **b)** Escarpement Nord, situé entre les deux autres affleurements, représentant un till intercalé avec deux coulées basaltiques. La coulée basale est datée à 7,01 ± 0,09 Ma et la coulée sommitale est datée à 4,58 ± 0,11 Ma. **c)** Escarpement Nord représentant un till intercalé avec deux coulées de basalte. La coulée basale est datée à 6,75 ± 0,08 Ma et la coulée sommitale est datée à 4,43 ± 0,09 Ma.

2.3.2.2. Glaciations du Pliocène moyen- Quaternaire

Entre le Pliocène moyen et le Pléistocène inférieur, plusieurs épisodes glaciaires moins importants se sont produits par intermittence. Ils sont datés grâce à des épanchements de basaltes au Nord du Lac Viedma (49°30'S), à 3,55 Ma sur la Meseta Desocupada (qui correspond à la partie Nord de la Meseta Chica), et à 3,46-3,68 Ma au Sud de la Meseta Chica par Mercer (1975 ; méthode K-Ar). Mercer (1975) a aussi daté d'autres coulées basaltiques à Condor Cliff (2,66 Ma) à l'Est du Lac Argentino et à Cerro del Fraile (1,03-2,06 Ma) au Sud de ce lac à 50°33'S (Fig. 2.29).

L'extension maximale de la couverture glaciaire vers l'Est a été atteinte durant la Grande Glaciation Patagonne (GGP) entre 1,016 et 1,168 Ma (Fig. 2.28 ; Singer et al., 2004 ; Sugden, 2005 ; Hubbard et al., 2005 ; Rabassa et al., 2010 ; Rutter et al., 2012). La distribution des moraines indique que durant cette période glaciaire, l'étendue de la glace était environ 25 fois plus grande que l'étendue actuelle, pouvant dépasser 300 km de largeur. Cette période correspond au moment de la mise en place du till Telken VII (46,5°S) et du till Bella Vista (52°S) qui ont été corrélés par Singer et al. (2004). Cet auteur a daté le basalte basal de Bella Vista, au Sud du Rio Gallegos (Fig. 2.30), à 1,168 ± 0,007 Ma. Plus au Nord, à l'Est du Lac Buenos Aires, il a daté le basalte sus-jacent Arroyo Telken à 1,016 ± 0,010 Ma (Fig. 2.32). Ces deux coulées de lave délimitent les dépôts glaciaires issus de la GGP. Cette période glaciaire correspond approximativement à ce qui avait été interprété en 1932 par Caldenius comme étant la phase « Initioglaciaire ». Grâce à ses travaux pionniers, Caldenius (1932) a distingué quatre autres avancées après celle-ci, entre le Pléistocène inférieur et l'Holocène, qui sont les épisodes : Daniglaciaire, Gotiglaciaire, Finiglaciaire et Post-Finiglaciaire (Fig. 2.28).

La région à l'Est du Lac Buenos Aires offre plusieurs systèmes de moraines particulièrement bien préservées grâce au climat sec. La figure 2.32 montre les différentes moraines laissées intactes du glacier du Lac Buenos Aires. Après la GGP, un système de six moraines (Telken I-VI) s'est mis en place entre 1016 ka et 760 ka, d'après la datation du basalte Arroyo Page au sommet de ce système (Singer et al., 2004). Un autre système de six moraines (Deseado I-III et Moreno I-III) dans cette région, s'est développé entre l'écoulement du basalte Arroyo Page et celui du basalte Cerro Volcán daté à 109 ka (Singer et al., 2004). Les quatre dernières coulées de lave (Fig. 2.28) étudiées par Kaplan et al. (2004) et Singer et al. (2004) ont été datées par les méthodes de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ et K-Ar. Le dernier système de moraines

(Fenix I-V) a été enregistré entre 23 ka et 16 ka (Kaplan et al., 2004 ; Singer et al., 2004) et il correspond au Dernier Maximum Glaciaire (DMG ; Fig. 2.27). Des varves datées entre 15,8 et 16 Ma ont été recouvertes de la moraine Menucos plus récente, et probablement formée lors de l'Antarctic Cold Reversal (12,2-15,3 ka ; Fogwill et Kubik, 2005). Des datations d'exposition par isotopes cosmogéniques ont été appliquées sur les dépôts les plus récents pour déterminer le moment du dépôt : les blocs dans les systèmes de moraines Fenix et Menucos ont été datés par la méthode ^{10}Be-^{26}Al, et la méthode ^{3}He pour la moraine Menucos uniquement. L'âge des varves a été déterminé au ^{14}C.

Ces différentes glaciations ont alterné avec des périodes de déglaciation, qui ont entraîné un changement radical du réseau de drainage dans la Cordillère Patagonne (Turner et al., 2005). Par exemple, le Lac Buenos Aires était initialement drainé par le Río Deseado vers l'océan Atlantique. Une phase de déglaciation à 12,8 ka (Turner et al 2005) a marqué la séparation finale des champs de glaces Nord et Sud de Patagonie, et elle a permis le déversement des eaux du Lac Buenos Aires dans l'océan Pacifique à travers le Río Baker (Turner et al., 2005 ; Martinod et al., 2016 ; Bourgois et al., 2016) séparant les deux champs de glace actuels. Plusieurs zones étaient au départ drainées en direction de l'océan Atlantique et suite au creusement de vallées perpendiculaires à la chaîne par les glaciers, certains réseaux de drainage ont été capturés par l'océan Pacifique.

La plupart du paysage actuel serait le résultat des différentes glaciations depuis la Grande Glaciation Patagonne (GGP ; Rabassa et al., 2011). Après la GGP, plusieurs glaciations alternant avec des périodes plus chaudes se sont produites. Le volume de la calotte glaciaire au Dernier Maximum Glaciaire (DMG) aurait été supérieur à 500,000 km3 le long des Andes (Hulton et al., 2002). Durant cette période, dans la Région des Lacs au Chili, les lobes glaciaires se sont avancés sur seulement 70 km sur le versant Ouest. En revanche, comme en témoignent la position des moraines à l'Est autour du Lac Argentino et du Lac Viedma, les glaciers de piedmont se sont avancés à plus de 100 km au-delà de 72° W (Caldenius, 1932 ; Mercer, 1970 ; Wenzens et Wenzens, 1998). Les plus grands systèmes de moraines se sont développés sur le versant oriental des Andes autour des lacs glaciaires tels que les lacs Buenos Aires, San Martin, Viedma ou Argentino, mais aussi en Terre de Feu. Après le DMG, s'est développé le réseau de drainage actuel (Rabassa et al., 2011). Les glaces autour du Lac Pueyrredón (nom chilien : Lac Cochrane) et du Lac Buenos Aires (nom chilien : Lac General Carreras) se sont rapidement retirées sur plus de 80 km (Hein et al., 2010).

A l'heure actuelle, les glaciers à l'Est ont donné naissance à de grands lacs glaciaires en creusant tout le flanc oriental des Andes jusqu'à 800m de profondeur, comme cela a été mesuré dans le Lac San Martin (Casassa et al., 1997, 2007). Le Lac Argentino fait partie de ces lacs glaciaires situé sur le flanc oriental de la chaîne, et il est alimenté par le célèbre Glacier Perito Moreno (Fig. 2.33). Autour de ces lacs, plusieurs systèmes de lobes morainiques paléo-glaciaires sont restés intacts (e.g. moraines du Lago Torre, Fig. 2.34). Le versant occidental de la calotte en revanche, se déverse dans les fjords du Chili. La localisation des glaciers émissaires et la direction d'écoulement ont été déterminés par la topographie et donc par la localisation des structures géologiques préexistantes (Glasser et al., 2008). Sur le versant Pacifique, on remarque que les fjords ont des orientations préférentielles formant des linéaments. Glasser et Ghiglione (2009) ont conclu que les structures géologiques sous-jacentes ont exercé un fort contrôle sur la direction des vallées glaciaires, et ont contraint par conséquent le développement des fjords (e.g. Détroit de Magellan, Fig. 2.27). Sur le versant oriental, Coutand et al. (1999) proposent que les larges vallées glaciaires E-W des lacs

Argentino, Viedma et San Martin sont contrôlées par des failles, de par leurs bordures rectilignes et leurs largeurs uniformes et qu'elles pourraient correspondre à des vallées de rift, dont les zones de faiblesse tectoniques ont ensuite été modelées par l'érosion glaciaire (Wenzens, 1999b).

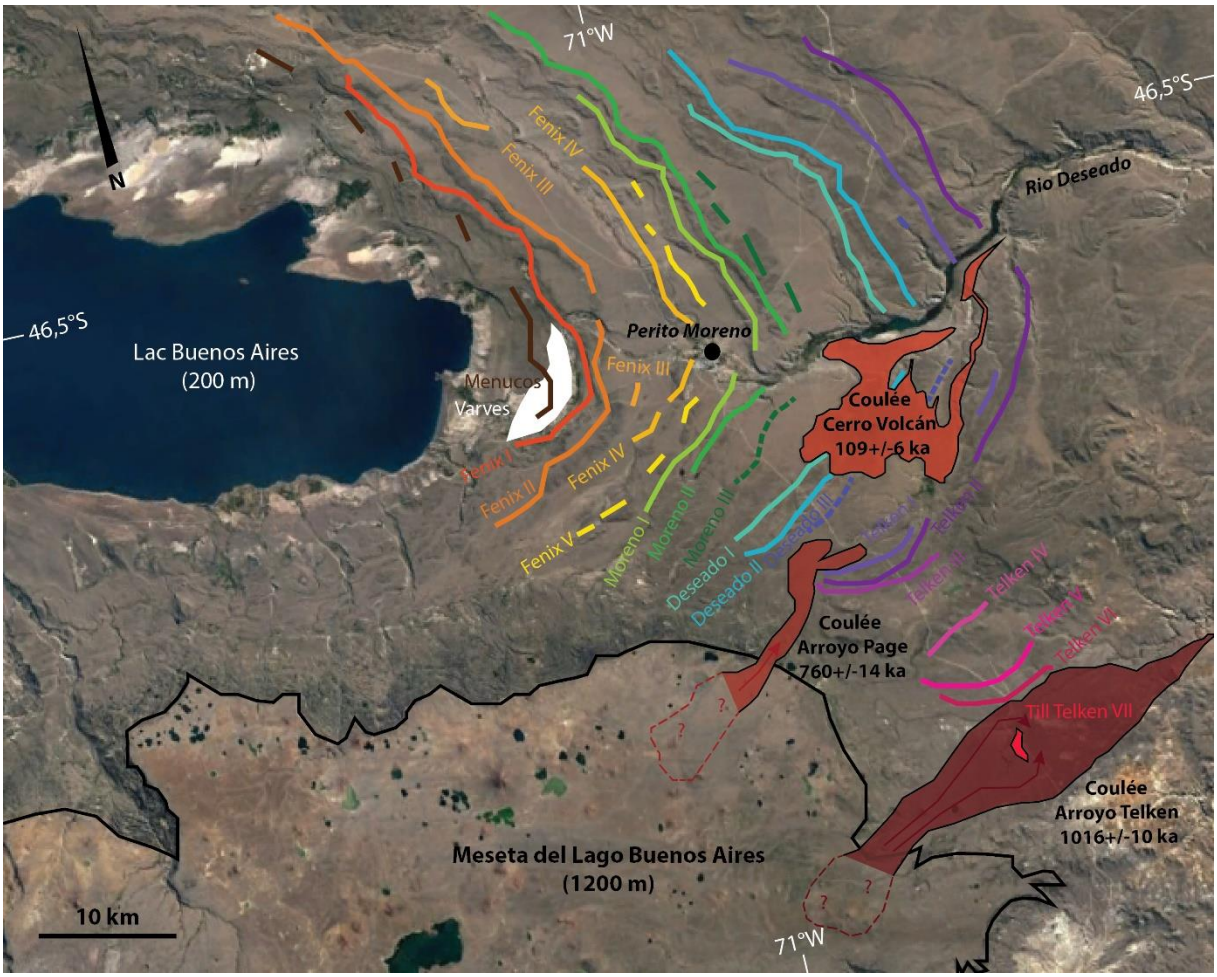


Fig. 2.32. Vue aérienne de la région Sud-Est du Lac Buenos Aires montrant les différentes moraines et les trois coulées de basalte du Pléistocène, étudiées par Kaplan et al. (2004) et Singer et al. (2004). La chronologie des cinq systèmes de moraines est représentée par un gradient de couleur arc-en-ciel, les moraines les plus jeunes étant près du lac. Les lignes en pointillés indiquent des moraines partiellement érodées.

Fig. 2.33. Glacier Perito Moreno se déversant dans le Lac Argentino (50°30'S). Ce glacier se trouve dans le Parc National « Los Glaciares », sur le versant Est du CGSP, à 50 km à l'Ouest de la Ville d'El Calafate (à ne pas confondre avec la ville de Perito Moreno située à l'Est du Lac Buenos Aires à 47°S).

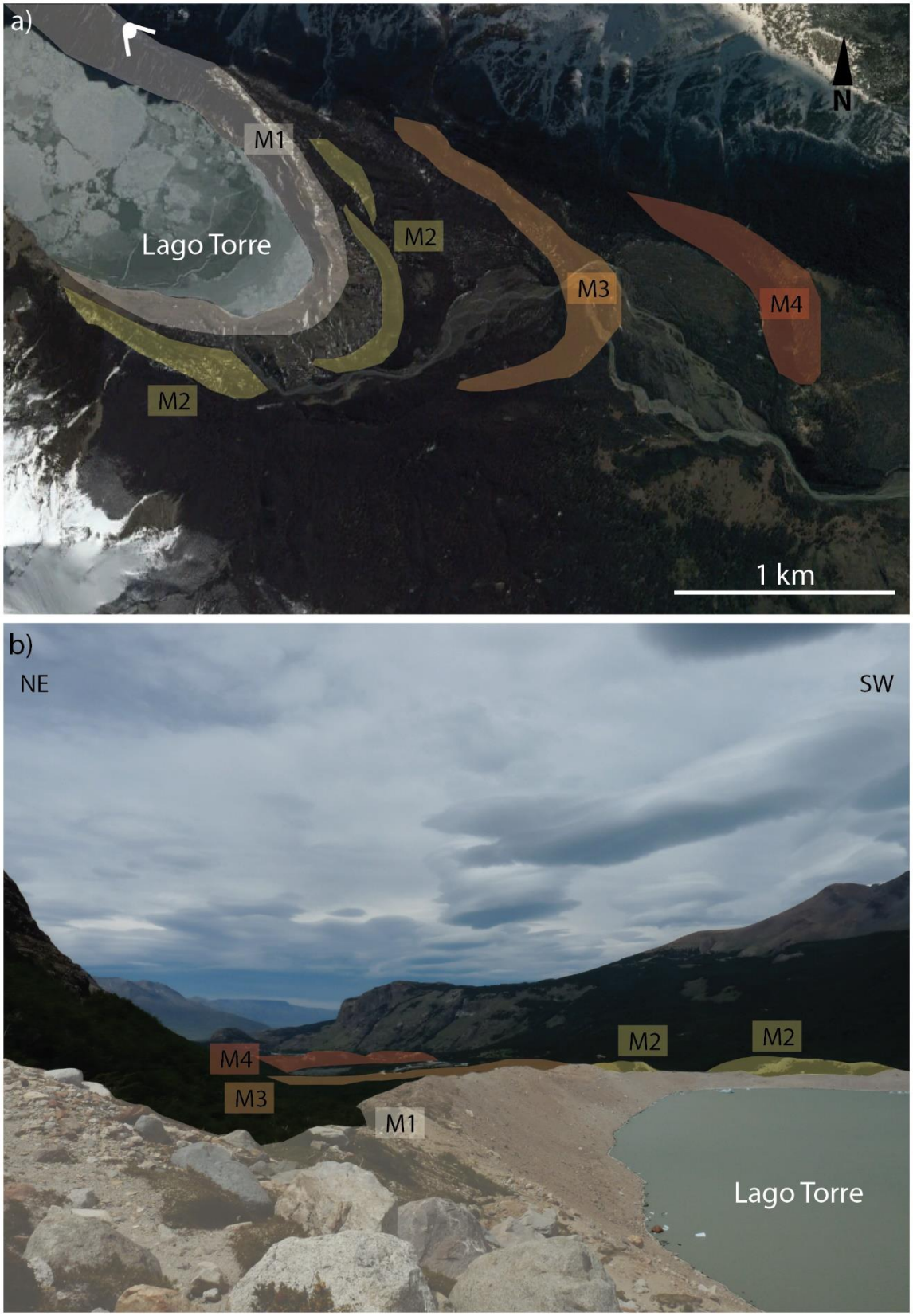


Fig. 2.34. Exemple de moraines frontales situées autour du Lago Torre issues des lobes paléo-glaciaires. a) Vue aérienne du Lago Torre situé dans la région du Fitz Roy, à l'Ouest du Lac Viedma. b) Photo prise sur la rive Nord du Lago Torre. Les quatre moraines M1 à M4 représentent différentes avancées glaciaires.

2.3.3. Un épisode glaciaire mondial au Miocène supérieur

La glaciation Miocène supérieur-Pliocène inférieur est un événement mondial, qui a engendré une régression marine sur l'intégralité des océans et un refroidissement généralisé de la surface des océans à des latitudes moyennes. Des changements dans la composition en oxygène isotopique dans l'eau des océans se sont produits, et le volume de glace en Antarctique était plus important que celui de nos jours (Mercer et Sutter, 1982). Williams et al. (2005) ont estimé la température de surface des mers au Miocène supérieur (Messinien), grâce aux données $\delta^{18}O$ de la calcite des foraminifères planctoniques. Ces données indiquent une température de surface des mers dans la zone tropicale–subtropicale (entre 30°N et 30°S) globalement plus froide qu'actuellement, reflétant un climat froid au Miocène supérieur. Les nouvelles observations en $\delta^{18}O$ benthique de Drury et al. (2017) montrent que l'apparition de cycles de 41 000 ans de Milankovitch, signifiant que l'obliquité influence fortement la variabilité du climat, s'est déjà produite à 7,7 Ma et s'est intensifiée davantage à 6,4 Ma. Ces modèles impliquent que le forçage en haute latitude, en particulier le volume de glace stocké dans les calottes glaciaires, a joué un rôle important dans la dynamique climatique globale dès la fin du Miocène. La variation de 0,6‰ du $\delta^{18}O$ benthique indiquerait un changement d'environ 25 m du niveau de la mer durant cette période (Drury et al., 2017).

D'autres auteurs ont observé ces variations dans la composition en oxygène isotopique, comme Rostovtseva et Kuleshov (2016), qui ont analysé le $\delta^{18}O$ dans les carbonates du Miocène supérieur et Pliocène inférieur, de la région de Kerch-Taman en Russie. Leurs données reflètent un refroidissement climatique global à la fin du Miocène. Cette glaciation majeure, qui a affecté le Sud de l'Amérique du Sud entre ~4,6 et 7 Ma comme l'ont démontré Mercer et Sutter (1982), a aussi eu un impact dans d'autres parties du globe, comme par exemple : l'intensification des moussons estivales dans l'Est de l'Asie induite par la glaciation progressive de l'Antarctique (Ao et al., 2016), ou l'avancement des glaciers jusqu'au niveau de la mer au Sud de l'Alaska (Mercer et Sutter, 1982).

2.3.4. Relief andin et impact des changements climatiques sur les écosystèmes de Patagonie

Actuellement, les Andes australes constituent, du haut de leurs ~4000m, une barrière orographique bloquant les circulations atmosphériques des vents d'Ouest dans l'hémisphère Sud. Cette barrière génère une ombre pluviométrique des plus drastiques au monde sur le côté oriental sous le vent, versant sur lequel s'est mis en place la steppe patagonne (Fig. 2.35B) qui s'étend jusqu'à la côte Atlantique. Il s'agit de l'écosystème désertique le plus grand et le plus au Sud de l'Amérique du Sud. Il en résulte donc un contraste très remarquable depuis le versant oriental jusqu'à l'autre côté de la chaîne andine (Figs. 2.35 et 2.36). Dans cette steppe à l'Est, les températures hivernales moyennes sont d'environ 3-5°C, et autour de 15°C l'été (Coronato et Bisigato, 1998 ; Paruelo et al., 1998 ; Palazzesi et al., 2014). Les températures annuelles sont à peine plus élevées : entre 5 et 10°C (Le Roux, 2012), et au niveau des champs de glace, elles atteignent -5°C (Garreaud et al., 2013). Les vents d'Ouest atténués soufflent en moyenne à 15-20km/h (Paruelo et al., 1998 ; Garreaud et al., 2013 ; Palazzesi et al., 2014). Les

précipitations annuelles moyennes au début de la plaine Patagonne à l'Est de la Cordillère sont à seulement 200-300 mm/an (Hoffman, 1975). Ces précipitations augmentent progressivement à environ 800-1500 mm/an en se dirigeant vers le pied de la Cordillère (Marden et Clapperton, 1995, Fig. 2.35A). C'est dans ces milieux que se sont mises en place des forêts primaires que l'on appelle les forêts magellaniques subpolaires (Fig. 2.35C). Au cœur des champs de glace patagons qui recouvrent les plus hauts reliefs, les précipitations annuelles moyennes deviennent très importantes ainsi que sur le versant occidental de la Cordillère, où elles atteignent les 8000-10000 mm/an (Marden et Clapperton, 1995 ; Garreaud et al., 2009 ; Le Roux, 2012 ; Lenaerts et al., 2014). Les vents sont quasiment omniprésents et soufflent en moyenne entre 20 et 30 km/h, et pouvant parfois dépasser 100km/h (Lliboutry, 1953 ; Le Roux, 2012 ; informations visibles aussi sur le site : https://fr.windfinder.com/). Ces vents catabatiques, aussi nommés Williwaws, peuvent être encore plus élevés en Terre de Feu, vers le Détroit de Magellan et le Cap Horn. Sur le versant occidental, les précipitations sont autour de 7000 mm/an (Carrasco et al., 2002). Le climat sur la côte Pacifique jusqu'aux plus hauts sommets est donc très humide et très venteux, contrairement au versant oriental de la Patagonie.

Pour mieux comprendre les causes responsables des changements climatiques et environnementaux survenus en Patagonie depuis le début du Miocène, Blisniuk et al. (2005) ont effectué une étude détaillée des dépôts continentaux de la Formation Santa Cruz, près du Lac Posadas (47°30'S). La Formation Santa Cruz d'âge Miocène inférieur–moyen, correspond à des dépôts fluviaux recouvrant des séries marines. Cette formation a été associée à la principale phase de déformation et de soulèvement de la Cordillère au Cénozoïque (Ramos, 1989 ; Ramos et Kay, 1992). L'âge des dépôts de la Formation Santa Cruz a été contraint par des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des tuffs intercalés compris entre ~22 et 14 Ma (Blisniuk et al., 2005). D'autres affleurements de la Formation Santa Cruz ont été daté par la méthode K–Ar sur des tuffs étant dans la même gamme d'âge à ~19-15 Ma (Marshall et al., 1977 ; Marshall et Salinas, 1990). L'âge minimum de cette formation est donné par l'âge du plus vieux plateau de basalte subjacent, daté à 13,9 ± 0,3 Ma (Gorring et al., 1997). Les sédiments superposant la Formation Santa Cruz sont relativement limités en volume, et sont dominés par des conglomérats grossiers pouvant être associés aux glaciations Pléistocènes et plus anciennes (Mercer, 1975 ; Mercer et Sutter, 1982) : les « rodados patagonicos ».

Blisniuk et al. (2005) ont obtenu des valeurs d'isotope de carbone et d'oxygène de carbonates, qui sont de bons indicateurs des conditions environnementales et climatiques, c'est-à-dire qu'ils vont fournir des contraintes sur l'écosystème des plantes au Miocène et sur les précipitations dans l'avant-pays oriental. Vers 16,5 Ma, les valeurs de $\delta^{18}O$ diminuent de plus de 2‰ et ce changement est interprété comme étant la conséquence de plus d'1 km de soulèvement du relief andin. Les valeurs de $\delta^{13}C$ qui augmentent d'environ 3‰, et l'augmentation de l'étendue des données de $\delta^{18}O$ génèrent quant à elles, une aridité accentuée sur le versant oriental (Fig. 2.36).

Les données géochimiques, suggérant un soulèvement significatif du relief andin au Miocène inférieur à moyen, une aridification et un refroidissement du climat sur le versant oriental de la chaîne, sont supportées par des témoins paléontologiques. La Formation Santa Cruz richement fossilifère, sert de base pour la reconnaissance des mammifères terrestres de l'Amérique du Sud (Santacrucien, fin du Miocène inférieur : ~18-15Ma). Les mammifères issus

de cette formation, sont sur le plan taxonomique les plus diversifiés en termes d'espèces connues de toute la faune Tertiaire sur ce continent (Marshall et al., 1983, 1986). Une comparaison de la faune Santacrucienne avec une faune de mammifères terrestres plus jeunes, indique un changement radical d'un climat subtropical humide à un climat plus froid et beaucoup plus aride dans l'avant-pays oriental (Pascual, 1984 ; Pascual et Ortiz Jaureguizar, 1990 ; Flynn et Swisher, 1995). Ce changement de climat aurait été accompagné d'une transition depuis des zones équilibrées de forêts et de prairies subtropicales à des prairies prédominantes (Fig. 2.35a). En effet, la plupart des mammifères présents dans des forêts subtropicales et sensibles au climat, incluant des primates, sont devenus rares voire se sont éteints au Sud du continent, durant cette transition depuis le Santacrucien à des périodes plus récentes (Pascual, 1984 ; Pascual et Ortiz Jaureguizar, 1990 ; Flynn et Swisher, 1995).

Les changements climatiques ont eu une grande influence sur le paysage et le développement de l'écosystème en Patagonie et dans son avant-pays. Palazzesi et al. (2014) ont effectué une étude palynologique dans les formations marines Barranca Final et Puerto Madryn du Miocène supérieur, qui se trouvent sur la côte Atlantique dans l'extrémité Est de l'avant-pays patagon. Cette zone se trouve à plus de 400 km de l'étendue de la Grande Glaciation Patagonne (GGP) présentée par Caldenius (1932), Singer et al. (2004), Hein et al. (2011) et Rabassa et al. (2011) (voir Fig. 2.27). L'étude de Palazzesi et al. (2014) a permis de déterminer un climat méso-thermique entre ~10 et 6 Ma dans cette région actuellement située sur la côte. Ils estiment que les températures moyennes étaient comprises entre 11,4°C et 16,9°C et les précipitations annuelles variaient entre 661mm et 1156mm. La flore était considérablement plus diversifiée durant le Miocène qu'aujourd'hui à la même latitude, avec des plantes comparables à celles qui se sont développées au Brésil, 2000 km plus au Nord. L'expansion de plantes tropicales dans les plus hautes latitudes du monde a été induite lors de l'Optimum Climatique mi-Miocène, qui correspond à un épisode de réchauffement global entre 17 et 14,7 Ma (You et al., 2006 ; Palazzesi, et Barreda, 2007 ; Brea et al., 2012 ; Holbourn et al., 2015). Ces plantes ont ensuite été éliminées rapidement des régions non andines, vers 7-6 Ma à la fin du Miocène supérieur lorsqu'apparaissent les premières glaciations sur les reliefs andins : c'est le début de la désertification et du refroidissement de la Patagonie (Palazzesi et al., 2014).

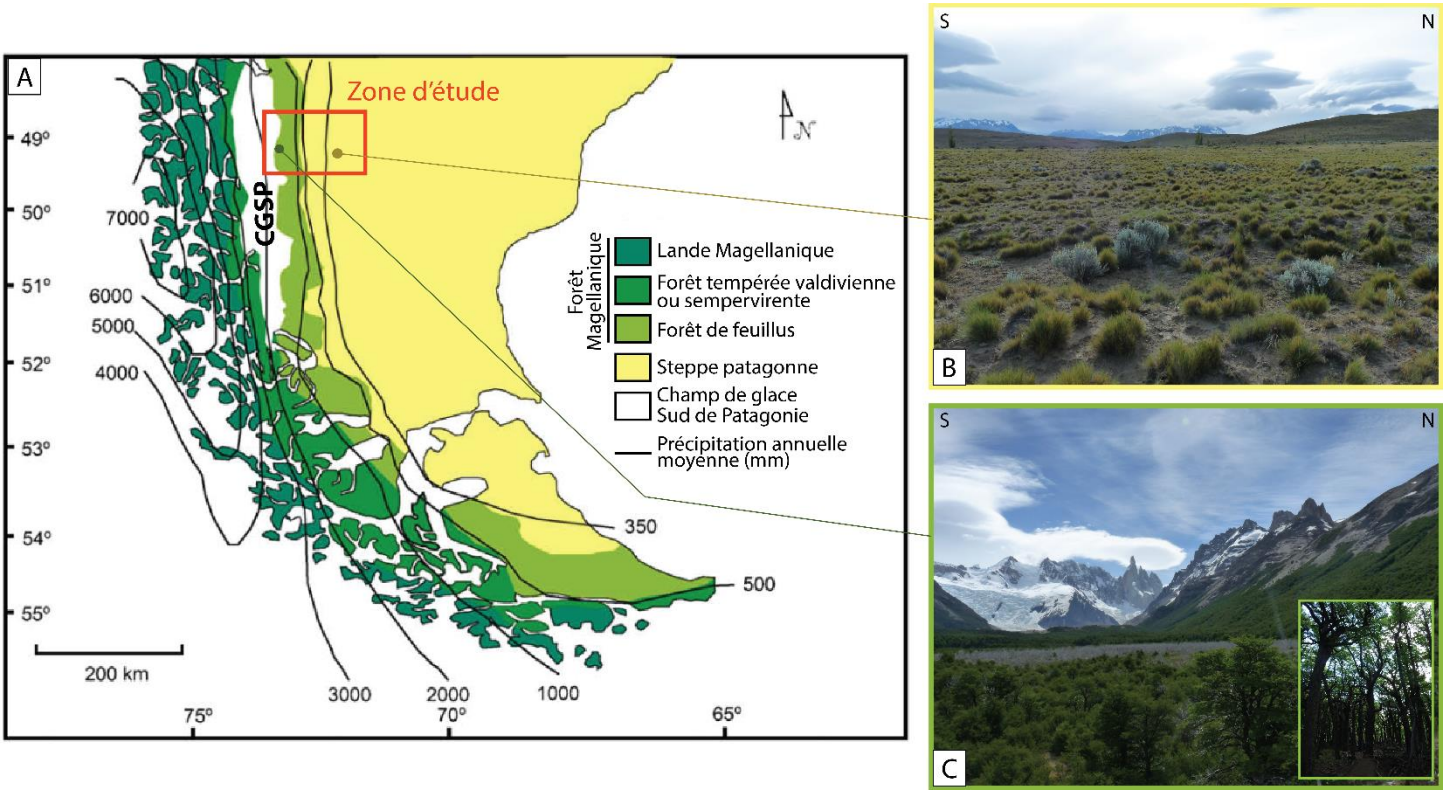


Fig. 2.35. A) Carte de la Patagonie montrant la distribution régionale des groupements de végétaux et du gradient de précipitations, d'après Moreno et al. (2009). **B)** Steppe patagonne constituée principalement de graminées (par exemple : *Festuca gracillima*). **C)** Forêt magellanique représentée par le hêtre de la Terre de Feu aussi appelé hêtre blanc (*Nothofagus pumilio*).

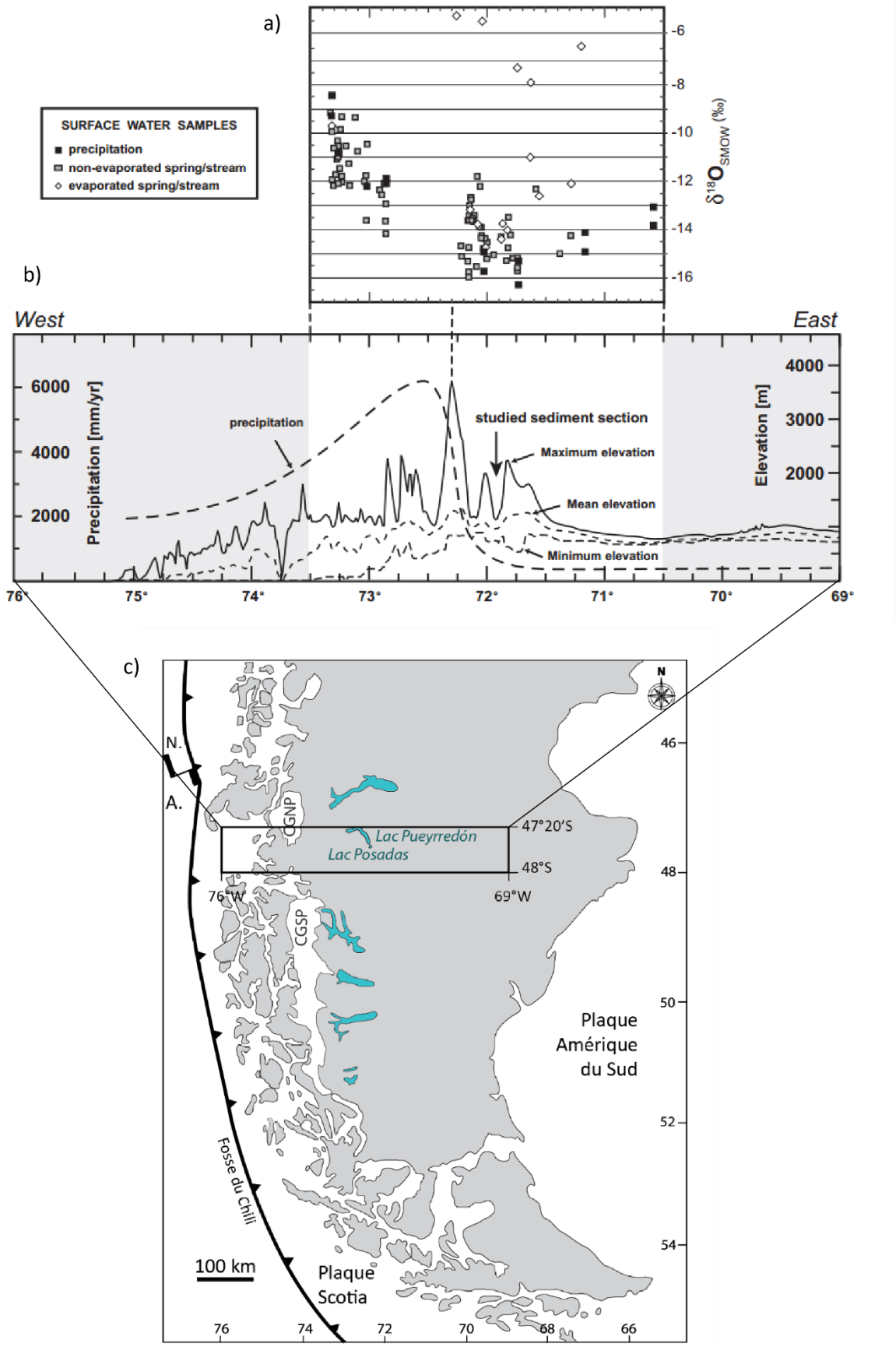

a)
SURFACE WATER SAMPLES
precipitation
non-evaporated spring/stream
evaporated spring/stream
-6
-8
-10
-12
-14
-16
δ18OSMOW (‰)
b)
West
East
6000
4000
2000
Precipitation [mm/yr]
precipitation
studied sediment section
Maximum elevation
Mean elevation
Minimum elevation
4000
3000
2000
Elevation [m]
76°
75°
74°
73°
72°
71°
70°
69°
c)
N.
A.
CGNP
CGSP
Lac Pueyrredón
Lac Posadas
47°20'S
48°S
76°W
69°W
N
46
48
50
52
54
Plaque
Amérique
du Sud
Fosse du Chili
100 km
Plaque
Scotia
76
74
72
70
68
66

Fig. 2.36. a) Valeurs d'isotope d'oxygène des eaux de surface actuelles, collectées le long d'un transect dans les Andes australes. Contrairement aux échantillons du côté Ouest de la chaîne, les eaux de surface du versant oriental ont des valeurs de $\delta^{18}O$ considérablement plus faibles. Les valeurs d'excès en deutérium (isotope de l'hydrogène) démontrent qu'une proportion relativement élevée des eaux de surface à l'Est de la chaîne a subi une évaporation considérable, qui cause une augmentation en $\delta^{18}O$. **b)** Diagramme illustrant l'ombre pluviométrique actuelle à travers les Andes australes. Altitudes minimums, moyennes et maximums le long du transect orienté Ouest-Est et large de ~70 km entre 47°20'S et 48°00'S, dans lequel ont été échantillonnés de l'eau et des sédiments. La lignée pointillée en gras indique le taux annuel moyen de précipitation le long du transect (Hoffman, 1975). Figure modifiée d'après Stern et Blisniuk (2002) ; Blisniuk et al. (2005). **c)** Localisation de la section étudiée, autour du Lac Posadas (47°30'S).

CHAPITRE 3

PRESENTATION GEOLOGIQUE ET MORPHO-STRUCTURALE DES ANDES AUSTRALES ENTRE 49°10’S ET 49°30’S

3. Présentation géologique et morpho-structurale des Andes australes entre 49°10'S et 49°30'S

3.1. Introduction : le contexte géodynamique

La configuration géodynamique des Andes australes est relativement complexe. En effet, cette chaîne est le résultat de la subduction des deux plaques océaniques, Nazca et Antarctique, sous le continent Sud-américain. Ces deux plaques océaniques sont séparées par la dorsale du Chili. La subduction de cette dorsale sous l'Amérique du Sud a généré un point triple au large de la Péninsule de Taïtao (46,5°S), que l'on appelle le point triple du Chili (Fig. 3.1).

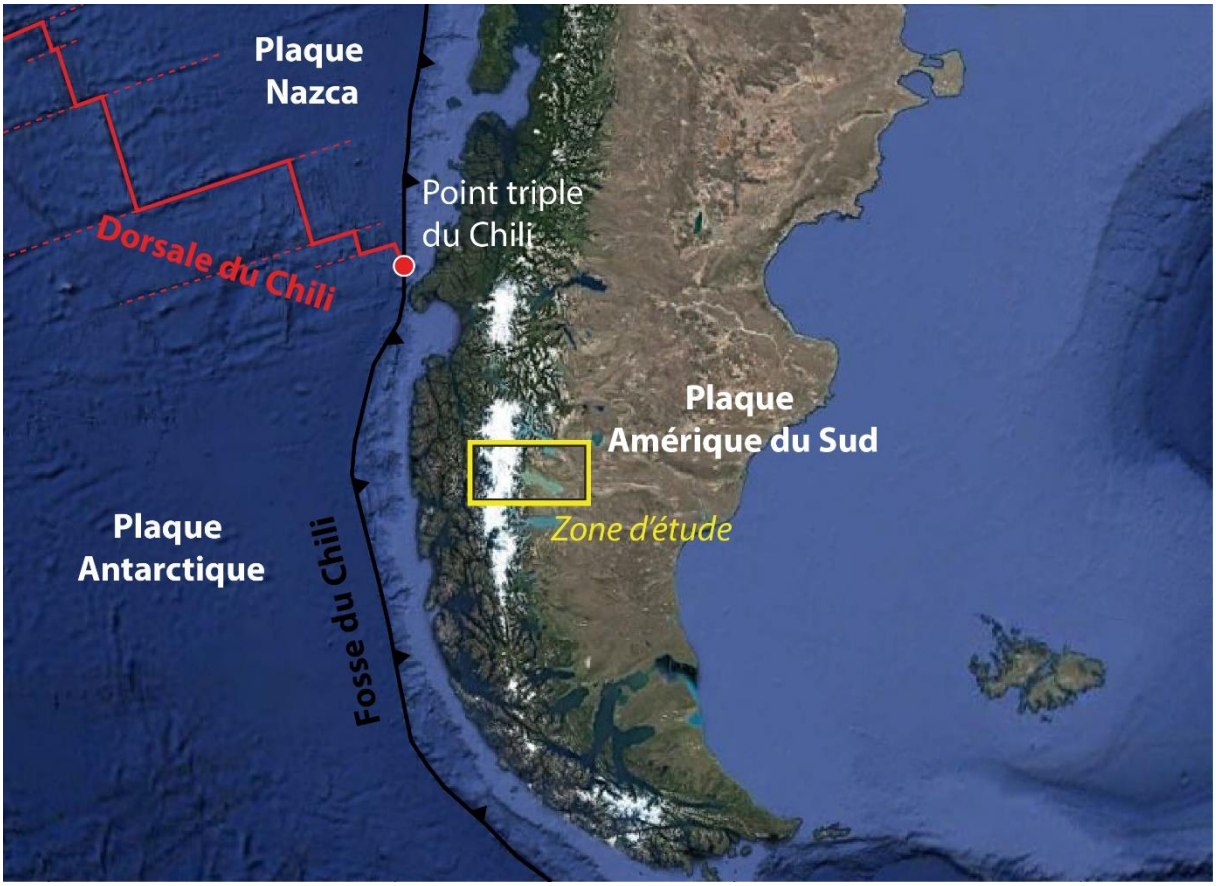


Fig. 3.1. Contexte géodynamique des Andes australes. Le point triple du Chili qui met en contact les deux plaques océaniques Nazca et Antarctique avec la plaque continentale Amérique du Sud, est représenté par un point rouge. Notre zone d'étude se trouve plus au Sud à 49°S, à ~300 km de la fosse, représentée par un rectangle jaune.

Au cours du Cénozoïque, les Andes australes ont subi une série de changements tectoniques (e.g. Ramos et Ghiglione, 2008 ; Ghiglione et al., 2016). Somoza et Ghidella (2005) ont divisé en plusieurs étapes l'histoire de la convergence entre les plaques Farallón-Nazca et Amérique du Sud, depuis la fin du Crétacé jusqu'à l'actuel. De 47 Ma à 28 Ma (milieu et fin du Paléogène), le déplacement de la plaque Farallón par rapport à l'Amérique du Sud était en

direction du NE (Somoza et Ghidella, 2012). Le taux de convergence entre les plaques Farallón et Amérique du Sud a été estimé à environ 6cm/an dans la partie la plus au Nord de la Patagonie (Somoza et Ghidella, 2012). A 24 Ma, la plaque Farallón s'est divisée en deux plaques, qui sont : la plaque Cocos au Nord et la plaque Nazca au Sud (Lonsdale, 2005). Après 24 Ma, l'obliquité de la convergence a beaucoup diminué, puisque la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud devient frontale et elle est orientée ENE (Somoza et Ghidella, 2012). Depuis 25 Ma, la vitesse de convergence a changé contrairement à l'azimut de la convergence qui est resté stable jusqu'à nos jours. En effet, le taux de convergence entre Nazca et l'Amérique du Sud a augmenté entre 25 Ma et 10 Ma (début Miocène), dépassant les 13 cm/an (Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998 ; Somoza et Ghidella, 2005, 2012), suivi d'une décélération atteignant une vitesse de convergence de ~7,8 cm/an au cours des trois derniers millions d'années (vitesse déduite des anomalies magnétiques récentes du fond des océans, via le modèle NUVEL-1A ; DeMets et al., 1994). La vitesse de convergence actuelle issue des données GPS est de 6,5 cm/an (modèle Geodvel ; Argus et al., 2010). Vers 14-15 Ma, la dorsale du Chili est rentrée en subduction à l'Ouest de la Terre de Feu, à proximité du détroit de Magellan à 54°S (Cande et Leslie, 1986 ; Ramos et Kay, 1992 ; Breitsprecher et Thorkelson, 2009). Différents segments de la dorsale orientés NNW-SSE et séparés par des failles transformantes sont passés en subduction, entrainant une migration du point triple progressivement vers le Nord, jusqu'à sa position actuelle au large de la péninsule de Taïtao, à 46°30'S (e.g. Cande et Leslie, 1986 ; Lagabrielle et al., 2004 ; Ramos, 2005).

La bordure occidentale patagonne a donc été marquée par deux contextes géodynamiques différents, en raison du passage de la dorsale en subduction. Au cours du Miocène supérieur, lorsque le point triple a dépassé la latitude de notre zone d'étude et a continué sa migration vers le Nord, la Patagonie australe se retrouve dans un contexte de subduction de la plaque Antarctique sous la plaque Sud-américaine (Fig. 3.2). La convergence devient frontale, d'orientation EW, et beaucoup plus lente avec une vitesse de 2 cm/an entre l'Antarctique et l'Amérique du Sud (Cande et Leslie, 1986 ; DeMets et al., 1990 ; Somoza et Ghidella, 2012). De nombreuses caractéristiques magmatiques et structurales dans les Andes australes ont été reliées à la subduction des plaques Nazca et Antarctique sous la plaque continentale Sud-américaine (Ramos, 1989 ; Gorring et al., 1997 ; D'Orazio et al., 2001 ; Ramos et al., 2005 ; Espinoza et al., 2010).

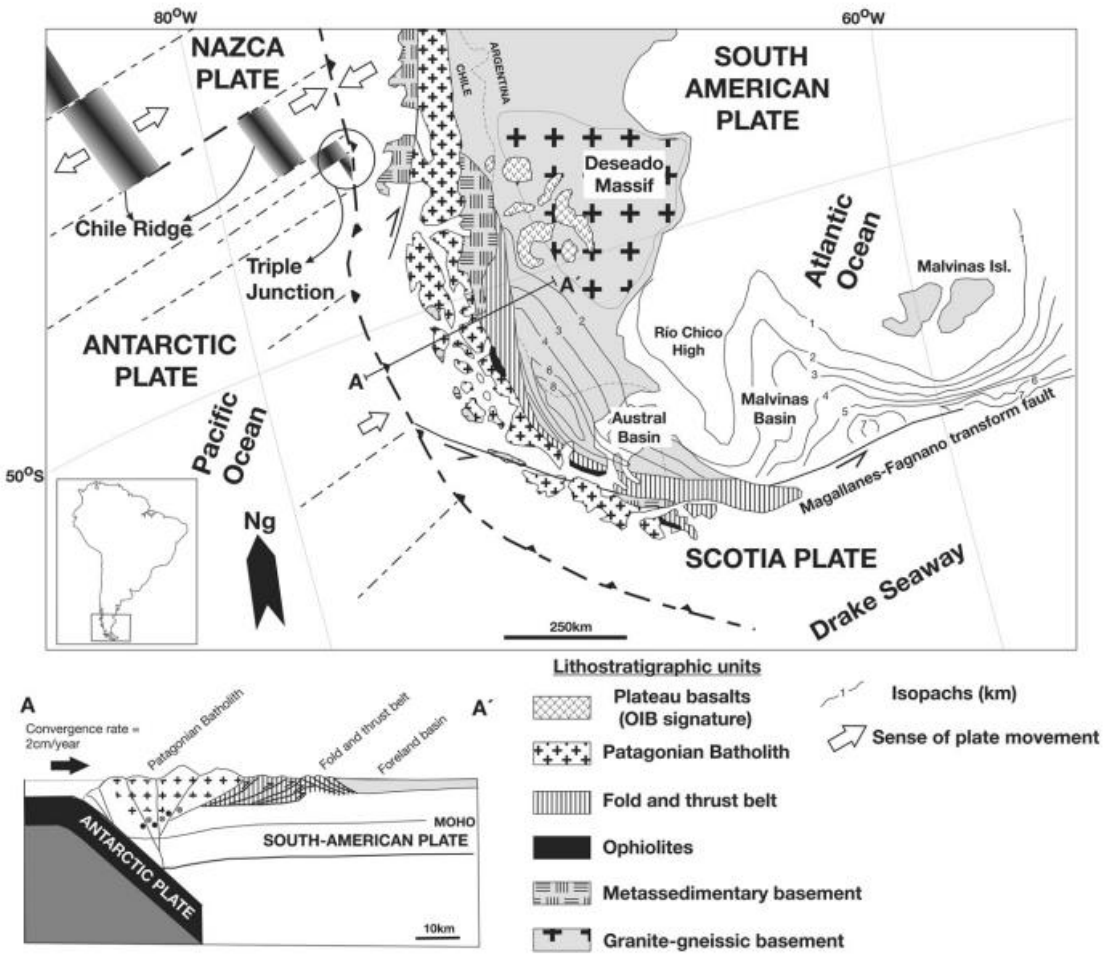


Fig. 3.2. Carte géologique et tectonique simplifiée des Andes australes (de Zerfass et al., 2017), représentant le point triple entre les plaques Sud-américaine, Nazca et Antarctique ; les principales provinces géologiques, tels que le Batholithe Patagon et la chaîne plissée d'avant-pays ; et la localisation du bassin austral (aussi appelé bassin de Magellan). La coupe A-A' représente la subduction de la plaque Antarctique sous l'Amérique du Sud.

La région que nous étudions se trouve dans les Andes australes à 49°S de latitude, sur le versant argentin des Andes. La zone d'étude s'étend le long d'un segment E-W, sur la rive Nord du Lac Viedma (Fig. 3.3). L'extrémité occidentale vers 73°W de longitude, près de la frontière entre le Chili et l'Argentine, présente un massif granitique composé de sommets pouvant atteindre plus de 3000 mètres d'altitude, tels que le Fitz Roy (aussi appelé Cerro Chaltén, 3405 m) et le Cerro Torre (3102 m). Ce massif se situe à côté du village d'El Chaltén en Argentine, et sur la bordure Est du Batholithe Patagon recouvert en partie par le champ de glace Sud de Patagonie. Plusieurs études ont été réalisées sur la tectonique et la géologie structurale de cette région par différents chercheurs tels que Nullo et al. (1978), Kraemer (1994), Kosmal (1997), Coutand et al. (1999), Spikermann et al. (2000, 2006), Kosmal et Spikermann (2001, 2002), Kraemer et al. (2002), Fracchia (2002) et Giacosa et al. (2012). Des analyses structurales ont aussi été conduites au Sud du Lac Viedma par Massabie (1990), Kraemer (1990, 1991, 1993) et Ghiglione et al. (2009). A l'Est, vers la zone Extra-Andine, les observations structurales les plus importantes sont celles effectuées par Ferello (1955) décrivant la zone de Piedra Clavada, située près du village Tres Lagos (Fig. 3.3).

Ce chapitre propose, à partir des données d'études antérieures, de profils sismiques et de nos observations de terrain, une coupe et une carte géologiques qui mettent en évidence les différentes structures dans le socle Gondwanien et dans la couverture sédimentaire du Mésozoïque. Une description détaillée de chaque domaine morpho-structural est présentée ci-dessous.

3.2. Configuration géologique

La zone d'étude est caractérisée par le développement de différentes unités sédimentaires et volcaniques associées à l'évolution du bassin austral (ou bassin d'avant-pays de Magellan). Cette zone est composée de trois domaines tectono-stratigraphiques principaux (Fig. 3.3) recouvrant le socle Paléozoïque. Deux événements tectoniques se sont produits lors de la phase pré-orogénique du cycle andin : (1) une phase synrift Jurassique et (2) une phase de subsidence thermique au Crétacé inférieur (Fig. 3.4). Le dernier événement (3) correspond à la phase syn-orogénique, qui s'est développée à partir du Crétacé supérieur (Biddle et al., 1986 ; Arbe, 2002 ; Kraemer et al., 2002 ; Fig. 3.4).

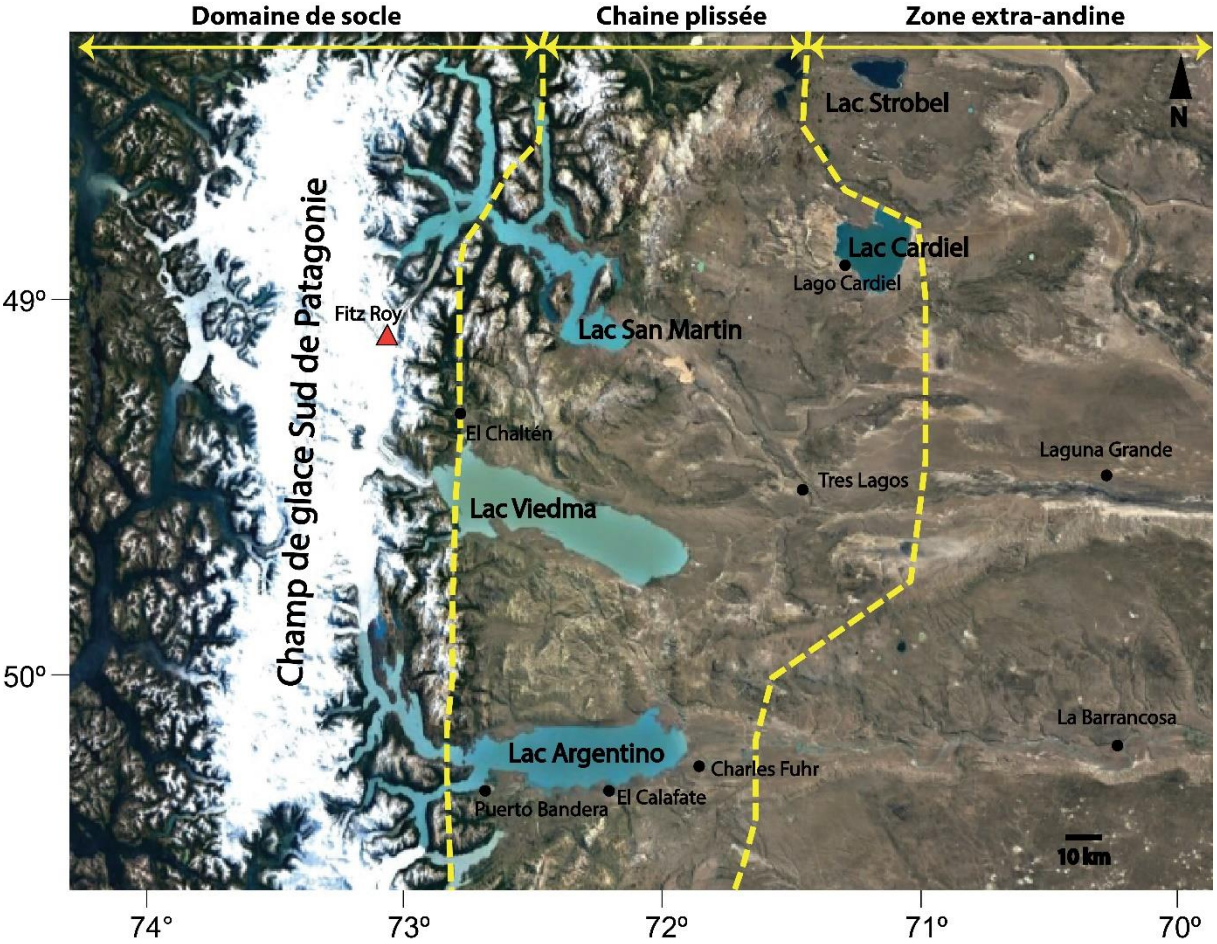


Fig. 3.3. Vue aérienne des Andes australes mettant en évidence la distribution de trois zones morpho-structurales, séparées par des lignes en pointillées jaunes (d'après Kraemer et al., 2002 ; Giacosa et al., 2012). Notre zone d'étude se trouve sur la rive Nord du Lac Viedma. Cette vue aérienne montre aussi la disposition des grands lacs glaciaires : le Lac Argentino au

Sud s'oriente W-E ; le Lac Viedma est WNW-ESE ; et le Lac San Martin plus au Nord est NW-SE.

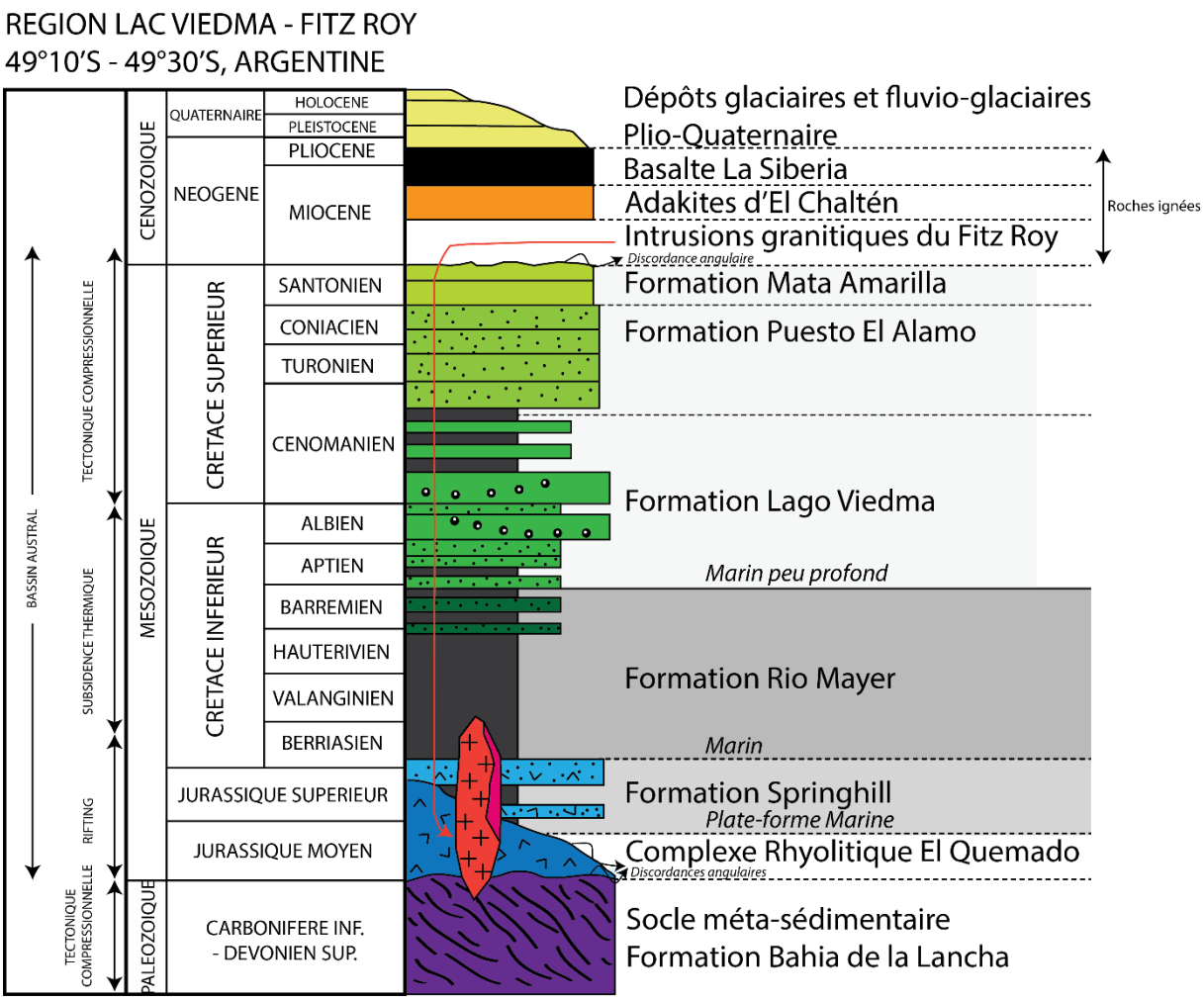


Fig. 3.4. Log tectono-stratigraphique des Andes australes dans la région au Nord du Lac Viedma, montrant les séquences sédimentaires reliées au développement du bassin austral. Les différents événements tectoniques figurent à gauche et les lithologies à droite, d'après Kraemer et Riccardi (1997), Kraemer et al. (2002), Arbe (2002), Giacosa et al. (2012) et Malkowski et al. (2015). Ce log n'est pas à l'échelle.

3.2.1. Paléozoïque

Dans la zone du Lac Viedma, le socle Paléozoïque affleure dans la partie centrale de la Cordillère. Il contient des roches sédimentaires telles que des grauwackes (arénites), des grès quartzitiques et des pélites, qualifiées de flyschs du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur. Ces roches correspondent à la Formation Bahía de la Lancha, ayant une épaisseur de 2000 m (Riccardi, 1971). Le socle comporte aussi des roches à très faible niveau de métamorphisme constituant la Formation de Río Lácteo, qui est l'équivalent Nord de la

Formation Bahía de la Lancha. Ces formations sont composées de couches alternant des turbidites sablonneuses à argileuses (Riccardi, 1971, Poiré et al., 1999) qui ont été déposés sur une marge continentale passive (Augustsson et Bahlburg, 2003). Ce matériel détritique serait probablement issu des roches crustales du Massif Deseado localisées vers le Nord-Est de l'Argentine (Hervé et al., 2003 ; Augustsson et Bahlburg, 2003 ; Fig. 3.2). Dans la partie occidentale au Chili, on trouve aussi beaucoup de métabasites (Davidson et al., 1987) mélangées à ce matériel sédimentaire. Les métabasites correspondent à des blocs ayant des affinités chimiques avec les basaltes océaniques (Godoy, 1980). Elles ont un très faible degré de métamorphisme et elles se sont développées durant la formation d'un prisme d'accrétion le long de la marge Sud-Ouest du Gondwana à la fin du Paléozoïque (Forsythe, 1982 ; Hervé et al., 1994).

Plus au Nord au Chili, vers le Lac O'Higgins (ou Lac San Martín de son nom argentin), on trouve des séries du complexe métamorphique des Andes orientales, équivalentes aux séries de notre zone d'étude. Des datations radiométriques appliquées sur les zircons de ces roches ont indiqué un âge de sédimentation à 354±10Ma, à la limite Dévonien-Carbonifère (Sepúlveda et Hervé, 2000). Thomson et Hervé (2002) ont déduit, à partir de l'âge U-Pb des zircons et des données de trace de fission, que ces sédiments étaient métamorphisés avant le Permien supérieur selon des conditions de faible métamorphisme. Ce socle affleure sur le secteur occidental de la chaîne autour du Lac San Martín (Fig. 3.3). Il est aussi présent au Nord de Tres Lagos, à 758m de profondeur sous le niveau de la mer (Giacosa et Márquez, 2002).

Dans notre zone d'étude, la Formation Bahia de la Lancha ne présente pas d'évidence de métamorphisme, seulement des conditions anchimétamorphiques (Riccardi, 1971 ; Nullo et al., 1979 ; Kraemer et Riccardi, 1997). En revanche, les roches Paléozoïques équivalentes de la Formation Río Lácteo plus au Nord, et les roches du complexe métamorphique des Andes orientales, ont subi un faible métamorphisme et ont atteint les facies zéolites à schiste vert (Leanza, 1972 ; Giacosa et Franchi, 2001).

3.2.2. Mésozoïque

Dans les Andes australes, la subduction d'une plaque océanique sous le continent Sud-américain a commencé au Jurassique au niveau de la marge Pacifique. Ce processus marque le début du cycle orogénique andin, dont sa base est représentée par le complexe El Quemado. Cette formation est d'âge Jurassique moyen à supérieur (Riccardi et Rolleri, 1980 ; Gust et al., 1985), période au cours de laquelle s'est produite une phase de rifting intracontinental W-E (Ghiglione et al., 2013 ; Likerman et al., 2013). Cette séquence est composée de roches volcaniques, telles que des rhyolites, dacites et andésites, et de sédiments clastiques, tels que des conglomérats que l'on trouve localement. Toutes ces roches recouvrent les roches paléozoïques en discordance. Le complexe El Quemado atteint 1000 m d'épaisseur sur les rives Nord-Ouest du Lac Argentino (Coutand et al., 1999 ; Fig. 3.3). Cette séquence s'est formée durant la phase synrift en grabens et demi-grabens (Uliana et al., 1989). Ces strates volcanoclastiques remplissent donc les dépressions et sont délimitées par

des failles normales. Cette extension intracontinentale W-E s'est poursuivie générant l'ouverture du bassin d'arrière arc de Rocas Verdes dans la partie SW du continent Sud-Américain, qui fait partie du bassin austral et qui produit de la croûte océanique (Dalziel et al., 1974).

Au Jurassique supérieur – début du Crétacé inférieur, l'activité volcanique et les failles extensives s'arrêtent, laissant place au dépôt d'une séquence siliciclastique épaisse. La base de cette séquence, composée de conglomérats, de grès, et d'argilites noires, est intercalée avec les unités sommitales du complexe d'El Quemado (Riccardi et Rolleri, 1980). Ces sédiments constituent la Formation Springhill du Jurassique supérieur - début du Berriasien, de fine épaisseur (jusqu'à 150 m) qui se sont déposés en milieu côtier (Giacosa et al., 2012). Cette formation se divise en deux parties : le Springhill continental inferieur qui comporte des grès fluviaux-deltaïques vers le Lac San Martín, et le Springhill supérieur, qui lui contient des facies marins peu profonds au niveau du Lac Viedma (Pittion et Gouadain, 1992). Il constitue un réservoir majeur d'hydrocarbures dans le bassin de Magellan (Robles, 1982, 1984 ; Hinterwimmer et al., 1984 ; Riccardi, 1988).

Du Berriasien au Barrémien (Crétacé inférieur), la Formation Río Mayer se dépose en concordance sur la Formation Springhill. Une coulée de dacite nommée Rio Guanaco, au Sud du Lac Viedma, est intercalée dans les strates basales de la Formation Río Mayer. Zerfass et al. (2017) ont déterminé l'âge U/Pb sur zircon de cette dacite à 141 Ma (Berriasien). Cet âge est compatible avec l'enregistrement paléontologique de la Formation Río Mayer. La dacite Rio Guanaco est plus jeune de 15 Ma que les roches volcano-clastiques du Complexe El Quemado, mais possède toutefois la même texture et la même composition que ces dépôts synrifts. Zerfass et al. (2017) suggèrent donc que la phase de rifting s'est poursuivie jusqu'au tout début du Crétacé inférieur, moment durant lequel la Formation Rio Mayer a commencé à se déposer. Cette séquence est composée de sédiments marins de plateforme, tels que des argilites noires, déposées dans un environnement anoxique à sub-anoxique peu profond et de faible énergie (Giacosa et al., 2012). Dans notre zone d'étude, les argilites de Rio Mayer atteignent des épaisseurs de 500 à 750 m. Elles constituent les principales roches sources pour les hydrocarbures du bassin austral de Magellan (Pittion et Gouadain, 1992). De plus, elles constituent un décollement majeur dans la chaîne plissée (Ramos, 1989 ; Winslow, 1981). A la même période se mettent aussi en place la Formation Kachaike et la Formation Lago Viedma, qui sont composées de dépôts deltaïques, présents au niveau du Lac San Martín et du Lac Viedma respectivement. La Formation Lago Viedma est d'âge Albien-Cénomanien. L'empilement de toutes ces formations constitue le remplissage final du bassin de Rocas Verdes (Biddle et al., 1986). Les formations Río Mayer, Kachaike et Lago Viedma avec la Formation Springhill reflètent une séquence de subsidence thermique du bassin austral au cours d'une phase post-rift (Kraemer et Riccardi, 1997 ; Arbe, 2002).

Barberón et al. (2015) ont réalisé des analyses pétrographiques au Nord du bassin austral (47-48°S) pour déterminer la source des grès, entre la fin de la Formation du Rio Mayer et le début des formations supérieures équivalentes à la Formation Lago Viedma. Ces analyses indiquent que les grains dans les grès proviennent principalement des méta-sédiments du socle Paléozoïque. Plus au Sud, ces formations du Crétacé inférieur sont composées

majoritairement de débris volcanique. Les âges U/Pb sur zircon obtenus par Ghiglione et al. (2015) appuient cette analyse et permettent de distinguer trois groupes. Un premier groupe proviendrait du socle Paléozoïque, tel que la Formation Bahía La Lancha. Un second groupe entre 188 et 145 Ma correspond aux sédiments volcanoclastiques du Complexe El Quemado, formés lors du magmatisme synrift du Jurassique. Le troisième groupe d'âges entre 140 et 120 Ma est attribué à un arc volcanique actif durant la sédimentation du Crétacé inférieur. Au final, ces données montrent que la batholithe patagon ne constituerait pas une source de sédiments à ces grès à cause du faible pourcentage de feldspaths potassium et de l'absence de textures plutoniques (Barberón et al., 2015). Dans notre zone d'étude, les données U/Pb sur zircon de Malkowski et al. (2016) obtenues au sommet de la Formation Lago Viedma, sur le Cerro Pyrámide, indiquent également une provenance des grains de l'arc volcanique.

La Formation Cerro Torro, située au Sud du Lac Viedma, s'est déposée en discordance sur les argilites du Rio Mayer. Le dépôt, issu du démantèlement de la chaîne andine, a commencé au Crétacé supérieur. Cette formation est composée de turbidites à clastes grossiers (Winslow, 1981), pouvant atteindre des épaisseurs de 1000 à 1500 m dans la zone du Lac Viedma (Riccardi et Rolleri, 1980). Cette grande épaisseur de sédiment au Sud du Lac Viedma suggère que ce secteur a été plus actif d'un point de vue tectonique. Par ailleurs, la migration progressive vers l'Est de dépôt-centres et les changements de sources clastiques, qui ont dérivé du Nord au cours du Crétacé moyen vers l'Ouest durant le Crétacé supérieur, proviendrait de la subsidence tectonique du bassin austral d'avant pays et de la surrection de la chaîne associée (Dalziel et al., 1974 ; Winslow, 1981 ; Dott et al., 1982 ; Wilson, 1983, 1991).

Le bassin austral est composé d'une séquence sédimentaire Mésozoïque -Cénozoïque ayant une épaisseur totale pouvant atteindre 8000m au Sud de la zone d'étude (Russo et al., 1980 ; Ghiglione et al., 2014 ; Fig. 3.5). Le développement du bassin s'est déroulé selon un axe majeur dirigé vers le Sud (Malkowski et al., 2015). Dans notre zone d'étude, située sur la bordure Nord-Ouest du bassin de Magellan, l'épaisseur de sédiments a été estimée à environ 1450m (Ghiglione et al., 2016 ; Fig. 3.5). Après le développement de ce bassin a démarré le soulèvement de la Cordillère dans un contexte de compression, au cours du Crétacé supérieur. Les plissements et chevauchement ont commencé dans les parties Sud et Ouest du bassin durant le Cénomanien (Winslow, 1981 ; Diraison et al., 1996). Ceci a généré une chaîne plissée avec des structures superficielles dans l'avant-pays des Andes australes sur plus de 1000 km entre 46° et 54° S (Katz, 1972 ; Winslow, 1982 ; Ramos, 1989 ; Kraemer, 1993 ; Alvarez-Marron et al., 1993).

A la fin du Crétacé et au Paléogène, le remplissage sédimentaire du bassin de Magellan met en évidence de fortes conditions de subsidence, étroitement liées à la phase de compression et au soulèvement du relief andin (Biddle et al., 1986 ; Fildani et al., 2008). Ce chargement tectonique a déclenché la succession de séquences syn-orogéniques du bassin d'avant-pays, reliée à l'orogène andin (Giacosa et al., 2012). Cette phase est marquée par plusieurs unités sédimentaires du Crétacé supérieur, telles que les formations silicoclastiques de Piedra Clavada, Puesto El Álamo, Mata Amarilla, Cardiel, La Anita ou Pari Aike qui viennent recouvrir la Formation Cerro Torro au Sud du Lac Viedma. Dans notre zone d'étude, la Formation Puesto El Alamo recouvre directement la Formation Lago Viedma (Arbe, 2002), et

elle a été datée de la fin Cénomanien-Coniacien à partir d'un contenu en fossiles de Pachydesmoceras, qui appartient à la sous-classe des ammonites (Leanza 1970 ; Riccardi et Aguirre-Urreta, 1988 ; Aguirre-Urreta, 1989). Ces deux formations réunies font 1100 m d'épaisseur (Arbe, 2002). La Formation Puesto El Alamo est elle-même recouverte de la Formation Mata Amarilla qui affleure à l'Est de la chaîne de Puesto El Alamo. Cette dernière formation est datée du Santonien (Varela et al., 2012).

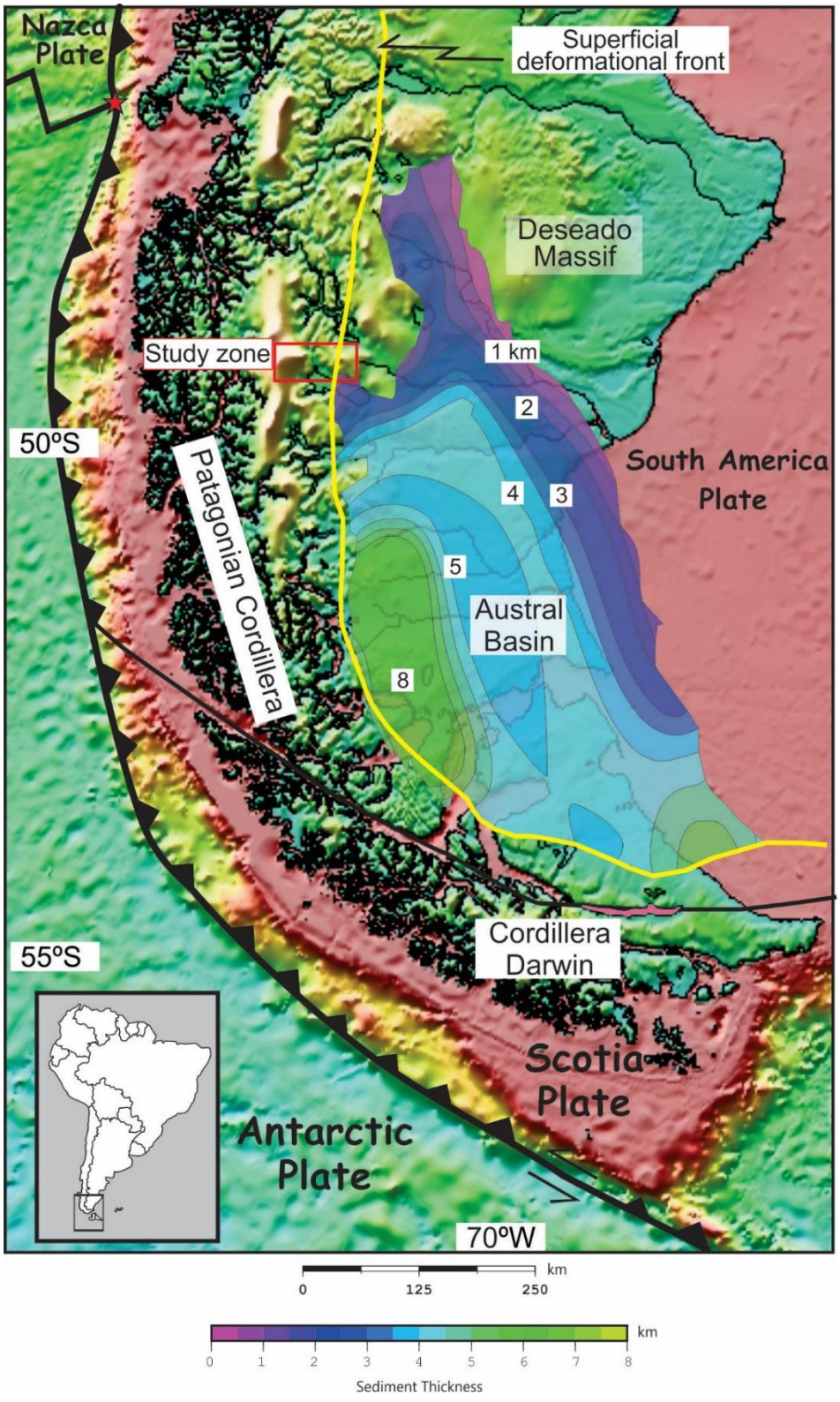


Fig. 3.5. Localisation de la zone d'étude sur un modèle numérique de terrain ombré (projection Mercator). Cette carte montre la distribution et l'épaisseur en kilomètres des sédiments dans le bassin austral (ou bassin d'avant-pays de Magellan). Notre zone d'étude située sur la rive Nord du Lac Viedma, sur trouve sur la partie Nord-Ouest du bassin austral. L'épaisseur de sédiments dans le Lac Viedma a été estimée à environ 1450 m (Ghiglione et al., 2016). Le front de la déformation andine est représenté par la ligne jaune (Ramos, 1989 ; Ramos et Kay, 1992). Le point triple du Chili, qui met en contact les plaques Nazca, Antarctique et Amérique du Sud, correspond à l'étoile rouge (figure modifiée, d'après Ghiglione et al., 2009, 2014).

3.2.3. Cénozoïque

La compression qui a démarré au Cénomanien, s'est poursuivie tout au long du Paléogène. La déformation n'était pas synchrone le long des 1000 km de la chaîne plissée (entre 46°30'S et 54°S), car elle se serait produite en différents segments et sur différentes périodes (Suarez et al., 2000). Le moment de l'arrêt de la compression est différent selon les auteurs. Winslow (1981) et Diraison et al. (1996, 1997b, 2000) évoquent une déformation active jusqu'au Miocène voire Pliocène. Fosdick et al. (2011) ont fait une étude plus précise à la latitude 51°S, montrant que le raccourcissement a affecté les séries allant du Crétacé au Miocène Inférieur, juste avant la subduction de la dorsale du Chili. A cette même latitude, Kraemer (1998) avait évoqué un raccourcissement jusqu'au Miocène supérieur. Vers 47°S, Barberón et al. (2018) parlent aussi de déformations au Miocène moyen, et qui vont jusqu'au Miocène moyen-supérieur vers 46°S, d'après Guillaume et al. (2009). Lagabrielle et al. (2004) ont également confirmé l'arrêt de l'épisode compressif à 14 Ma, et ils ont même observé de l'extension à la latitude du point triple du Chili (46,5°S), qui aurait commencé vers 5 Ma. La transition entre la phase de compression et la phase d'extension correspond au moment de la mise en place d'un magmatisme arrière-arc transitionnel à alcalin, responsable de la formation de plateaux basaltiques. Lagabrielle et al. (2004, 2007) et Scalabrino et al. (2009, 2011) montrent que cette phase extensive récente est en relation avec la subduction de la dorsale du Chili et le développement d'une fenêtre asthénosphérique, permettant la remontée de manteau chaud au voisinage de la base de la lithosphère. De l'extension datant du Néogène a aussi été observé vers le Détroit de Magellan, par Diraison et al. (1997), donnant lieu à un système de grabens. Cette phase extensive n'a en revanche pas été observée par Guillaume et al. (2009) ou Fosdick et al. (2011) dans leurs zones d'étude respectives. De même dans la région du Fitz Roy, nous n'avons pas observé de marqueurs témoignant de cette phase d'extension tardive.

Au cours du Paléogène, la sédimentation du bassin de Magellan s'est poursuivie, indiquant une continentalisation progressive avec des épisodes marins intercalés (Coutand et al. 1999), mais ces dépôts du Cénozoïque sont absents dans notre zone (Fig. 3.7). L'augmentation de fractions volcanoclastiques révèlent une activité croissante de l'arc magmatique à l'Ouest (Manassero et Merodio, 1992). Sur la côte Sud et Est du Lac San Martín, des intrusions de roches basiques alcalines, telles que les essexites du Río Carbón se sont

formées à l'Eocène (Riccardi, 1971). Par ailleurs, le pluton granitique du Fitz Roy s'est mis en place dans la chaîne au Miocène (Kosmal et Spikermann, 2001, 2002 ; Ramírez de Arellano et al., 2012). Il a été daté par Nullo et al. (1978) à 18±3 Ma grâce à la méthode K/Ar sur biotites, puis à 16,37-16,9 Ma avec la méthode U/Pb sur zircons par Ramírez de Arellano et al., (2012). Ce complexe plutonique intra-cordillère a recoupé, par plusieurs injections de magma au Miocène, les roches d'âge Paléozoïque à Crétacé. Ce massif isolé, à l'Est du Batholithe Patagon, inclut quatre unités plutoniques de roches ultramafiques, mafiques, tonalitiques et granitiques. De plus, les roches sédimentaires sont recoupées par des dykes micro-monzonitiques et andésitiques (Fig. 3.6) qui seraient reliés à l'emplacement du pluton et dont les âges varient de 19 à 16Ma (Ramírez de Arellano et al., 2009). A 14 Ma, l'adakite d'El Chaltén s'est immiscée au Nord du Lac Viedma (Ramos et al., 2004).

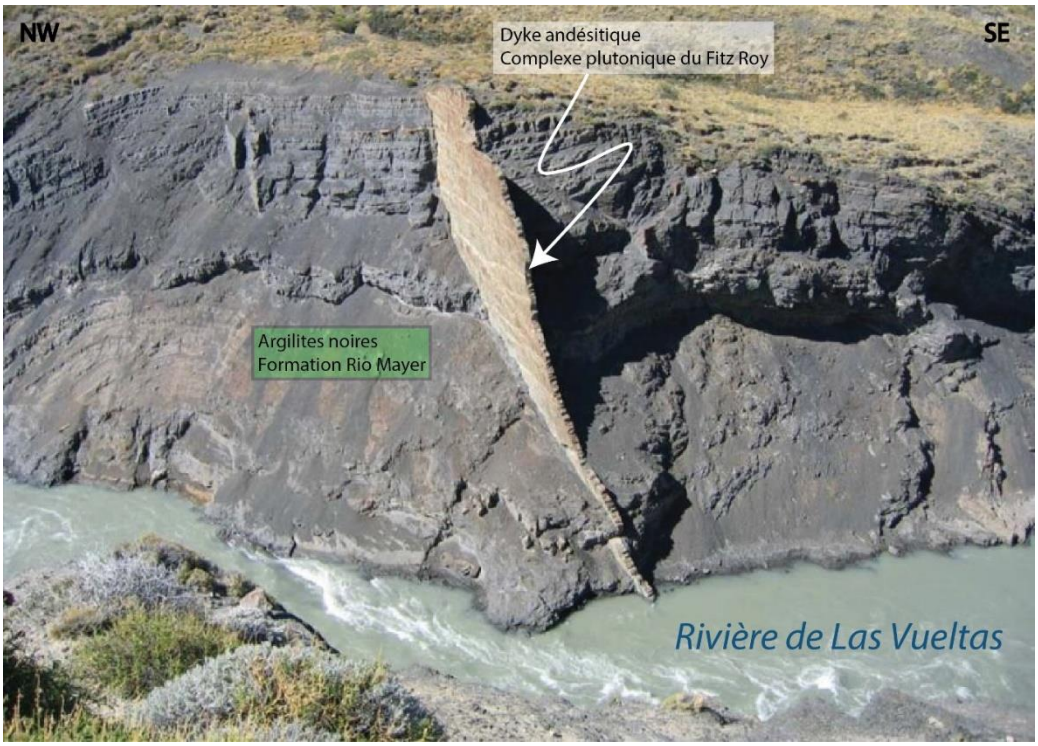
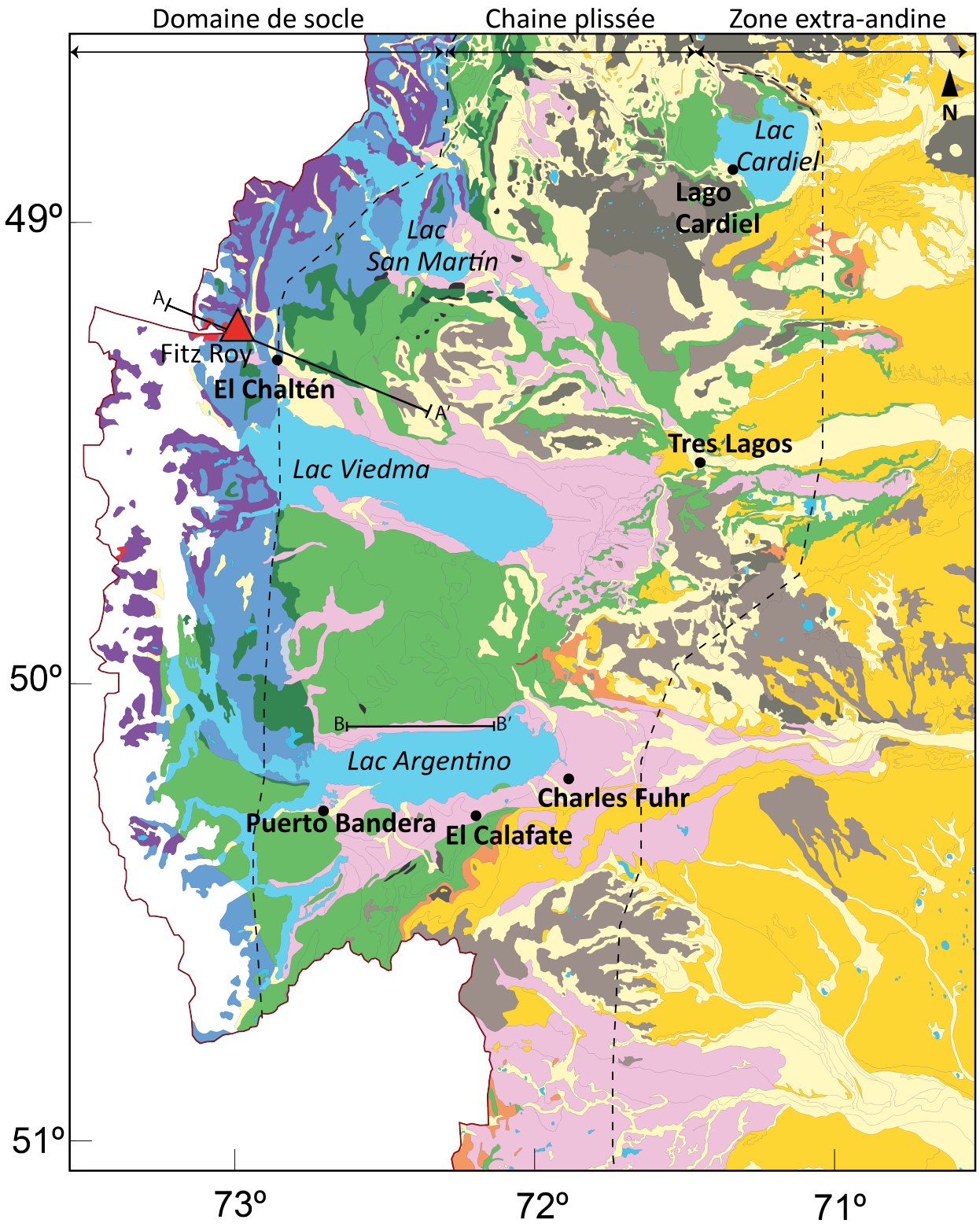


Fig. 3.6. Dyke andésitique sub-vertical, situé sur la rive gauche de la rivière de Las Vueltas vers le village d'El Chaltén, qui recoupe la formation Rio Mayer. Ce dyke appartient au complexe plutonique du Fitz Roy.

Le long de la rive Nord du Lac Viedma, les sédiments du Crétacé supérieur plissés et faillés sont recouverts en discordance par des écoulements tabulaires de basalte alcalin, formant ce que l'on appelle des « mesetas » correspondant à des plateaux basaltiques sub-horizontaux, légèrement basculés vers l'Est. Entre le Miocène supérieur et le Pliocène supérieur, les basaltes de Strobel et de La Siberia (Fig. 3.4) se sont écoulés dans une vaste zone de la partie orientale du front orogénique (Ramos, 1982 ; Gorring et al., 1997). A côté du Rio Cangrejo, les basaltes de la Meseta Chica appartenant à la coulée de La Siberia, ont donné des âges Pliocène : 3,46±0,22 Ma et 3,68±0,03 Ma, grâce à la méthode K/Ar (Mercer, 1975). Par endroits, les basaltes ont été érodés par les glaciers du Pléistocène ou plus anciens (Ramos, 1989), ou bien ils ont été recouverts de moraines Quaternaires, comme présenté dans le Chapitre précédent.



LEGENDE

Roches d'origine sédimentaire

- Dépôts alluviaux - Plio-Quaternaire
- Dépôts morainiques - Plio-Quaternaire
- Dépôts continentaux - Néogène
- Dépôts littoraux à continentaux - Paléogène
- Sédiments marins littoraux - Crétacé supérieur
- Sédiments marins - Crétacé inférieur
- Dépôts volcanoclastiques - Jurassique moyen-supérieur
- Socle - Paléozoïque supérieur

Roches ignées

- Granite - Miocène
- Essexite - Eocène

Mesetas

- Basalte Plio-Pléistocène
- Basalte Miocène
- Basalte Paléogène

- Pic du Fitz Roy
- Limites des domaines morpho-structuraux
- Champ de glace Sud de Patagonie
- Lacs
- Villes
- Frontière entre le Chili et l'Argentine

A—A' Fig. 3.18

B—B' Fig. 3.16

Fig. 3.7. Carte géologique régionale des Andes australes entre 48°30'S et 51°S, réalisée à partir des données du SEGEMAR (Service Géologique et Minier de l'Argentine).

3.3. Configuration morpho-structurale

Dans cette partie sont décrites les structures en lien avec les trois évènements tectoniques invoqués précédemment : l'orogenèse Gondwanienne (Hervé, 1988) à la fin du Paléozoïque, la phase de rifting au Jurassique et l'orogenèse Andine entre le Crétacé supérieur et le Tertiaire (Biddle et al., 1986 ; Ramos, 1989).

3.3.1. Structures Paléozoïques Gondwaniennes

Les structures des roches sédimentaires du Paléozoïques sont bien visibles du côté Est du lac San Martín dans la Formation Bahía de la Lancha. Dans notre zone, ces flyschs Paléozoïques affleurent sous les roches volcaniques Jurassiques du complexe El Quemado et elles contiennent des ortho-quartzites massives interstratifiées avec des pélites très déformées. Les structures dans les roches Paléozoïques, que l'on peut observer dans cette zone, sont le résultat d'au moins deux phases de déformation : Dg1 et Dg2 (Giacosa, 2012).

L'orientation principale des structures de la phase de déformation Dg1 est W-E à WNW-ESE. Ces structures Dg1 sont composées de plis en chevrons serrés, droits et isoclinaux. Ces plis présentent une schistosité grossière dans les sédiments pélitiques. Le style structural change en allant vers le Nord : les plis deviennent asymétriques à vergence Nord et sont associés à des chevauchements, qui sont interprétés comme étant un système en duplex à vergence Nord. Les plis ouverts, orientés vers le Sud et issus de la seconde phase de déformation (Dg2), viennent déformer les structures Dg1. Les structures de ces deux phases de déformation sont ensuite recoupées par des failles normales, qui sont associées à l'événement extensif du Jurassique.

Giacosa et al. (2011) ont observé la même configuration de structures dans la péninsule Cancha Rayada, au bord du Lac San Martín. Dans cette zone, on trouve plusieurs plis renversés vers le Nord et d'orientation W-E à WNW-ESE, issus de la phase de déformation Dg1. Ces plis présentent une schistosité de plan axial. On retrouve cette orientation structurale au Nord du Fitz Roy, dans la chaîne de Bosques, dans la vallée Rio Eléctrico, et dans des affleurements encerclés par le champ de glace Sud de Patagonie.

3.3.2. Structures Cénozoïques Andines

La déformation issue de la compression andine est bien plus intense au sein de la Cordillère que le premier événement orogénique du Paléozoïque. Les structures andines se superposent alors aux structures Gondwaniennes.

Les structures Cénozoïques Andines sont caractérisées par la présence d'une chaîne plissée avec une propagation de la déformation vers l'Est. Les failles normales du Jurassique ont été réactivées suite à la compression andine. Cette inversion tectonique proviendrait de la dérive du continent Sud-américain vers l'Ouest, lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud au Crétacé inférieur, générant ainsi une accélération de la subduction le long de la margine Pacifique (Rabinowitz et La Brecque, 1979 ; Dalziel, 1986 ; Ramos, 1989). Les structures extensives héritées du Jurassique, qui se sont développées dans le socle métamorphique paléozoïque, exercent un contrôle sur la localisation spatiale des zones de déformation dans la chaîne plissée, et sur la sédimentation syntectonique entre le Crétacé supérieur et le Néogène (Fosdick et al., 2011 ; Malkowski et al., 2015). Le raccourcissement Néogène dans l'avant-pays aurait donc été accommodé par la réactivation des failles normales, expliquant la largeur dans la chaîne plissée.

Des études ont été menées sur les structures compressives dans la chaîne plissée, le long du bassin de Magellan, par Winslow (1981), Ramos (1989), Alvarez-Marron et al. (1993), Kraemer (1993), Coutand (1999) et Giacosa et al. (2011 et 2012). D'Ouest en Est, la Cordillère Patagonne se divise en trois principaux domaines morpho-structuraux (Kraemer, 1993), d'orientation N-S parallèle à la fosse de subduction (Fig. 3.3). Les trois domaines présentés ci-dessous montrent qu'il existe une concordance entre la distribution des altitudes et le style structural (Giacosa et al., 2012).

- (1) La première zone correspond à la zone Andine, située sur la bordure occidentale de la calotte glaciaire. Son socle est composé des méta-sédiments Paléozoïques et de roches Jurassiques, qui sont recoupés par une intrusion plutonique d'origine calco-alcaline Miocène. Ce pluton s'étend sur 62 km² et sur 2 à 4km de large. C'est dans cette partie des Andes australes que se trouvent les plus hauts reliefs, avec des altitudes dépassant largement les 2000 m. Dans notre zone d'étude, le pic du Fitz Roy est le plus haut sommet, atteignant 3405m. Cette première zone a été nommée « domaine de socle » par Kraemer (1991) et Ghiglione et al. (2009) ou encore « chaîne de plissements et de chevauchements internes » par Kraemer et al. (2002). Nous utiliserons dans la suite du manuscrit la dénomination de « domaine de socle ». Au Nord du Lac Viedma vers le Lac San Martín, le « domaine de socle » s'étend depuis la frontière jusqu'à la chaîne Cóndores à l'Est (Fig. 3.8).

- (2) La seconde zone morpho-structurale, à l'Est de la chaîne, correspond à la partie interne de la zone Sub-Andine. Cette partie contient des sommets compris entre 1500 et 2000 m d'altitude. La partie la plus au Nord est caractérisée par de nombreuses crêtes de roches volcaniques du Jurassique. En revanche, la partie la plus au Sud est caractérisée par une morphologie plus douce, qui s'est développée dans les sédiments Mésozoïques du bassin austral. La limite entre ce domaine, que l'on nommera « domaine interne de la chaîne plissée », et le « domaine de socle », correspond au chevauchement Cóndores au Nord du Lac Viedma, et au chevauchement Huemul au Sud du lac (Fig. 3.8).

- (3) La dernière zone morpho-structurale étudiée, correspondant à la partie externe de la zone Sub-Andine, est située dans la partie la plus orientale de la chaîne. Cette zone s'étend jusqu'à 71°W de longitude (Fig. 3.3), avec des déformations moindres et une

topographie beaucoup plus adoucie (altitudes inférieures à 1500m). Cette zone inclut uniquement des affleurements de roches du Crétacé –Tertiaire. Les zones Sub-Andine et Extra-Andine (plus à l'Est ; Fig. 3.3) ont été nommées « chaîne de plissement et de chevauchement externe » par Kraemer et al. (2002). Pour distinguer chaque secteur de notre zone d'étude, nous utiliserons par la suite le terme « domaine interne de la chaîne plissée » pour la partie interne de la zone Sub-Andine et « domaine externe de la chaîne plissée » pour la partie externe de cette zone. La zone Extra-Andine, qui se situe plus à l'Est et qui ne présente quasiment pas de déformations, ne sera pas abordée ici (Fig. 3.3).

Giacosa et al. (2012 ; Fig. 3.8) ont mis en évidence les principales structures de la chaîne plissée, qui correspondent à des chevauchements, des « triangle zones », ainsi que des plissements. Une « triangle zone » correspond à la combinaison de deux chevauchements avec le même décollement basal et ayant des vergences opposées formant ainsi une zone triangulaire (McClay, 1992). Les plissements ont affecté les roches Paléozoïques ainsi que les Formations Río Mayer et Lago Viedma. La figure 3.8 indique aussi la limite approximative du front de la schistosité d'azimut Nord-Sud contenant des « linéations en crayon » (L-tectonite) dans les formations mentionnées ci-dessus.

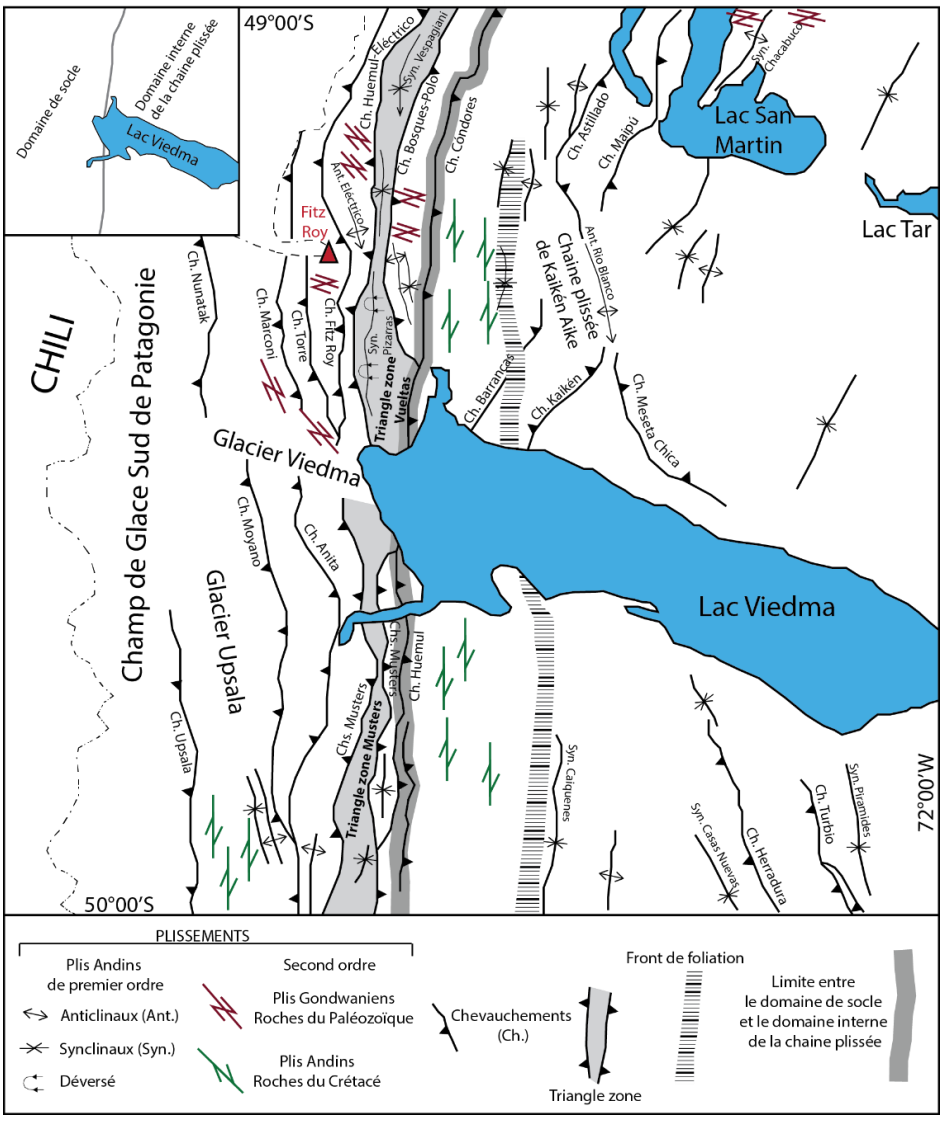


Fig. 3.8. Carte tectonique régionale montrant les structures dans la zone d'étude (Giacosa et al., 2011) et au Sud du Lac Viedma (Kraemer, 1991). Figure modifiée, d'après Giacosa et al. (2012).

3.3.2.1. Domaine de socle

3.3.2.1.1. Complexe plutonique du Fitz Roy

Le massif du Fitz Roy se trouve entre la bordure Est du Batholithe Patagon (Pankhurst et al., 1999 ; Hervé et al., 2007) et les plateaux de laves patagons à l'Est (Gorring et al., 1997). Il s'agit d'une intrusion isolée qui représente l'expression la plus jeune et la plus à l'Est du magmatisme calco-alcalin. Ce pluton est qualifié d'intrusion d'arrière-arc Miocène par Ramirez de Arellano et al. (2012), et il s'est intrudé dans une zone très déformée, sur le versant oriental de la chaîne. Ce complexe plutonique comporte plusieurs unités de roches, qui vont de la composition ultra-mafique à granitique. Ramirez de Arellano et al. (2012) ont défini au total huit unités intrusives majeures (Fig. 3.9), à partir de leurs observations de terrain, de la minéralogie et de la géochimie des roches, qui sont des plus anciennes aux plus récentes :

- (1) des brèches ultramafiques de taille métrique à pluri-métrique ;
- (2) le groupe mafique de Piedra del Fraile, composé de deux gabbros à hornblende différents ;
- (3) les tonalites de Piedra del Fraile ;
- (4) le groupe mafique de la Laguna de Los Tres avec des gabbronorites, des diorites portant deux pyroxènes et des diorites à quartz ;
- (5) le groupe mafique de la Laguna Sucia composé de deux séries mafiques avec des norites, des gabbronorites et des gabbros à hornblende ;
- (6) les tonalites de la Laguna Sucia ;
- (7) le groupe du Fitz Roy avec des granites et des granodiorites ;
- et (8) le granite du Cerro Torre.

Ces deux dernières unités constituent la majorité du complexe plutonique du Fitz Roy (Ramirez de Arellano et al., 2012 ; Fig. 3.9). Le contact entre l'encaissant et les roches plutoniques est très incliné et intrusif. Les granodiorites du Fitz Roy coupent toutes les roches mafiques et tonalitiques. Les granites et granodiorites du Fitz Roy ainsi que le granite du Cerro Torre ne sont pas déformés, contrairement aux roches mafiques à tonalitiques un peu plus anciennes, qui montrent de la déformation ductile aux échelles macroscopiques et microscopiques.

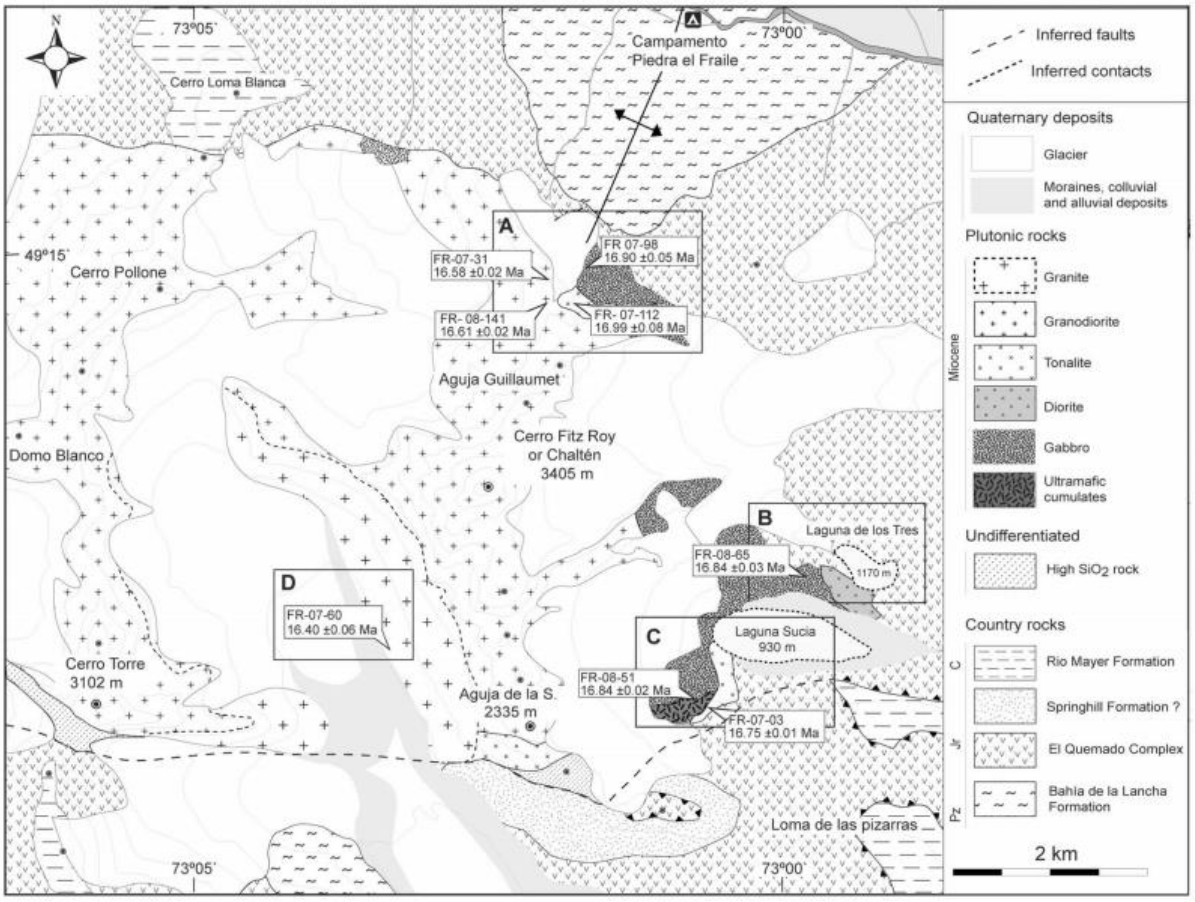


Fig. 3.9. Carte géologique simplifiée du complexe plutonique du Fitz Roy (d'après Ramirez de Arellano et al., 2012), indiquant les différentes lithologies présentes, notamment les différentes roches plutoniques : granites, granodiorites, tonalites, diorites, gabbros et roches ultramafiques. Les quatre zones étudiées en détail par Ramirez de Arellano et al. (2012) sont : (A) Piedra del Fraile, (B) Laguna de Los Tres, (C) Laguna Sucia et (D) Cerro Torre. Dans chacune de ces zones figurent la localisation des échantillons et les âges des zircons respectifs obtenus par Ramirez de Arellano et al. (2012).

3.3.2.1.2. Couverture sédimentaire

D'Ouest en Est, la chaîne est composée de plusieurs chevauchements à vergence Est et de rétro-chevauchements situés généralement vers la partie orientale. Des plis de taille kilométrique sont associés aux chevauchements. Au Sud du Lac Viedma (Fig. 3.8), les géométries sont similaires à celles de notre zone d'étude au Nord du lac (Kraemer, 1991 ; Giacosa et al., 2012). Les structures à vergence opposée dans la partie orientale de ce secteur ont produit les « triangle zones » de Las Vueltas et des Musters, au Nord et au Sud du Lac Viedma respectivement (Fig. 3.8). Kraemer (1991) et Kraemer et al. (2002) ont suggéré que les chevauchements soient listriques en profondeur, et qu'ils s'enracinent sur un chevauchement basal commun, légèrement incliné vers l'Ouest.

Giacosa et al. (2012) ont décrit les structures dans la zone triangulaire de Las Vueltas qui varient du Nord au Sud (Fig. 3.8). Dans la partie Nord, se trouve le synclinal Vespagiani correspondant à un pli ouvert plongeant vers le Sud, avec un plan axial sub-vertical qui a

déformé les roches volcaniques Jurassiques du complexe El Quemado. Au Sud de cette zone triangulaire, la principale structure correspond à un grand pli couché, dans les roches sédimentaires bien stratifiées de la Formation Río Mayer. Ce plissement s'observe de part et d'autre du Lago Torre. Il s'agit des plis synclinaux de la Loma Pliegue Tumbado (rive droite du Lago Torre, Fig. 3.10) et de la Loma de Las Pizarras (rive gauche du Lago Torre, Fig. 3.11), qui sont caractérisés par une déformation ductile sur le flanc le plus proche du chevauchement Huemul-Eléctrico (Giacosa et al., 2012). Cette déformation s'est produite durant l'inversion tectonique des failles, qui étaient auparavant normales dans le complexe El Quemado (Giacosa et al., 2012 ; Fig. 3.11).

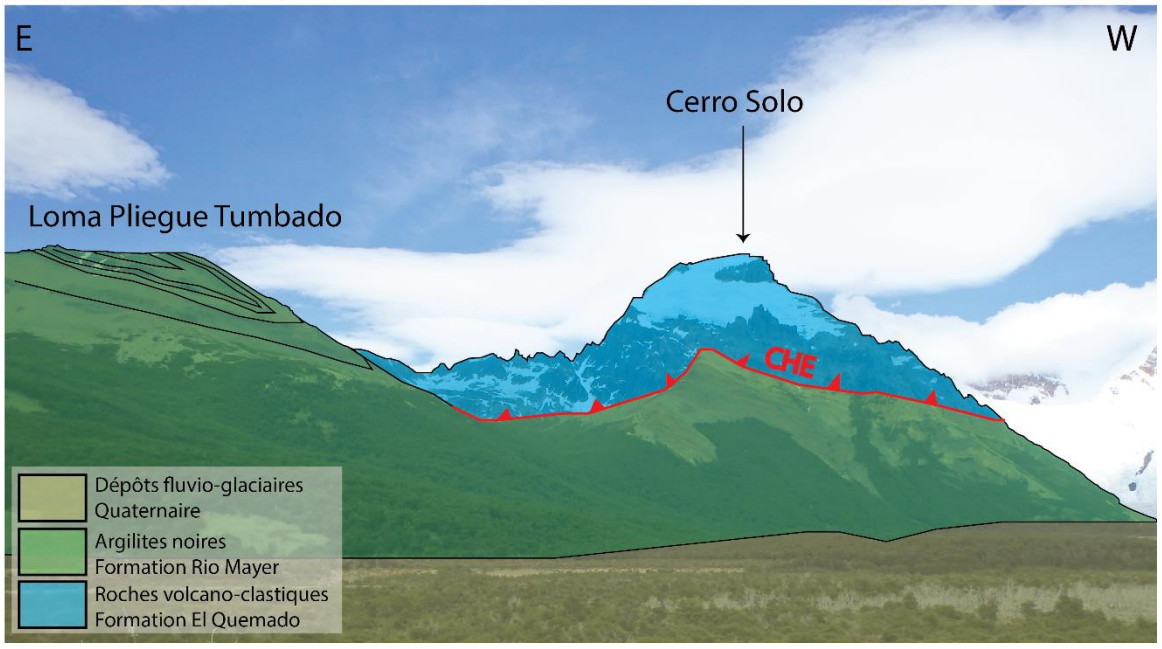


Fig. 3.10. Vue sur la Loma del Pliegue Tumbado et sur le Cerro Solo, montrant le Chevauchement Huemul-Eléctrico (CHE) en rouge et le pli couché dans les argilites de la Formation Rio Mayer. Des dykes issus du complexe plutonique du Fitz Roy d'âge Miocène, affleurent au-dessus du plan de faille, dans la Formation El Quemado.

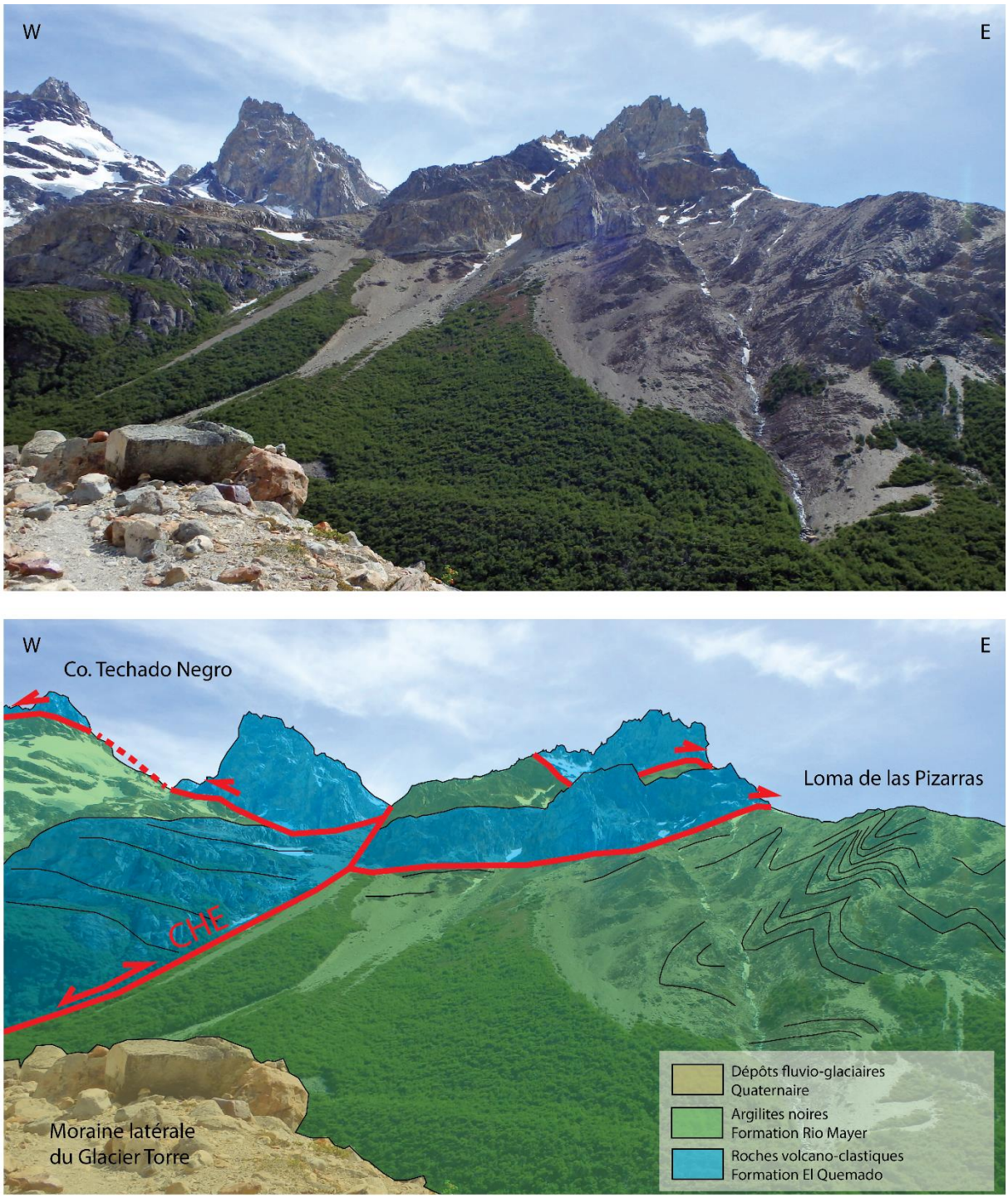


Fig. 3.11. Vue sur le Cerro Techado Negro, situé sur la rive Nord du Lago Torre, montrant le Chevauchement Huemul-Eléctrico (CHE), les petits chevauchements de part et d'autre de cette structure majeure correspondant à des klippes, et les plissements dans la Loma de las Pizarras (d'après la notice géologique d'El Chaltén décrite par Giacosa et al., 2013, les

observations de terrain et celles de Giacosa et al., 2012). La Loma de las Pizarras signifie « Croupe aux Ardoises » (Lliboutry, 1953).

Un peu plus au Nord, le long de la rivière Eléctrico, le toit du chevauchement Huemul-Eléctrico est composé d'un grand pli correspondant à l'anticlinal Eléctrico, qui vient déformer la discordance entre les roches du Paléozoïque et du Jurassique (Giacosa et al., 2012 ; Fig. 3.8). Dans le même secteur, sur le versant Nord du Cerro Polo, les structures Gondwaniennes décrivent une géométrie atténuée en antiforme, qui serait reliée au toit de la faille andine Bosques-Polo (Fig. 3.8). La superposition des plissements Andins et Gondwaniens est très bien exposée à proximité de cette faille andine Bosques-Polo, au pont de la rivière Eléctrico (Giacosa et al., 2012).

3.3.2.2. Chaîne plissée

La chaîne plissée est caractérisée par la présence de nombreux plissements et de chevauchements, accommodant moins de déplacement que dans le « domaine de socle » (Giacosa et al., 2012).

3.3.2.2.1. Domaine interne de la chaîne plissée

Le « domaine interne de la chaîne plissée » est composé de deux secteurs bien distincts du Nord au Sud, entre le Lac San Martín et le Lac Viedma :

- Au Nord du Lac Viedma, et de l'Ouest au Sud-Ouest du Lac San Martín, Giacosa et al. (2012) ont observé des chevauchements à vergence Ouest, qui recoupent les roches volcaniques Jurassiques. Ces structures sont interprétées comme étant reliées à l'inversion tectonique des failles normales formées au cours du rifting Jurassique (chevauchements Cóndores et Maipú). La partie Ouest de ces chevauchements à vergence W, associés à des plis d'échelle hectométrique, est caractérisée par une morphologie très escarpée. En revanche, la partie la plus à l'Est a une surface beaucoup plus douce, penchant vers l'Est à environ 20°. Localement, à la limite de la chaîne plissée, les plis ont une échelle de 10 mètres avec une schistosité associée. Par ailleurs, vers le Lac San Martín, Ramos (1989) propose l'existence de duplexes de type « passive-roof » en profondeur. Il s'agit d'un système de chevauchements qui s'imbriquent en se déplaçant dans une même direction. Au sommet de ces chevauchements repose une couche qui s'étend jusque dans des zones non déformées. Le mouvement des chevauchements induit alors un déplacement passif et dans le sens opposé de cette couche sommitale (Banks et Warburton, 1986 ; McClay, 1992). Dans cette zone, la séquence Paléozoïque est poussée sous les séquences Jurassiques et Crétacées sans émerger à la surface. Ramos (1989) a mentionné un décollement majeur dans les strates du Paléozoïque supérieur. Un autre décollement majeur a été reconnu par plusieurs auteurs, près de la base de la Formation Rio Mayer. De plus, les déplacements augmentent vers le Sud, tandis que la couverture sédimentaire s'épaissit (Winslow, 1981 ; Wilson, 1983 ; Ramos, 1989).

- Sur la rive Nord du Lac Viedma, la chaîne de Kaikén Aike montre un ensemble de plis développés dans les sédiments des formations Río Mayer et Lago Viedma. Au Sud du Lac

Viedma, l'augmentation de l'épaisseur des sédiments d'âge Crétacé a généré l'apparition d'un moins grand nombre de chevauchements. De plus, les plis sont de faible amplitude et d'une longueur d'onde hectométrique voire kilométrique (Giacosa et al., 2012). De ce fait, il en résulte une topographie beaucoup plus aplanie.

3.3.2.2.2. Domaine externe de la chaîne plissée

À l'Est de la Cordillère, dans le « domaine externe de la chaîne plissée », la déformation diminue. Les plis déformant les sédiments syn-orogéniques du Crétacé supérieur s'adoucissent. Il s'agit de plis synclinaux très ouverts ayant des longueurs d'onde de 15-20 km, et une charnière subhorizontale de 20 à 30 km de long et orientée NNE-SSW à N-S, avec quelques plis anticlinaux étroits à intermédiaires (Giacosa et al., 2012). Ils sont interprétés comme étant des plis de propagation de failles, développés sur des chevauchements qui recoupent le socle Paléozoïque en profondeur. En subsurface, plusieurs failles normales à angle fort sont interprétées à partir de profils sismiques, recoupant les roches volcaniques Jurassiques. De nombreux chevauchements résultent de l'inversion partielle de ces failles normales formées au Jurassique. Le plissement anticlinal de Río Blanco (Fig. 3.12) est associé au chevauchement Kaikén à vergence Est, qui se retrouve face au rétro-chevauchement Meseta Chica (Fig. 3.13), générant ici aussi une zone triangulaire.

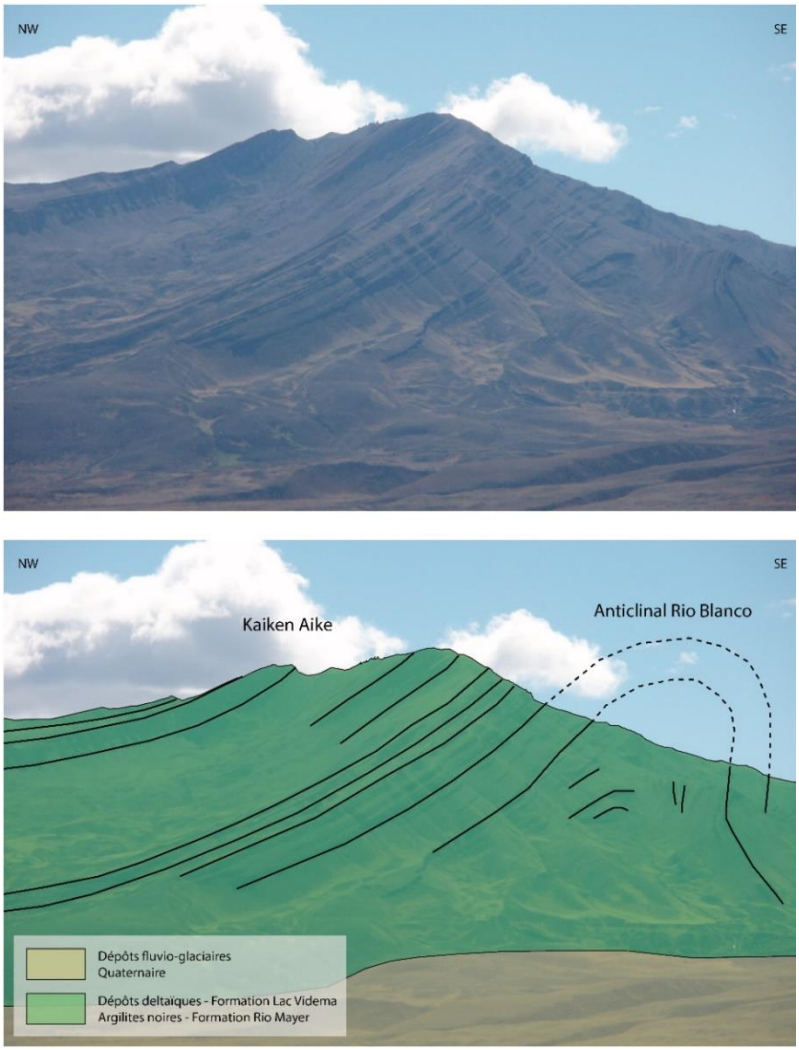


Fig. 3.12. Vue sur Kaikén Aike au Nord du Lac Viedma, mettant en évidence le plissement anticlinal du Rio Blanco.

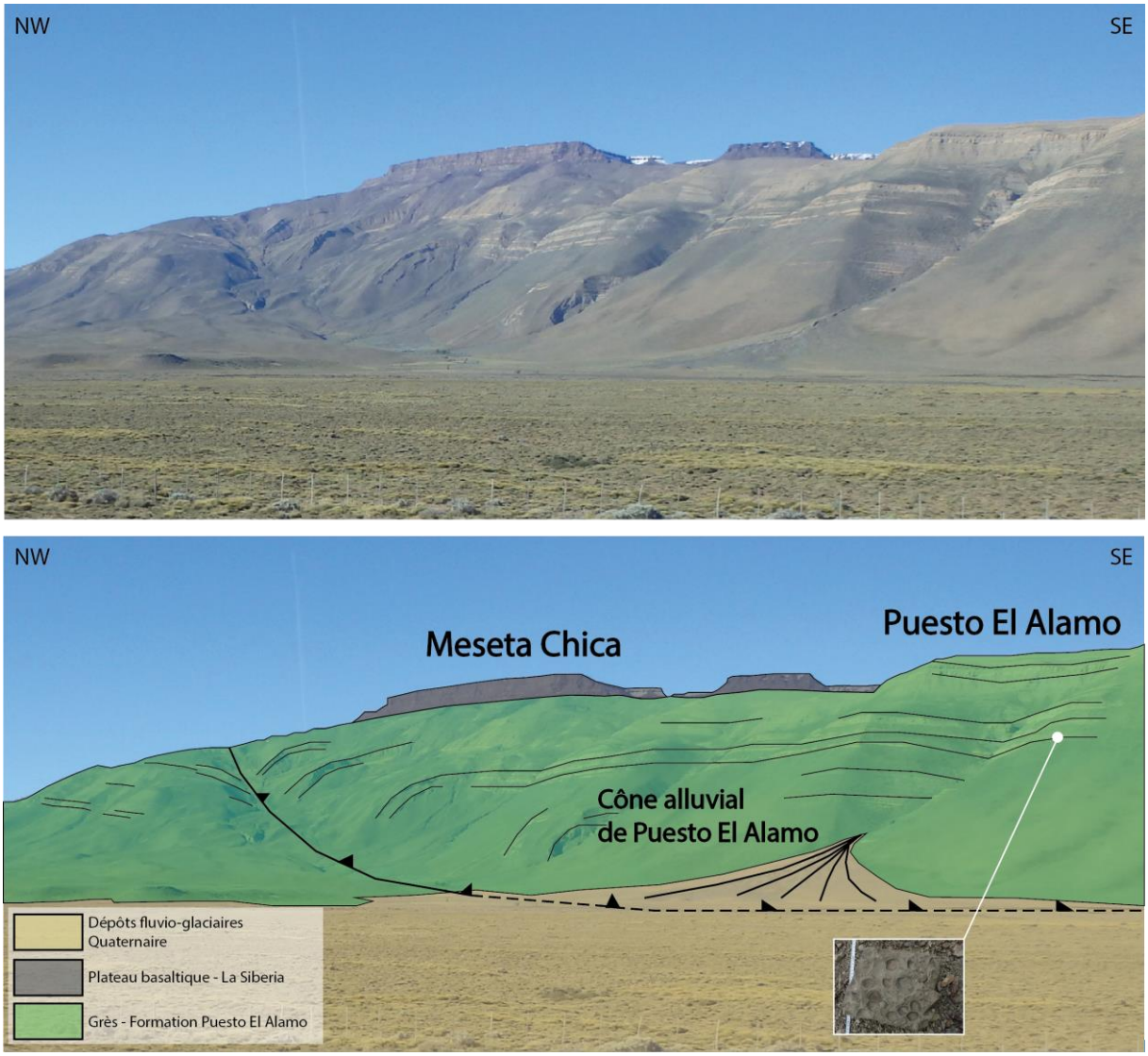


Fig. 3.13. Vue générale sur Puesto El Alamo au Nord du Lac Viedma. Cette photo montre le rétro-chevauchement Meseta Chica à vergence Ouest, et la Meseta Chica elle-même qui correspond à un plateau basaltique appartenant à la coulée de La Siberia. Cette coulée recouvre la Formation Puesto El Alamo (en vert). Cette unité contient des fossiles, tels que des bivalves.

Le style de déformation du « domaine externe de la chaîne plissée » est bien représenté en surface dans les environs de Tres Lagos (Fig. 3.3). Ferello (1955) a identifié au Nord de Tres Lagos un ensemble de plis d'orientation N-S à NNW-SSE dans les formations Río Mayer, Piedra Clavada et Mata Amarilla. Cette zone serait une partie d'un grand plissement anticlinal, recouvert par les plateaux basaltiques de Strobel, d'âge Miocène supérieur, qui sont les équivalents des plateaux de basalte de La Siberia datés par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Gorring et al., 1997). Ce pli nommé anticlinal Piedra Clavada est ouvert et légèrement asymétrique, avec des flancs plongeant de 2° à 10° et un ensemble de failles parallèles et perpendiculaires

à l'axe du pli, que Ferello (1955) appelait failles longitudinales et transversales respectivement. La plupart de ces failles mineures sont des failles normales raides, plongeant de 70° à 80° et dont les déplacements varient de 20 à 50m avec quelques plis ouverts associés (Giacosa et al., 2012).

Les plans de faille montrent des stries bien développées et des nombreuses fractures de traction remplies de calcite et silice. Ferello (1955) a fourni une description d'une structure dirigée vers le Sud et inclinée vers l'Ouest, qu'il a appelé "faille pivotante". Son côté Nord est une faille inverse plongeant à 45° vers l'Ouest, alors que son côté Sud correspond à une faille normale incliné à 80° vers l'Ouest (Giacosa et al., 2012). Cette structure pourrait être interprétée de faille Jurassique extensive, qui s'est partiellement inversée en chevauchement dans les formations post-rift (Río Mayer) et syn-orogéniques (Piedra Clavada). A l'Ouest, un pli nommé anticlinal Waring est légèrement asymétrique et présente des failles normales longitudinales et transversales sur son flanc Ouest, dont les déplacements dépassent les 30 mètres.

Au Nord de la rivière Shehuen (qui prend sa source au Lac San Martín), Casas (1957) a décrit plusieurs structures plissées légèrement asymétriques, qu'il a nommé anticlinaux de Vázquez et Ferrari. Au Sud, il a identifié l'anticlinal Amenida et plusieurs fractures près de Tres Lagos (Fig. 3.3). Les principales fractures correspondent à un réseau de failles normales, pour la plupart transversales aux plis. Des plissements disharmoniques se sont développés le long des formations Piedra Clavada et Mata Amarilla (Giacosa et al., 2012). Dans ce secteur, les structures de sub-surface correspondent à des demi-grabens limités par des failles inclinées vers l'Ouest et des plis adoucis avec des géométries concentriques ou en kink, développés au-dessus des failles. Ces plis ont affecté uniquement les formations post-rift d'âge Crétacé, associées à l'inversion tectonique durant le développement de la chaîne plissée. Dans la zone extra-andine en revanche, les failles normales à angle fort ne montrent aucune évidence d'inversion tectonique. Vers 70°W dans la zone de La Pampa, dans la partie la plus orientale de la chaîne, les marqueurs de la déformation compressive Cénozoïque sont moins présents (Sylwan et al., 1996).

3.3.3. Schistosité Andine

Giacosa et al. (2012) ont également effectué une description de la schistosité présente dans notre zone d'étude. La schistosité andine et les linéations « en crayon » (L-tectonite) figurent dans les argilites des formations Río Mayer et Cerro Toro. On peut les observer de part et d'autre du Lac Viedma sur 40-50 km de largeur, depuis le champ de glace jusqu'à 72°45'W de longitude (Kraemer, 1991). Ces microstructures sont caractéristiques du « domaine de socle » et localement du secteur Ouest très déformé du « domaine interne de la chaîne plissée ». Elles montrent un raccourcissement N-S et sont associées à des plis mésoscopiques ayant une longueur d'onde de 40-50 m. Ces plis peuvent être très ouverts, notamment sur la rive Sud du Lac Viedma (Giacosa et al., 2011).

Au niveau de la rivière de Las Vueltas, la schistosité est recoupée par des dykes andésitiques (Fig. 3.6) de la dernière phase de magmatisme au Miocène, qui a formé le complexe plutonique du Fitz Roy (Ramírez de Arellano et al., 2012). Ces andésites sont des roches volcaniques calco-alcalines caractéristiques du volcanisme de zone de subduction. Les dykes seraient corrélés à l'Adakite d'El Chaltén datée de 14 Ma (Ramírez de Arellano et al., 2009). Kraemer et al. (2002) ont remarqué que cette relation se répète dans d'autres secteurs de la Cordillère, et suggèrent que la schistosité se soit développée à l'Eocène. De plus, Giacosa et al. (2012) interprètent la limite Est de la schistosité andine comme la limite de déformation ductile dans le prisme orogénique Eocène. Cela implique un raccourcissement Eocène qui aurait causé une déformation au sein des roches atteignant la longitude 72°45'W vers l'Est.

3.4. Evolution de la tectonique Andine

Vers 70°W de longitude, dans la zone extra-andine, les structures extensives ont été interprétées comme étant actives jusqu'au dépôt de la Formation de Río Mayer (Giacosa et al., 2012). Certaines structures correspondent à d'anciennes structures extensives, qui se sont développées durant la formation du bassin austral. Il existe des structures antérieures d'âge Paléozoïque dont l'effet reste encore non clarifié. Durant la fin du Jurassique, le bassin austral a évolué comme un bassin d'arrière arc, puis il a commencé à se fermer entre le Crétacé supérieur et le Cénozoïque (Biddle et al., 1986). Dans ce contexte syn-orogénique, les unités sédimentaires se sont déposées dans le bassin d'avant-pays en même temps que la déformation et le soulèvement qui s'est propagé vers l'Est. Les failles normales, formées durant l'épisode extensif antérieur, ont déterminé la zonation structurale et la géométrie des structures dans la région pour les événements compressifs qui ont commencé au Cénozoïque (Biddle et al., 1986). Ces structures ont aussi influencé la provenance des sédiments d'avant-pays, avec une dispersion des flux sédimentaires depuis la direction N-S vers la direction W-E perpendiculaire à la chaîne, en réponse au développement de l'orogène (Ghiglione et al., 2015). Les Andes australes dans notre région d'étude présentent aussi des variations significatives dans la largeur de la chaîne et la vergence tectonique le long de l'orogène, potentiellement contrôlées par les failles Jurassiques N-S héritées (Ghiglione et al., 2009).

A 49°S, Coutand et al. (1999) ont trouvé des évidences de déformation compressive qui sont d'âge Crétacé supérieur. Dans la Formation Cerro Torro, les sédiments mettent en évidence un dépôt synchrone à la déformation dès le Crétacé supérieur, qui est à l'origine des failles inverses et des plissements visibles sur le terrain.

Les études régionales dans les Andes australes ont mis en évidence deux phases de compression majeures Cénozoïques au cours de l'orogène Andine (Kraemer, 1993 ; Kraemer et al., 2002 ; Marenssi et al., 2002, 2003). La première phase correspond à la phase de déformation Inca à l'Eocène, qui entraîne l'épaississement progressif dans la partie interne de la Cordillère, et qui a incorporé le matériel d'avant-pays (Dahlen, 1990 ; Williams et al. 1994). A cette époque, la déformation s'est propagée vers l'avant-pays et l'orogène s'est épaissie en réactivant des failles extensives du Jurassique dans le « domaine de socle ». Le dernier épisode correspond à la phase Quechua Néogène, qui a également entraîné la réactivation de

structures extensives. En revanche, ces structures de la phase extensive n'ont pas été réactivées dans le secteur oriental extra-andin.

Le pluton granitique du Fitz Roy s'est mis en place à 16,37-16,9 Ma au Miocène inférieur (Ramírez de Arellano et al., 2012), suivi de l'Adakite d'El Chaltén à 14 Ma (Ramos et al., 2004). Ces roches magmatiques affleurent au sein de la Cordillère et ont recoupé par intrusion des sédiments Crétacé plissés antérieurement (Kraemer, 1993). Du Miocène supérieur au Pliocène, les basaltes Strobel et La Siberia (Ramos, 1982 ; Gorring et al., 1997) se sont écoulés le long d'une vaste zone en discordance sur les séries plissées du Crétacé, formant des plateaux. Ce magmatisme serait relié à la formation d'une fenêtre asthénosphérique, à la suite du passage en subduction de la dorsale du Chili (Ramos, 1989 ; Ramos et Kay, 1992).

Dans notre zone d'étude sur la rive Nord du Lac Viedma, le plateau basaltique de la Meseta Chica (appartenant à la coulée La Siberia) recouvre en discordance la couverture Crétacé, et il a été daté par la méthode K/Ar à 3,46 ± 0,22 Ma et 3,68 ± 0,03 Ma (Pliocène supérieur, Mercer, 1975). La Meseta Desocupada, qui correspond à une partie Nord de la Meseta Chica, a donné un âge similaire à 3,55 ± 0,07 Ma avec la même méthode de datation (Mercer, 1975). La Meseta La Siberia a été daté par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ avec deux âges maximums à 6,2 ± 0,1 et 11,3 ± 0,5 Ma (Gorring et al., 1997). Dans l'avant-pays, ces coulées de basaltes Miocène supérieur-Pliocène ont été légèrement basculées vers l'Est sans être déformées.

3.5. Carte et coupe géologiques au Nord du Lac Viedma

3.5.1. Carte géologique au Nord du Lac Viedma

Nous proposons une nouvelle carte géologique de la zone étudiée sur un segment de plus de 70 km de long, entre le champ de glace Sud de Patagonie et la Meseta Chica, et sur plus de 30 km de large sur la rive Nord du Lac Viedma (Fig. 3.14). Notre carte présente les différentes formations et les structures rencontrées dans cette zone appartenant à l'extrémité Nord-Ouest du bassin de Magellan (Fig. 3.5). Pour construire cette carte, j'ai combiné un modèle numérique de terrain avec nos observations de terrain, et avec des cartes géologiques et structurales déjà existantes, qui sont celles de : Coutand et al. (1999), Spikermann et al. (2006), Giacosa et al. (2012), Ramirez de Arellano et al. (2012), Barberón (2013). L'absence de données dans la partie Ouest de la zone d'étude est due à la présence de glaciers et du champ de glace Sud de Patagonie, qui couvrent une vaste partie de la Cordillère.

La carte géologique met en évidence les trois domaines morpho-structuraux de notre zone d'étude. Le modèle numérique de terrain mis en arrière-plan, traduit la diminution d'altitude en se dirigeant vers l'Est de la chaîne. Parallèlement à cette diminution du relief, la déformation est moins importante dans la partie orientale. A l'inverse, la déformation est plus accentuée dans la partie occidentale, comme en témoigne la présence de nombreux chevauchements. Notre zone d'étude contient 10 chevauchements majeurs, qui ont été

déterminés via l'étude de terrain et la combinaison des données des auteurs cités ci-dessus, notamment celles de Giacosa et al. (2012).

Dans le domaine de socle, les chevauchements qui s'agencent d'Ouest en Est, sont les chevauchements : Nunatak, Marconi, Torre, Fitz Roy, Huemul-Eléctrico, Bosques-Polo et Cóndores. Les cinq premiers chevauchements ont une vergence Est, hormis les rétro-chevauchements Bosques-Polo et Cóndores qui ont une vergence Ouest. Le rétro-chevauchement Cóndores marque la limite entre le domaine de socle et le domaine interne de la chaîne plissée. Dans la partie Ouest du domaine de socle se trouve la Formation Bahia de la Lancha (en violet) d'âge Dévonien-Carbonifère. Cette formation formée avant le rifting Jurassique, est aussi présente sur le versant Nord-Ouest du Cerro Polo, et dans la vallée du Rio Eléctrico. Dans la partie centrale et Est de ce domaine morpho-structural, se trouvent les formations Jurassiques d'El Quemado et Springhill, qui sont les principales unités présentes, ainsi que la Formation Rio Mayer d'âge Crétacé. Ces dernières formations se retrouvent en contact, notamment par le biais du chevauchement Huemul-Eléctrico, qui a généré un plissement synclinal couché dans la Loma Pliegue Tumbado (Fig. 3.10) et dans la Loma de Las Pizarras (Fig. 3.11). Ces plissements et chevauchements ont été formés lors de la compression Crétacé supérieur - Cénozoïque. Trois klippes de la Formation El Quemado superposent la Loma de Las Pizarras constituée de la Formation Rio Mayer. Cette série du Crétacé affleure aussi au Nord-Ouest de la zone d'étude. Des intrusions granitiques constituant le massif du Fitz Roy se sont mises en place dans les séries Paléozoïques et Mésozoïques. Cette intrusion du Miocène inférieur est postérieure à la phase compressive, et recouvre la partie Nord des chevauchements Torre et Fitz Roy. Les roches granitiques sont en rouge et les roches de type gabbro/diorite figurent en rose sur la carte.

Le domaine interne de la chaîne plissée est délimité par le rétro-chevauchement Cóndores à l'Ouest et le rétro-chevauchement Meseta Chica à l'Est. Dans la partie Ouest de ce domaine se trouve la chaîne des Cóndores, constituée de rhyolites du Jurassique et qui est contrôlée par le rétro-chevauchement Cóndores orienté N-S. Le reste de cette zone est essentiellement constitué de roches sédimentaires du Crétacé, correspondant aux unités Rio Mayer, Lago Viedma et Puesto El Alamo. Ces formations présentent de nombreux plis d'axe NNE-SSW. Ce domaine est divisé en deux parties par le chevauchement Barrancas, qui sépare le massif du Cerro Pyramide à l'Ouest du massif de Kaikén Aike à l'Est. On note qu'au pied du Cerro Pyramide affleure l'Adakite d'El Chaltén, et au pied de Kaikén Aike ressortent les séries du Crétacé (Fig. 3.14). Toute la partie basse de la chaîne plissée jusqu'au bord du Lac Viedma est recouverte de dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires, témoignant d'anciennes glaciations. De plus, le massif de Kaikén Aike présente un anticlinal majeur déversé vers l'Est car il est associé au chevauchement Kaikén à vergence Est (Figs. 3.12 et 3.14). La partie Nord du chevauchement Kaikén est recouverte par le rétro-chevauchement Meseta Chica (Fig. 3.14).

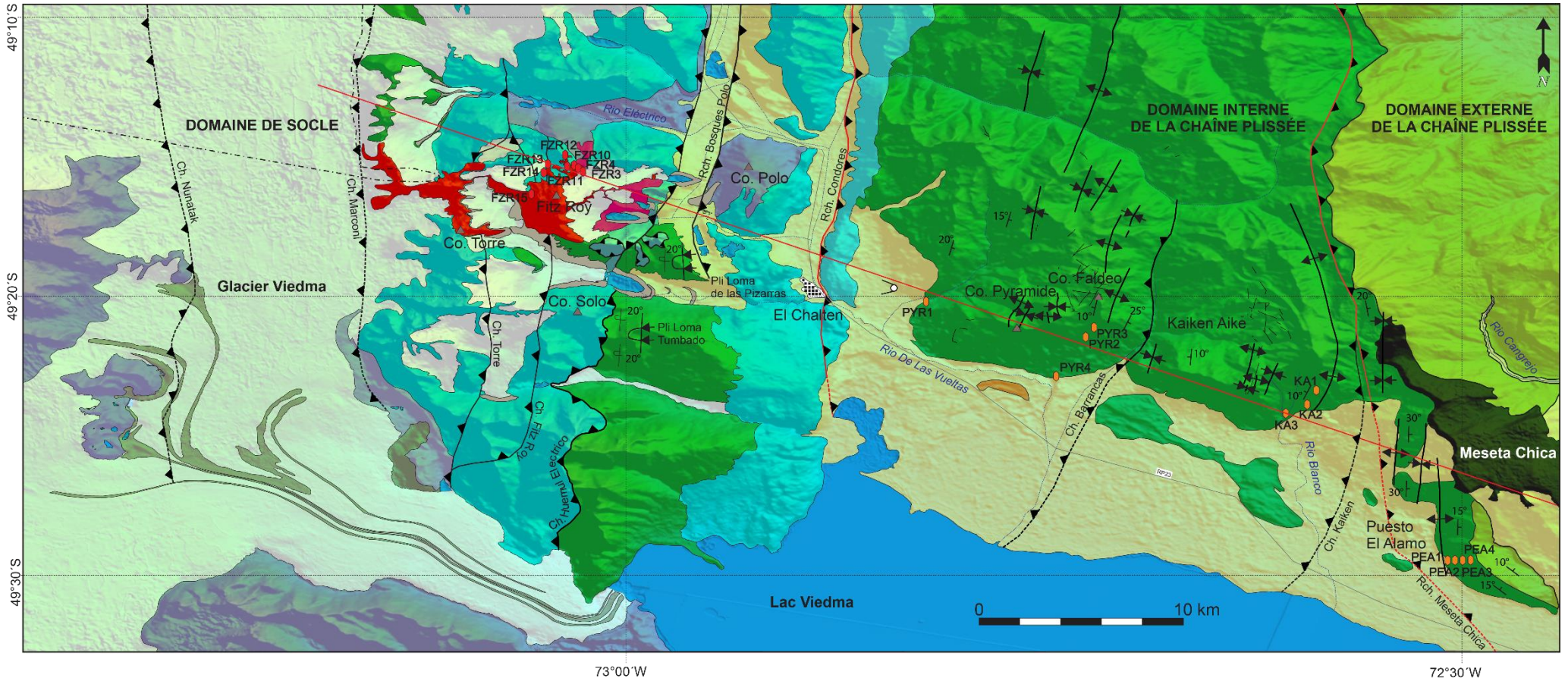
Le domaine externe de la chaîne plissée démarre à partir du rétro-chevauchement Meseta Chica. Dans la partie Ouest de ce domaine, affleurent les séries Rio Mayer, Lago Viedma et Puesto El Alamo en vert foncé (Fig. 3.14). Ces séries sont recouvertes de la Formation Mata Amarilla du Crétacé supérieur en vert clair. Ce domaine présente très peu de déformations. Par ailleurs, une coulée basaltique s'est déversée à la fin du Miocène et au

Pliocène sur les séries du Crétacé. Il s'agit de la coulée La Siberia, à laquelle appartient la Meseta Chica. Ce plateau basaltique recouvre le sommet de Puesto El Alamo.

Dans son ensemble, la carte géologique (Fig. 3.14) met en évidence une partie occidentale affectée par de nombreux chevauchements et de quelques plis de grande longueur d'onde, qui sont les plis de la Loma de las Pizarras et de la Loma Pliegue Tumbado. Toutes ces structures sont orientées approximativement N-S, et leur orientation devient progressivement NE-SW en allant dans la partie orientale (Fig. 3.14). La partie Est de notre zone d'étude présente beaucoup moins de chevauchements, mais elle est marquée par de nombreux plissements au sein de la couverture sédimentaire. Il y a donc une déformation importante à l'Ouest qui se propage et diminue progressivement en allant vers le secteur oriental, en fonction des lithologies rencontrées. En effet, parallèlement à cette propagation de la déformation, l'âge des différentes unités diminue d'Ouest en Est, avec des séries Paléozoïques qui affleurent au niveau du champ de glace, et des formations de la fin Mésozoïque-Cénozoïque dans l'avant-pays.

Le log stratigraphique présenté auparavant (Fig. 3.4), reprend toutes les lithologies observables dans la région au Nord du Lac Viedma entre le Fitz Roy et la Meseta Chica. La vue panoramique (Fig. 3.15) sur le massif du Fitz Roy, prise à l'Est d'El Chaltén, permet de voir dans une vue d'ensemble l'agencement des différentes structures et de leurs lithologies respectives.

Fig. 3.14. Carte géologique et structurale de la rive Nord du Lac Viedma, depuis les environs du Fitz Roy (49°10'-49°30') jusqu'à la Meseta Chica, construite à partir d'une image satellite et d'un DEM comme support de base. Les données stratigraphiques et structurales proviennent des observations de terrain et des cartes de Spikermann et al. (2006), Ramirez de Arellano et al. (2012) et Giacosa et al. (2012). La ligne rouge montre la localisation de la coupe géologique associée, présentée ci-après. Les échantillons, dont les datations font l'objet du chapitre 4 de ce travail de thèse, sont aussi répertoriés sur la carte : les granites collectés sur le massif du Fitz Roy figurent en rouge et les grès de l'avant-pays en orange.



UNITES LITHOLOGIQUES

CENOZ.	QUAT.	HOLOCENE	
		PLEISTOCENE	
	NEO-GENE	PLIOCENE	
		MIOCENE	
MESOZOIQUE	CRETACE		
	JURASSIQUE SUP.		
PALZ.	DEVONIEN CARBONIFERE		

- Dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires Plio-Quaternaire
- Basalte La Siberia
- Adakites d'El Chaltén
- Granite et grabbro/diorite du Fitz Roy
- Formation Mata Amarilla
- Formation Puesto El Alamo
  Formation Lago Viedma
  Formation Rio Mayer
- Formation Springhill
- Complexe Rhyolitique El Quemado
- Socle méta-sedimentaire
  Formation Bahía de la Lancha

LEGENDE

- Village
- Lac
- Rivière
- Glacier
- Sommet
- Pendage normal
- Pendage inverse
- Chevauchement
- Chevauchement
  Limite des domaines morpho-structuraux
- Klippe
- Plissement anticlinal
- Plissement synclinal
- Plissement synclinal couché
- Trait de coupe
- Dyke
- RP23 Route provinciale
- Chili / Argentine Frontière international

Co. Cerro
Ch. Chevauchement
Rch. Rétro-chevauchement

Localisation des échantillons (mission de terrain 2015):

- Granite
- Grès

Point de vue panoramique (Fig. 14)

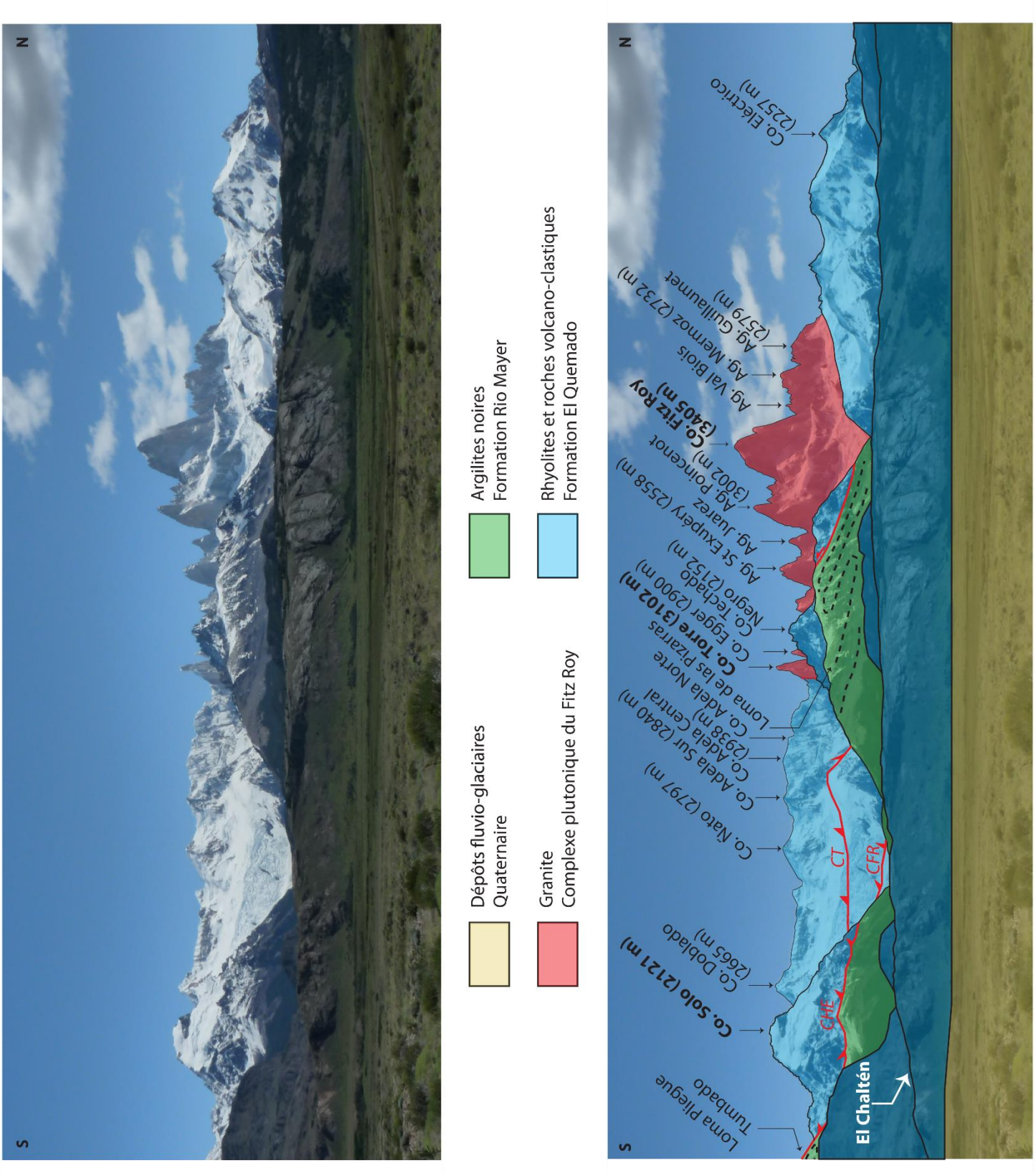


Fig. 3.15. Vue panoramique du versant oriental du massif du Fitz Roy, présentant les différentes lithologies et les différentes structures, telles que le Chevauchement Huemul-Eléctrico (CHE), et les chevauchements Torre (CT) et Fitz Roy (CFR) qui délimitent la Formation El Quemado en bleu. Cette photo montre aussi le contact vertical entre les roches

volcanoclastiques du Jurassique et le granite du Cerro Torre, au Nord de la crête Adela, et les plis dans la Formation Rio Mayer, sur la Loma de Las Pizarras et la Loma de Pliegue Tumbado. La chaîne située au second plan où se trouve El Chaltén correspond à des rhyolites du Jurassique. Le nom des sommets est reporté en haut de la photo. Co : Cerro, Ag : aiguille.

3.5.2. Coupe géologique au Nord du Lac Viedma

Nous avons aussi réalisé une coupe géologique régionale (Fig. 3.18a), longue de 60 km sur la rive Nord du Lac Viedma, depuis le « domaine de socle » à l'Ouest jusqu'au « domaine externe de la chaîne plissée » à l'Est. L'avantage de la chaîne plissée andine sur la rive Nord du Lac Viedma, est qu'elle fournit de très beaux affleurements mettant en évidence de nombreuses structures. En revanche, la partie Ouest de notre zone d'étude est très mal contrainte. La coupe a été construite à partir d'observations de terrain pour les séries qui affleurent en surface, qui ont été dessinées sur le logiciel Move, et à partir de profils sismiques W-E perpendiculaires à la chaîne qui permettent d'interpréter des structures présentes en profondeur, et notamment dans la partie occidentale. Cependant, les profils sismiques disponibles ont été réalisés plus au Sud : à 51°S (Fosdick et al.,2011) et à 50°S (Zerfass et al., 2017). Nous nous sommes appuyés sur des profils sismiques de Zerfass et al. (2017), qui sont les profils disponibles les plus proches de notre zone d'étude située à 49°S. Les informations sur les structures issues de ces profils ont été combinées aux informations présentes dans les coupes géologiques de Giacosa et al. (2012) entre 49°S et 49°30'S, et Ghiglione et al. (2009, 2014) et Likerman et al. (2013) entre 49°30'S et 51°30'S.

D'un point de vue structural, la coupe géologique de notre zone d'étude présente plusieurs types de failles. Tout d'abord, le bas de la coupe présente un décollement basal dans le socle Paléozoïque indifférencié à vergence Est, constitué de deux rampes et de trois paliers. Ce chevauchement basal s'est formé à la fin du Paléozoïque, et correspondrait à une structure gondwanienne. Il est incliné vers l'Ouest comme l'ont suggéré Kraemer (1991) et Kraemer et al. (2002). Ce chevauchement présente un système de palier/rampe, qui est similaire à celui situé plus au Sud à la même profondeur, entre le Lac Viedma et le Lac Argentino qui est nommé « chevauchement Simon », et au Sud du Lac Argentino portant le nom de « chevauchement Toro » (Ghiglione et al., 2014). Ces deux structures majeures sont aussi représentées avec cette même géométrie en palier/rampe dans les modèles analogiques de Likerman et al. (2013) et dans les coupes géologiques de Ghiglione et al. (2014). Plusieurs structures se sont développées à partir du décollement majeur de notre zone d'étude. Des failles normales se sont d'abord formées lors de l'extension Jurassique orientée W-E, formant des grabens. Elles ont ensuite été réactivées en chevauchements et rétro-chevauchements lors de la compression andine, à partir du Crétacé supérieur (Giacosa et al., 2012). Ces chevauchements majeurs deviennent listriques en profondeur et s'enracinent dans le chevauchement basal commun (Kraemer, 1991 ; Kraemer et al., 2002). On retrouve des chevauchements à vergence Est plus au Sud à 51°S (Fosdick et al., 2011).

Les chevauchements correspondent aux structures ayant une vergence vers l'Est et les rétro-chevauchements aux structures à vergence opposée. L'intersection de ces deux failles en profondeur génère un pop-up. Cette structure correspond à une section des strates de toit,

qui ont été soulevées par la combinaison d'un chevauchement et d'un rétro-chevauchement (McClay, 1992). On dénombre cinq pop-ups dans la coupe, dont un qui est imbriqué sous le massif de Kaikén Aike (Zerfass et al., 2017 ; Fig. 3.16). L'extrémité de chaque toit de chevauchement est caractérisée par une structure en push-up, comme l'avaient décrit Zerfass et al. (2017) au Sud du Lac Viedma. Ces structures en push-up se sont développées lors de l'inversion tectonique. Elles accommodent le raccourcissement en générant une remontée de la partie la plus épaisse des sédiments synrift, située contre la faille ce qui lui donne une formé bombée (Pace et Calamita, 2013 ; Zerfass et al., 2017). En profondeur, l'intersection entre le décollement majeur et les retro-chevauchements génère un prisme, tels que les rétro-chevauchements Bosques-Polo et Cóndores avec la rampe 1 et le palier 2 (à l'Ouest) respectivement, et le chevauchement Puesto El Alamo avec le palier 3 (à l'Est).

Notre zone d'étude est segmentée en trois domaines morpho-structuraux, dont les limites se situent approximativement au-dessus des deux rampes. La rampe qui se trouve à l'Ouest et en profondeur, se situe sous le rétro-chevauchement Cóndores qui délimite le domaine de socle du domaine interne de la chaîne plissée. Une seconde rampe se situe à l'Est et plus en surface, au-dessus de laquelle s'est développé une « triangle zone ». Cette structure correspond à la combinaison de deux chevauchements avec le même décollement basal et ayant des vergences opposées, formant ainsi une zone triangulaire (McClay, 1992). Ici il s'agit du chevauchement Kaikén qui est face au retro-chevauchement Meseta Chica. Ce dernier délimite le domaine interne et le domaine externe de la chaîne plissée. Toutes les structures à l'Ouest sont donc ancrées en profondeur, alors qu'elles sont plus superficielles vers l'Est.

Une description plus détaillée de la coupe géologique pour chacun des trois domaines morpho-structuraux est présentée ci-dessous, depuis le domaine de socle à l'Ouest jusqu'au domaine externe la chaîne plissée à l'Est :

- (1) Le domaine de socle est marqué par 6 chevauchements, que nous avons pu observer en surface à l'Est, et qui ont été interprétés à partir de profils sismiques et d'anciennes coupes réalisées par Giacosa et al. (2012) à l'Ouest. Le chevauchement Marconi met en contact la Formation Bahia de la Lancha (Paléozoïque), sur la Formation Rio Mayer (Crétacé inférieur). Puis, les chevauchements Torre et Fitz Roy, recoupent en surface les formations Jurassiques et sont probablement reliés en profondeur comme le suggère Giacosa et al. (2012), s'enracinant dans le socle Paléozoïque et son substratum. Le socle comprend pour sa partie supérieure, la Formation Bahia de la Lancha d'âge Dévonien-Carbonifère et des séries plus anciennes en profondeur qui sont indifférenciées. Tout l'ensemble est représenté en gris sur la coupe (Fig. 3.18). Plus à l'Est, le chevauchement Huemul-Eléctrico a généré le plissement synclinal couché de la Loma de las Pizarras, lors de phase compressive. Le cœur du plissement synclinal, incliné vers l'Ouest, est constitué d'argilites noires du Rio Mayer (Fig. 3.11). Ce pli est délimité à l'Est par le rétro-chevauchement Bosques-Polo, qui se retrouve face au chevauchement Huemul-Eléctrico. Ces deux génèrent la zone triangulaire de Las Vueltas » et qui affleure aussi plus au Sud du Lac Viedma sous le nom de « Triangle zone des Musters » (Fig. 3.8). Entre le rétro-chevauchement

Bosques-Polo et le rétro-chevauchement Cóndores, affleurent uniquement des séries du Jurassique. Tout ce domaine morpho-structural est aussi affecté par l'intrusion granitique (Ramirez de Arellano et al, 2012). L'étendue du pluton est déterminée grâce aux observations de terrain en surface mais son emplacement en profondeur, n'étant pas connu, reste approximatif dans notre coupe. Ce granite s'est probablement mis en place à travers des zones de faiblesse, tel que le chevauchement Huemul-Eléctrico. Ce domaine, correspondant au cœur de la Cordillère Patagonne constituée des plus hauts sommets, est le seul domaine recouvert de glaciers.

(2) Le domaine interne de la chaîne plissée est délimité à l'Ouest par le rétro-chevauchement Cóndores, dont le toit de la faille est constitué de séries Jurassiques formant une crête. Cette formation est recouverte des séries du Crétacé. Ce domaine est divisé en deux sous-domaines (massifs du Cerro Pyramide et de Kaikén Aike) par le chevauchement Barrancas, qui est la seule structure affleurant dans le cœur du domaine interne de la chaîne plissée. Les autres failles ont été déduites en combinant les profils sismiques aux observations de surface.

L'ensemble de ce domaine met en évidence une superposition de deux géométries structurales. En profondeur, plusieurs structures ont été déduites à partir des profils sismiques disponibles plus au Sud (Fig. 3.16), de Zerfass et al. (2017). Ces structures étaient initialement des failles normales, qui se sont formées lors du rifting Jurassique, et qui ont affecté le sommet du socle Paléozoïque et la Formation d'El Quemado. Dans la chaîne du Cerro Pyramide, se trouvent deux pop-ups : un sur le rétro-chevauchement Cóndores, et un autre sous le plissement anticlinal du Cerro Pyramide (Fig. 3.17). Cet anticlinal à vergence Est visible en surface, présente une géométrie en kink. Dans la chaîne de Kaikén Aike, ont été déduit trois pop-ups, dont un imbriqué dans un autre, déduit grâce aux plissements anticlinaux visibles en surface dans cette chaîne, combinés aux profils sismiques. Nous avons interprété dans ce massif, un niveau de décollement dans les séries du Crétacé délimitant deux géométries de plissement de part et d'autre de cette limite. Ce décollement correspond à la limite de stratification entre les argilites du Rio Mayer en bas et les grès de la Formation Lago Viedma en haut. Les plis dans les couches basales (Rio Mayer) sont des plis droits à déjetés vers l'Ouest ou l'Est, ayant une amplitude variant autour de 500 m et une longueur d'onde pouvant attendre 2 km. Les plissements au-dessus du décollement, dans la Formation Lago Viedma sont en revanche plus anguleux, avec des géométries coffrées ou en kink, ayant une vergence soit vers l'Est soit vers l'Ouest. Dans la partie la plus orientale, se trouve le chevauchement Kaikén face au rétro-chevauchement Meseta Chica, et leur combinaison génère ici aussi une « triangle zone », dans laquelle les séries du Jurassique et du Crétacé sont légèrement plissées.

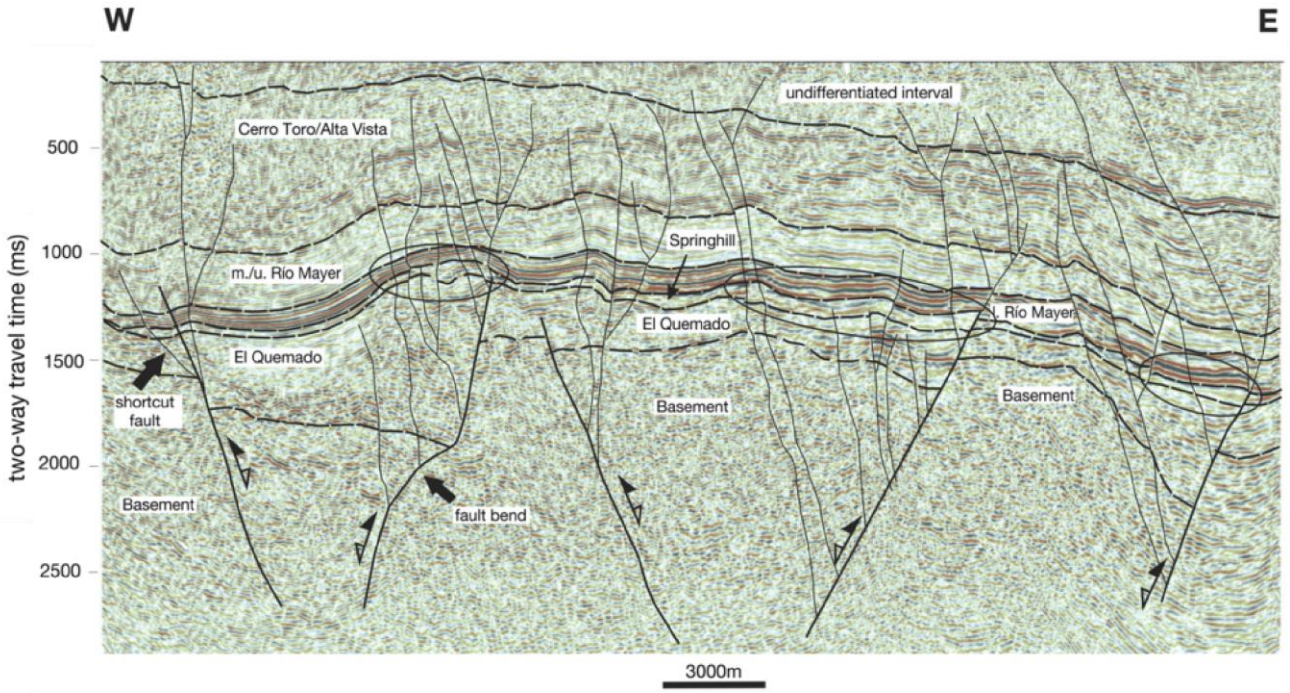


Fig. 3.16. Coupe sismique 2D orientée W-E le long de la rive Nord du Lac Argentino vers 50°10'S, et interprétée par Zerfass et al. (2017). Cette coupe, nommée B-B', est reportée sur la carte géologique régionale des Andes australes (Fig. 3.7). Ce profil met en évidence l'inversion des failles normales jurassiques. Les ellipses indiquent les zones où l'épaisseur de la Formation Springhill (Jurassique) augmente dans le toit de certaines failles.

La globalité du domaine interne de la chaîne plissée montre un épaississement des dépôts Jurassiques sur le toit des failles normales car ceux-ci étaient synrift lors de l'extension Jurassique (Figs. 3.16 et 3.18c). Après une phase d'arrêt de cette extension, durant laquelle se sont déposées les séries du Crétacé inférieur, une inversion tectonique au Crétacé supérieur a généré une réactivation des failles normales en chevauchements, comme en témoignent les structures visibles sur le terrain. Cette phase compressive a induit des plissements anticlinaux anisopaques dans les séries Jurassiques synrifts : le cœur du pli sous la charnière est plus épais que sur les extrémités des flancs (Fig. 3.18b). De plus, ces anticlinaux se sont formés au-dessus de chevauchements lorsque ces derniers étaient actifs. Les plissements dans les séries du Crétacé se sont développés à partir de ces structures sous-jacentes. Toutes les formations du Crétacé ont subi une déformation de type « thin-skinned » (ou pelliculaire), contrairement aux formations du Jurassique qui sont de type « thick-skinned » (ou enraciné).

- (3) Le domaine externe de la chaîne plissée débute par le rétro-chevauchement Meseta Chica à l'Ouest et s'étend jusqu'à la latitude 71°W à l'Est (Fig. 3.7). Nous avons clôturé notre coupe après 72°30'W, car les séries sont très peu déformées vers l'Est. Sur le toit du rétro-chevauchement Meseta Chica se sont formés deux plissements anticlinaux asymétriques, dont le flanc long se situe du côté Est, et ces deux structures sont séparées par un plissement synclinal ayant une charnière assez anguleuse. Le flanc long de l'anticlinal situé les plus à l'Est montre une inclinaison des strates à ~20°E

se terminant en un monoclinal quasiment horizontal en allant vers l'Est, jusque dans la région Extra-Andine. Les séries déformées correspondent aux formations Rio Mayer, Lago Viedma et Puesto El Alamo, superposées de la Formation Mata Amarilla du Crétacé supérieur. Toutes ces roches d'âge Crétacé sont recouvertes du plateau basaltique Meseta Chica, qui s'est déposé horizontalement entre le Miocène et le Pliocène.

Dans l'ensemble de la chaîne plissée, les longueurs d'onde des plis ont tendance à être plus grandes et d'amplitudes plus petites en allant vers l'Est. Cela traduit une diminution dans l'intensité de la déformation issue de la phase compressive, qui s'est propagée vers l'Est, et qui n'a presque pas voire pas du tout déformé les structures extensives dans les zones les plus orientales (Giacosa et al., 2012).

Pour avoir une idée sur cette phase compressive, j'ai aussi calculé la quantité de raccourcissement au sein de la chaîne plissée, entre le rétro-chevauchement Cóndores à l'Ouest et l'extrémité de notre coupe à l'Est (Fig. 3.18b), sans prendre en compte le domaine de socle car celui-ci présente très peu de contraintes. Pour déterminer la quantité de raccourcissement dans la coupe géologique équilibrée, nous avons émis certaines hypothèses: (1) avant la déformation, les couches de référence sont horizontales et isopaques, hormis les couches jurassiques dont le dépôt a été synchrone au rifting (Fig. 3.18c); (2) lors de la déformation, la longueur et le volume des couches sont conservés par rapport à leur forme initiale visible dans la figure 3.18c; et (3) une des extrémités de la coupe reste fixe durant la déformation, dans notre cas il s'agit de la bordure Est de la coupe, puisque la déformation se propage vers l'Est.

Le taux de raccourcissement a été obtenu en reconstituant la coupe juste avant la compression du Crétacé supérieur, lorsque les strates sont encore horizontales et non déformées (Fig. 3.18c). Pour quantifier ce taux, je me suis appuyée d'une surface de référence, qui est la limite entre les couches du Jurassique et celles du Crétacé. Après la compression (Fig. 3.18b), j'estime un déplacement de 11km, ce qui donne un taux de raccourcissement de 23% sur un tronçon initial de 48 km. Ce taux est similaire à celui calculé par Kraemer (1998) à la latitude 50°S, où il avait estimé un déplacement de 35km sur un segment de 135km dans la chaîne plissée, soit 26% de raccourcissement. De même, Fosdick et al. (2011) ont estimé un raccourcissement de la chaîne plissé compris entre 19 et 23 % à la latitude 51°30'S, après la fermeture du bassin de Rocas Verdes.

Des échantillons ont été collectés dans les différents domaines morpho-structuraux afin d'obtenir de nouvelles données de thermochronologie basse température. Celles-ci seront présentées dans le Chapitre 4. La localisation de ces échantillons est indiquée sur la carte (Fig. 3.14) et la coupe (Fig. 3.18a). Ils correspondent à :

- 8 granites dans le massif du Fitz Roy - domaine de socle (en rouge) : FZR3, FZR4, FZR10, FZR11, FZR12, FZR13, FZR14 et FZR15,
- 4 grès dans le massif du Cerro Pyramide - domaine interne de la chaîne plissée (en orange) : PYR1, PYR2, PYR3 et PYR4,

- 3 grès dans le massif de Kaikén Aike - domaine interne de la chaîne plissée (en orange) : KA1, KA2 et KA3,
- et 4 autres grès dans le secteur de Puesto El Alamo - domaine externe de la chaîne plissée (en orange) : PEA1, PEA2, PEA3 et PEA4.

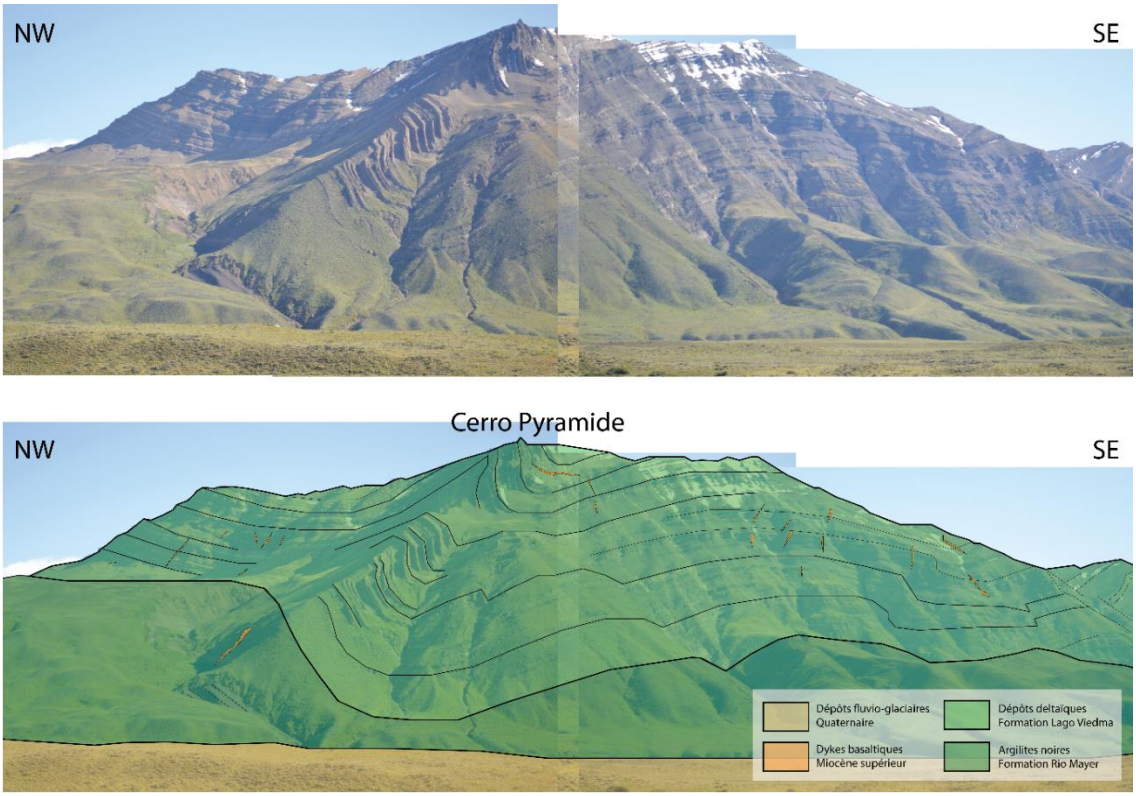
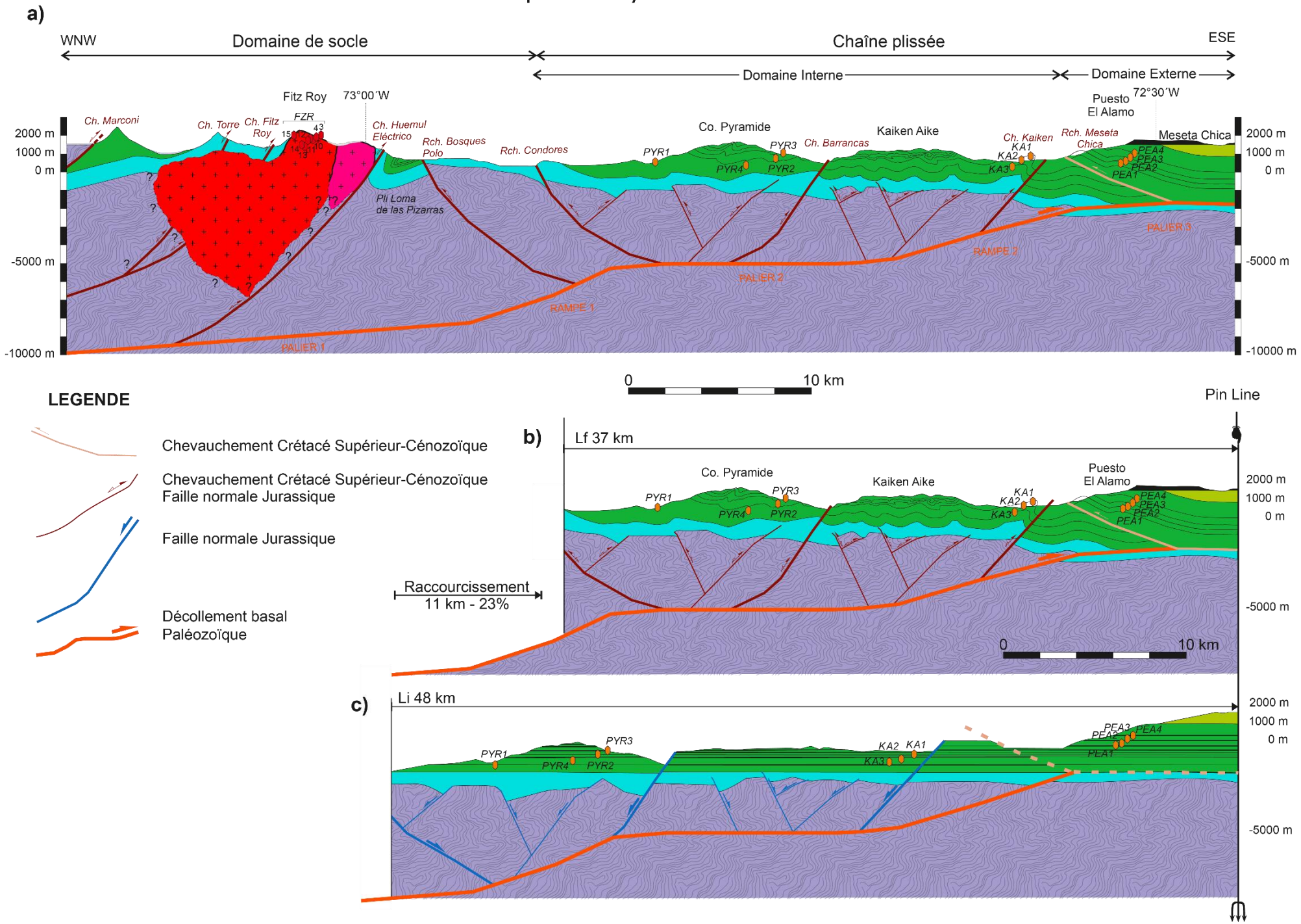


Fig. 3.17. Vue panoramique sur le Cerro Pyramide, situé au Nord du Lac Viedma, montrant les plissements dans les formations Rio Mayer et Lago Viedma. Des dykes basaltiques sub-verticaux du Miocène supérieur (Basalte de Strobel) viennent recouper ces formations.

Fig. 3.18. a) Coupe géologique régionale au Nord du Lac Viedma (49°10'-49°30'), entre le champ de glace et la Meseta Chica. Cette coupe est nommée A-A' sur la carte géologique régionale des Andes australes (Fig. 3.7). Les échantillons de granite (FZR) et de grès (PYR, KA, PEA) sont également indiqués. **b)** Coupe géologique zoomée sur la chaîne plissée et estimation du raccourcissement. **c)** Modèle de coupe de la chaîne plissée avant la phase de compression. Les strates ont été dépliées permettant de calculer la quantité de raccourcissement qui a été estimé à 11km (23%).

Coupe Fitz Roy - Puesto El Alamo



3.6. Discussion

Les données géologiques et structurales ainsi que les coupes sismiques disponibles dans toutes les Andes australes, entre 49°S et 51°S, montrent des caractéristiques similaires au travers de la chaîne (Cobos et al., 2008 ; Giacosa et al., 2011). Les structures formées lors d'orogènes précédents ont eu pour effet de déterminer le développement du rifting Jurassique, mais aussi de déterminer comment l'inversion tectonique ultérieure a contrôlé la zonation morpho-structurale et les styles structuraux caractéristiques de la chaîne Andine au Cénozoïque (Giacosa et al., 2012).

Ces caractéristiques géologiques typiques des Andes australes ont déjà été discutées par différents auteurs, telles que les structures majeures transversales à la Cordillère, coïncidant avec les lacs San Martín, Viedma et Argentino. Dans la littérature, ils correspondent aux linéaments Mackenna, Viedma et Argentino respectivement, dont l'origine est débattue. Nullo et al. (1978) ont associé ces linéaments à d'anciennes failles qui ont été réactivées en décrochement durant l'orogenèse Gondwanienne. Les plis d'orientation NNE (N05°E à N10°E) seraient associés à la déformation Gondwanienne principale ("style Varisque dominant"), alors que les plis d'axe W-E seraient reliés à la transpression qui s'est produite ultérieurement. En revanche, Giacosa et al. (2012) ont des éléments qui diffèrent de ceux Nullo et al. (1978). En effet, leurs données indiquent que les structures W-E dans les roches Paléozoïques sont beaucoup plus étendues dans la région au-delà des linéaments Mackenna et Viedma, et ils considèrent ces structures W-E comme étant les principales structures des roches Paléozoïques (Dg1), alors que la direction NNE est due à la déformation qui a suivi (Dg2). Kraemer (1994) a étudié l'influence de ces linéaments au cours du rifting Jurassique et du développement du bassin austral. Il a mis en évidence des cinématiques dextres à normales dextres, formées durant l'extension régionale W-E. Dans les environs du Lac San Martín, Giacosa et al. (2012) suggèrent que les zones de transport sédimentaire pourraient avoir été contrôlées par la réactivation de failles Gondwaniennes W-E à vergence Nord.

Le style et la géométrie des structures développées durant l'épisode compressif andin sont conditionnés par les épaisseurs et les âges des sédiments du Crétacé supérieur, qui varient au Nord et au Sud du Lac Viedma. L'extension a donc été hétérogène de part et d'autre du lac. De plus, une importante discordance se serait produite au sein des sédiments du Crétacé, durant l'Albien et le Cénomanien. Elle correspond à l'âge des premiers dépôts syn-orogéniques au Sud du Lac Viedma (Arbe, 1987 ; Aguirre Urreta, 1990 ; Kraemer, 1994). Au cours de l'Eocène, la déformation ductile qui a accompagné l'épaississement de la chaîne plissée a atteint la même position de part et d'autre du Lac Viedma, comme l'indique le front de la foliation à 72°45'W (Fig. 3.8). Finalement, la déformation jusqu'au Miocène a généré une zonation structurale similaire sur les deux côtés du Lac Viedma, malgré quelques différences dans le style structural dues aux variations d'épaisseurs des sédiments Crétacés. Plusieurs auteurs (e.g., Coutand et al., 1999 ; Spikermann et al. ; 2006, Giacosa et al., 2012) montrent que les failles régionales de direction N-S sont issues de l'extension continentale W-E durant le rifting Jurassique. Ensuite, ces structures sont réactivées durant les évènements

compressifs andins, spécialement au cours de la déformation Eocène qui a induit un élargissement de la chaîne.

Les roches du complexe plutonique du Fitz Roy se situent près des chevauchements Torre et Fitz Roy à vergence Est. Coutand et al. (1999) suggèrent que toutes les séries, depuis les sédiments Paléozoïques, les roches volcaniques du Jurassique, et les dépôts marins du Crétacé, en incluant aussi le pluton du Fitz Roy d'âge Miocène, ont été entièrement soulevées vers la surface par le biais de failles inverses plongeant abruptement. Ils ont observé une mylonitisation dans les roches volcaniques Jurassiques, avec une foliation mylonitique plongeant abruptement vers l'Ouest, et proposent que l'emplacement du pluton du Fitz Roy soit syntectonique. En effet, les schémas présentés par Coutand et al. (1999) indiquent que la faille Huemul-Eléctrico correspond au chevauchement d'une partie du pluton du Fitz Roy sur les argilites plissées de la Formation Rio Mayer du Crétacé inférieur. La cartographie précise de cette zone montre que seules les formations El Quemado (Jurassique) et Rio Mayer (Crétacé inférieur) ont été soulevées par le chevauchement (voir la photo figure 3.11, ainsi que la carte et la coupe géologique, figures 3.14 et 3.18). Kraemer (1998) et Ramirez de Arellano et al. (2012) suggèrent un emplacement du Fitz Roy contrôlé par une faille sub-verticale orientée WNW-ESE au Sud du pluton, mais surtout ils insistent sur le fait que l'emplacement du pluton n'est pas syn- mais post-tectonique. Ramirez de Arellano (2011) a réalisé lors de sa thèse une étude pétrologique et géochimique détaillée et précise du complexe plutonique du Fitz Roy. Il n'a observé aucune déformation dans le granite indiquant un emplacement syntectonique du pluton, tout comme Kraemer (1998) l'avait déjà indiqué avant lui. Nous considérerons donc comme ces derniers auteurs que le pluton du Fitz Roy s'est mis en place à la fin de l'épisode tectonique compressif Miocène, et qu'il n'est pas possible d'affirmer qu'il a été soulevé par la tectonique andine.

Les chevauchements qui se sont formés lors de la compression andine ont donc probablement été actifs jusqu'au début du Miocène, avant la mise en place du massif granitique. Vers 16,5 Ma, le granite s'est probablement immiscé dans des zones de faiblesse, telles que les chevauchements Torre et Fitz Roy, mais cette mise en place coïncide avec la fin de la tectonique compressive. En effet, d'autres auteurs ont également montré que la tectonique compressive s'est arrêtée dans les Andes du Sud de la Patagonie au Miocène inférieur (Fosdick et al., 2011) voire au Miocène moyen-supérieur (Kraemer, 1998 ; Guillaume et al., 2009) selon les latitudes considérées.

3.7. Synthèse des évènements géologiques

L'histoire géologique des Andes australes, dans la zone du Lac Viedma (49°S) est synthétisée dans les lignes suivantes :

- Durant l'orogenèse Gondwanienne, les structures développées probablement au Permien dans les Andes australes, sont des plis isoclinaux et renversés d'orientation WNW-ESE et des duplexes à vergence Nord (Dg1), qui sont ensuite déformés par des plis ouverts NNE-SSW (Dg2). La déformation Gondwanienne Dg1 aurait contrôlé les zones extensives WNW-ESE développées durant le rifting Jurassique. Cette extension

Jurassique a contrôlé l'épaisseur des premiers sédiments syn-orogéniques (dès le Crétacé supérieur) au Nord et Sud du Lac Viedma, ainsi que le style et la géométrie des structures majoritairement actives à l'Eocène.

- Au Crétacé supérieur, le taux de convergence entre les plaques Farallón et Amérique du Sud augmente, induisant un soulèvement de la Cordillère et une subsidence rapide du bassin flexural de Magellan. Ce raccourcissement pourrait être expliqué par le mouvement absolu vers l'Ouest de la plaque Sud-américaine, suite à sa séparation avec la plaque africaine (Silver et al., 1998). Des sédiments grossiers issus de la Cordillère ont rempli progressivement ce bassin. Durant cette époque, le raccourcissement synchrone à la sédimentation génère le développement de plis associés à des chevauchements, dans le piedmont de la Cordillère.

- De 49 Ma à 25 Ma (Eocène-Oligocène), la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud devient très oblique par rapport à la Cordillère d'environ N35°. La vitesse absolue de la plaque Amérique du Sud augmente après 30 Ma (Silver et al., 1998). Des sédiments Paléogènes se sont déposés dans le bassin d'avant-pays, qui a continué lentement sa subsidence.

- A partir de 25 Ma, après la rupture de la plaque Farallón, la convergence entre Nazca et l'Amérique du Sud devient moins oblique à la Cordillère en se stabilisant à N80°, avec un taux de convergence dépassant les 13 cm/an, jamais connu auparavant durant le Cénozoïque (Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998 ; Somoza et Ghidella, 2005, 2012). Cette augmentation de la vitesse de convergence entraîne un nouvel épisode compressif au Miocène inférieur. Cet épisode est difficile à mettre en évidence dans notre région d'étude en raison de l'absence de sédiment de cette époque.

- L'organisation structurale andine, qui s'est développée durant les déformations compressives du Crétacé supérieur-Cénozoïque, résulte en une chaîne plissée dont les structures enracinées sont N-S. Cette chaîne montre d'Ouest en Est trois zones morpho-structurales, qui sont : le « domaine de socle », le « domaine interne de la chaîne plissée » et le « domaine externe de la chaîne plissée ». Chaque zone morpho-structurale a des caractéristiques topographiques et structurales spécifiques. L'héritage de failles normales N-S du rifting Jurassique est le principal contrôle de cette zonation structurale. Le style structural de la chaîne plissée semble être influencé par l'épaisseur sédimentaire qui varie du Nord au Sud.

- Vers 16,5 Ma, le pluton granitique du Fitz Roy s'est mis en place juste après l'arrêt de la phase compressive Miocène (Ramirez de Arellano et al., 2012).

- À environ 12 Ma, la dorsale du Chili est passée en subduction sous la zone d'étude. Une fenêtre de slab s'est développée sous cette zone. A partir de cette période, la convergence au Sud du point triple du Chili implique la subduction de la plaque

Antarctique sous la plaque Sud-américaine, dont le taux de convergence est de 2 cm/an seulement. Un soulèvement topographique et des basculements parallèles à la direction de la fosse de subduction se sont produits suite à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique depuis le Miocène moyen (Guillaume et al., 2009).

- Au cours des derniers 12 Ma, plusieurs écoulements de basalte se sont produits, formant des plateaux basaltiques (ou « mesetas »). Ces épisodes volcaniques ont été contemporains de plusieurs périodes glaciaires, dont les plus anciens pourraient peut-être remonter à 10,5 Ma (Wenzens, 2006), et qui sont clairement prouvés à partir de 6 Ma (Mercer et Sutter, 1982 ; Ton-That et al., 1999). La succession des différentes glaciations et leurs processus fluvio-glaciaires ont fortement modifié la physiographie des Andes australes, en érodant et sculptant le paysage (e.g. Clapperton, 1989 ; Rabassa, 2008 ; Lagabrielle et al., 2010). De larges vallées glaciaires E-W ont été formées dans le piedmont ainsi que des lacs glaciaires à la sortie de ces vallées, tel que le Lac Viedma.

CHAPITRE 4

SOULEVEMENT DES ANDES AUSTRALES : APPORT DE LA THERMOCHRONOLOGIE BASSE-TEMPERATURE SUR APATITE

4. Soulèvement des Andes australes : apport de la thermochronologie basse-température sur apatite

4.1. Introduction

La notion de géochronologie remonte à il y a plus de trois siècles, lorsque Nicolas Stenon (1638-1686) comprend que les roches peuvent enregistrer le temps. Plus tard, une méthode de datation nommée thermochronologie, s'est développée et n'a cessé d'évoluer notamment au cours de ces 40 dernières années, grâce à de nouvelles méthodes et à des moyens analytiques puissants. Cet outil géochimique devient de plus en plus appliqué dans les Sciences de la Terre. Il est incontournable pour la compréhension des interactions entre la tectonique, l'érosion et le climat.

En contexte orogénique, la thermochronologie basse-température permet de dater le refroidissement d'une roche associé à son exhumation vers la surface. La construction d'une chaîne de montagne se décompose en deux processus (Fig. 4.1 ; England et Molnar, 1990). Le premier correspond à l'exhumation des roches, qui se produit depuis la profondeur initiale de la roche considérée jusqu'à la surface topographique moyenne. Le second processus correspond au soulèvement de la surface topographique. Ce soulèvement provient généralement d'évènements tectoniques couplés aux processus d'érosion et donc au climat (England et Molnar, 1990). La thermochronologie basse-température va enregistrer un événement tectonique uniquement si celui-ci engendre le refroidissement d'une roche (Gallagher et al., 1998 ; Ehlers, 2005, Lisker et al., 2009). L'utilisation de différents thermochronomètres permet de retracer l'histoire complète du refroidissement des roches, depuis leur cristallisation jusqu'à leur surrection et leur dénudation totale.

Les Andes australes se trouvent dans une configuration très particulière de par leur contexte géodynamique, où la dorsale du Chili passe en subduction sous l'Amérique du Sud, et par leur histoire climatique, où de nombreuses glaciations ont été recensées. Pour comprendre quelles sont les causes responsables du soulèvement des Andes australes, une mission de terrain a été menée en Patagonie en novembre 2015. Un échantillonnage in-situ a été réalisé dans des grès de la chaîne plissée d'avant-pays et dans le massif cristallin du Fitz Roy. L'objectif est de caractériser les relations entre la tectonique et le climat en Patagonie, et ainsi de reconstituer l'histoire thermique de cette chaîne et de son avant-pays au moment de changements géodynamiques et climatiques majeurs durant le Cénozoïque (Fig. 4.2). Pour cela, deux méthodes de thermochronologie basse-température ont été utilisées et combinées dans cette étude : les traces de fission sur apatite (AFT) et les analyses (U-Th-Sm)/He sur apatites (AHe). Les données thermochronologiques ont ensuite été modélisées pour établir des chemins temps-température et obtenir des taux d'exhumation associés aux différents événements ponctuant la surrection de la chaîne. Les âges obtenus permettent alors de discriminer les causes profondes et superficielles responsables du soulèvement récent des Andes australes.

Dans ce chapitre, une première partie décrit succinctement le principe de la désintégration radioactive et explique la notion de température de fermeture. Une autre partie présente le principe des deux méthodes de datation utilisées au cours de cette thèse. La dernière partie expose les résultats obtenus par ces deux méthodes ainsi qu'une

interprétation de ces données. Les âges ont ensuite fait l'objet de modélisations thermiques sur le logiciel HeFTy, qui sont aussi présentées dans cette quatrième partie.

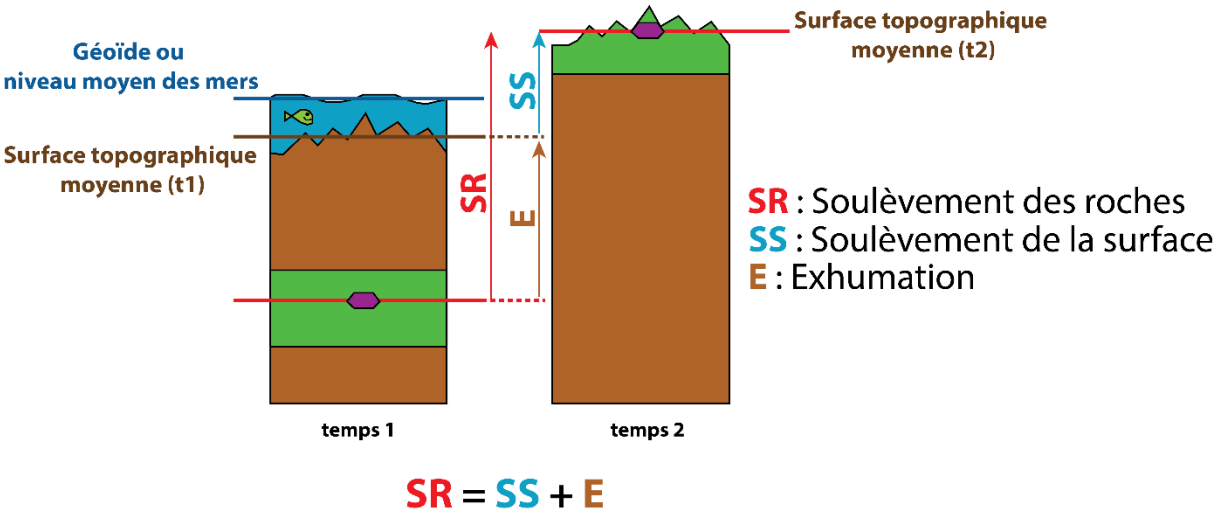


Fig. 4.1. Schéma représentant le soulèvement vertical d'un grain d'apatite (en violet) entre deux temps. L'apatite se trouve à une certaine profondeur au temps 1, puis subit un soulèvement qui l'expose en surface au temps 2 (d'après England et Molnar, 1990).

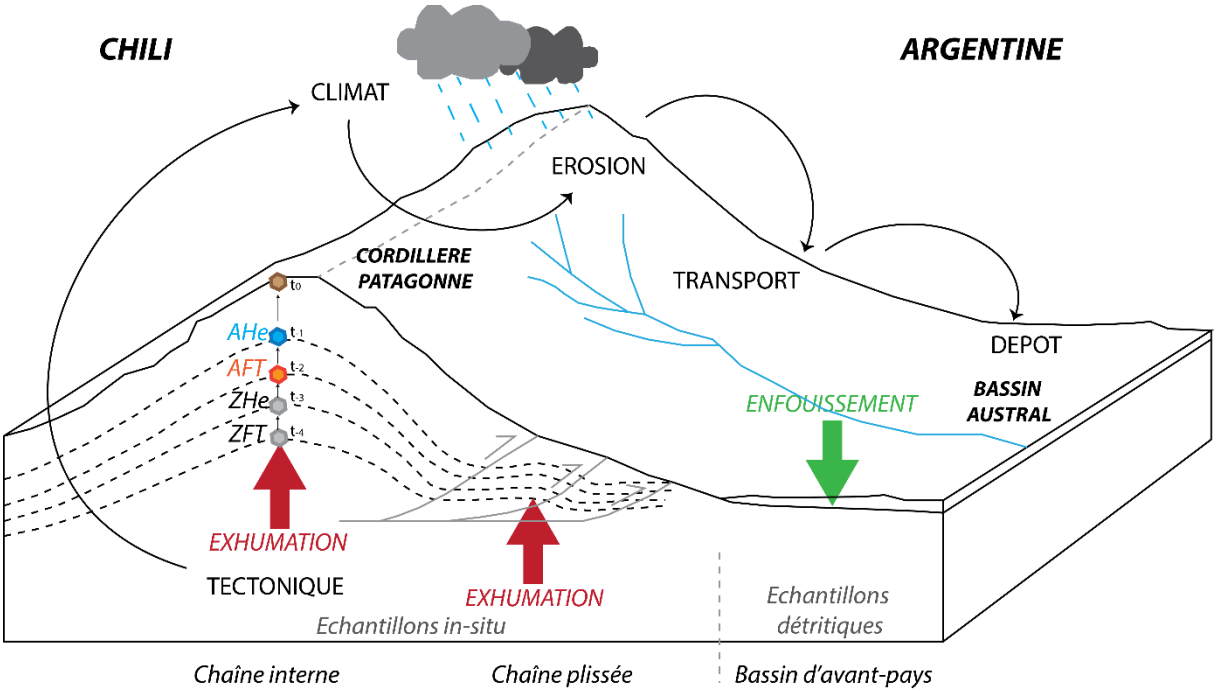


Fig. 4.2. Schéma montrant les interactions entre la tectonique et le climat, ainsi que les processus associés depuis l'érosion dans la Cordillère Patagonne jusqu'au transport et au dépôt des sédiments dans le bassin austral. Deux méthodes thermochronologiques ont été utilisées dans cette étude : les traces de fission sur apatite (AFT) et les analyses (U-Th-Sm)/He sur apatites (AHe).

4.2. Généralités sur les datations géochronologiques

4.2.1. Désintégration radioactive naturelle

Le principe de la désintégration radioactive naturelle est le suivant : un noyau atomique relativement lourd et instable, correspondant à l'élément père, se désintègre en noyaux plus légers que l'on nomme éléments fils. Ces éléments fils se désintègrent à nouveau jusqu'à devenir stables et peuvent parfois former de longues chaînes de désintégration. C'est le cas des éléments pères ^{238}U, ^{235}U et ^{232}Th qui se désintègrent et se stabilisent sous forme de ^{206}Pb, ^{207}Pb et ^{208}Pb respectivement (Fig. 4.3). D'autres noyaux se stabilisent plus rapidement, tel que le ^{147}Sm qui se désintègre directement en l'élément stable ^{143}Nd (Fig. 4.3).

Les méthodes utilisées au cours de cette thèse et qui sont présentées dans la suite de ce chapitre, sont principalement basées sur la désintégration radioactive de l'uranium et d'autres noyaux lourds. Elles entrainent l'émission de rayons α, β et/ou γ (radioactivité α, β, γ). La radioactivité α résulte de la désintégration d'un noyau lourd tel que l'^{238}U, l'^{235}U, le ^{232}Th ou le ^{147}Sm en un atome plus léger. Ces réactions s'accompagnent d'émissions de particules α, c'est-à-dire de noyaux d'hélium (^{4}He).

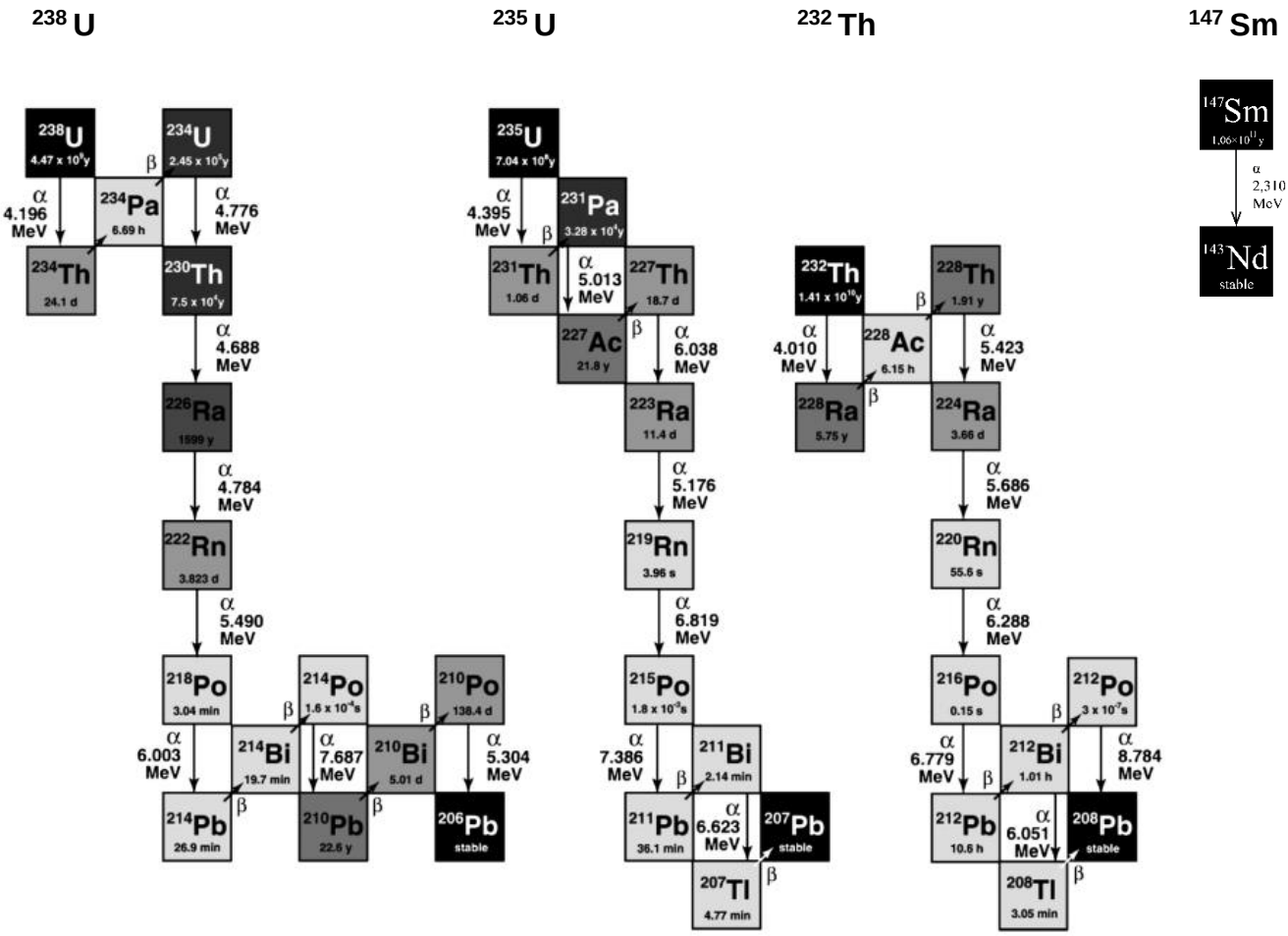


Fig. 4.3. Chaînes de désintégration des éléments ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th et ^{147}Sm avec leurs isotopes stables respectifs ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb et ^{143}Nd, où chaque atome d'hélium produit correspond à

un rayonnement α (Bourdon et al., 2003). L'échelle de gris reflète les demi-vies, avec des gris plus foncés pour les demi-vies plus longues. Les demi-vies sont indiquées sous le symbole chimique.

L'âge que l'on recherche est donné par le rapport entre la concentration d'atomes de l'élément père et celle de l'élément fils. On utilise la loi de désintégration (ou de décroissance) radioactive selon laquelle la concentration en éléments pères (P) instables décroit au cours du temps pour donner la concentration actuelle en élément fils (F) stables. La vitesse de désintégration correspond à une loi exponentielle, proportionnelle au nombre d'éléments pères radioactifs (Rutherford et Soddy, 1903) :

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda(P)$$

Où P est le nombre d'atomes radioactifs présents au temps t, et λ est la constante de désintégration radioactive. Cette constante est positive et dépend du système considéré.

Le temps de demi-vie t(1/2) est le temps requis pour que la moitié des atomes radioactifs (pères) se désintègrent. Ce temps est lié à la vitesse de désintégration par la relation suivante :

$$t_{\left(\frac{1}{2}\right)} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda}$$

Dans un système clos comme par exemple un minéral d'apatite, un isotope radioactif (père) dont le nombre est noté P(0) à l'instant t=0 se désintègre ou fissionne au cours du temps t, pour donner une nouvelle concentration P fonction de la constante de désintégration λ. Le chronomètre est déclenché et l'équation reliant P(0) et P est la suivante :

$$P = P(0).\, e^{(-\lambda.t)}$$

La quantité initiale P(0) ne peut pas être mesurée directement, mais il est possible de calculer P(0) comme étant la somme des éléments pères restants P et des éléments fils F formés :

$$P(0) = P + F$$

Ainsi, l'équation de désintégration suivante décrit le comportement de tous les atomes radioactifs P qui se désintègrent en éléments fils F :

$$F = P(0)\left(e^{-\lambda.t} - 1\right)$$

Après substitution, on obtient l'équation de base de la géochronologie, qui permet de déterminer l'âge de l'échantillon :

$$t = \left(\frac{1}{\lambda}\right) \ln\left(1 + \left(\frac{F}{P}\right)\right)$$

4.2.2. Le minéral apatite

Les méthodes de datation utilisées dans cette étude sont basées sur l'uranium que l'on retrouve dans certains minéraux comme les apatites ou les zircons. Il s'agit des méthodes traces de fission sur apatite (AFT) et (U-TH-Sm)/He sur apatite (AHe). Les apatites, qui sont les seuls minéraux analysés dans ma thèse, forment une famille de phosphates hexagonaux de composition chimique variable : $Ca_5 (PO_4)_3$ (OH, F, Cl) (Fig. 4.4). Trois types d'apatites existent et sont nommés selon l'anion prédominant en :

- hydroxyapatites : $Ca_5 (PO_4)_3$ (OH)
- fluorapatite : $Ca_5 (PO_4)_3$ F
- et chlorapatite : $Ca_5 (PO_4)_3$ Cl.

Les tétraèdres PO_4 isolés permettent d'incorporer des éléments tels que l'uranium ou le thorium. En effet, les apatites sont des minéraux contenant naturellement des isotopes d'^{238}U (99,3 % dans la nature) et d'^{235}U (0,7 % dans la nature) dans leurs réseaux cristallins. Ces éléments ne sont pas stables sur des grandes périodes de temps (de l'ordre du million d'années) et ils vont alors se désintégrer spontanément au cours du temps.

Les apatites sont des minéraux lourds ayant une densité comprise entre 3,16 à 3,2. Elles sont le plus souvent incolores et amagnétiques. Ces minéraux ont également l'avantage d'être ubiquistes c'est-à-dire qu'ils sont largement répandus dans de nombreux types de roches, comme : les roches plutoniques (granites, granodiorites, gabbros), les roches volcaniques (rhyolithes, basaltes), les roches métamorphiques (métapélites, schistes, gneiss) et les roches sédimentaires (grès, pélites).

Les apatites sont aussi des minéraux thermochronomètres, c'est-à-dire qu'ils vont permettre de dater les événements thermiques, via les méthodes AFT et AHe, qui ont affecté une roche endogène, et qui se sont produits après la cristallisation de la roche jusqu'à son exhumation superficielle.

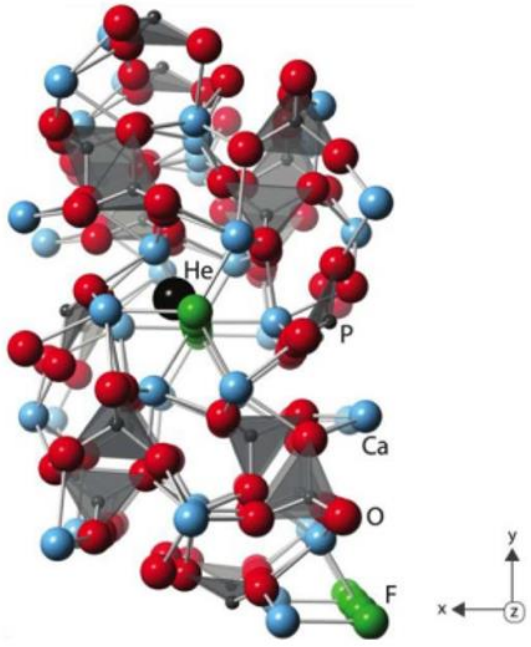


Fig. 4.4. Structure cristalline de l'apatite, d'après Bengtson et al. (2012). Le site le plus favorable pour placer un atome d'hélium au sein du réseau cristallin est représenté en noir.

4.2.3. Température de fermeture (Tc)

Un thermochronomètre est défini comme étant un système isotopique comprenant un isotope radioactif père, un isotope radiogénique fils, et le minéral au sein duquel se produit la désintégration radioactive (Reiners et Ehlers, 2005). La méthode thermochronologique repose sur l'existence d'une température de fermeture (Tc) correspondant à un palier thermique en dessous duquel la diffusion de l'isotope fils très lente. On considère alors que le système est clos, c'est-à-dire que les isotopes fils produits lors de la décroissance radioactive sont conservés dans le minéral hôte. L'âge enregistré correspond donc au moment où la roche a franchi cette température de fermeture (Tc), lors de son refroidissement lié à sa remontée vers la surface, sous l'effet de l'érosion et/ou des forces tectoniques.

Chaque système, qui est défini par un couple isotope fils/minéral, est régi par un processus de diffusion thermo-dépendant qui lui est propre. Chaque thermochronomètre est donc caractérisé par une température de fermeture (Tc) spécifique (Dodson, 1973 ; Reiners et Brandon, 2006), ce qui permet de couvrir toute la gamme de températures subies par les roches : à plus de 900°C pour les roches profondes datées via la méthode U-Pb sur zircon (Spear, 1993), jusqu'à 110 ± 20 °C pour les apatites datées en traces de fission (Wagner et Van den Haute, 1992), et à 75 ± 15 ° C pour les apatites datées à l'hélium (Wolf et al., 1998 ; Farley, 2000), ces deux dernières méthodes étant utilisées pour les roches superficielles dans la croûte. Des études plus récentes ont montré que la sensibilité thermique de ces deux systèmes peut être très variable et que leurs températures de fermeture peuvent être encore plus faibles que celles évoquées ci-dessus : le système AFT peut descendre jusqu'à une température de fermeture de ~70°C et celle du système AHe peut atteindre les 40°C (Green et al., 2006 ; Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009) selon l'histoire thermique. En effet, si le taux de refroidissement est très lent (<~5 – 1 °C/Ma), la température de fermeture sera faible. Si le taux de refroidissement est autour de ~10-15 °C/Ma (comme par exemple l'orogène des Alpes), les températures de fermeture seront de : ~110°C pour le système AFT et ~70°C pour le système AHe. Si le taux de refroidissement est plus élevé (>100 °C/Ma), les températures de fermeture pour les deux systèmes seront encore plus élevées. Cela peut aussi dépendre de la concentration en uranium, de la chimie des grains ou encore de la taille des grains. Dans la suite du manuscrit, nous utiliserons les températures de fermetures classiquement présentées pour ces deux systèmes. Les principaux systèmes thermochronologiques sont présentés dans la figure 4.5 et les valeurs de température de fermeture figurent dans le tableau 4.1.

Pour un même système, la température de fermeture (Tc) est dépendante de plusieurs paramètres comme la taille et la forme du minéral, mais aussi de la vitesse de refroidissement (Fig. 4.6 ; Dodson, 1973), c'est-à-dire du temps passé à cette température de fermeture par l'échantillon. Plus les roches ont un refroidissement lent, plus elles passent de temps aux mêmes gammes de températures et plus la température de fermeture aura tendance à être faible. A l'inverse, si un échantillon subit un refroidissement rapide, sa température de fermeture aura tendance à être plus élevée (Reiners et Brandon, 2006).

En combinant différents thermochronomètres, dans notre cas les méthodes AHe et AFT, il est possible de suivre la remontée des grains vers la surface et leur traversée dans les différentes isothermes (Reiners et Brandon, 2006), et donc de reconstruire l'histoire thermique récente de la chaîne quand les roches arrivent dans la partie superficielle de la croûte terrestre (Ehlers et al., 2001 ; Ehlers et Farley, 2003 ; Stockli, 2005).

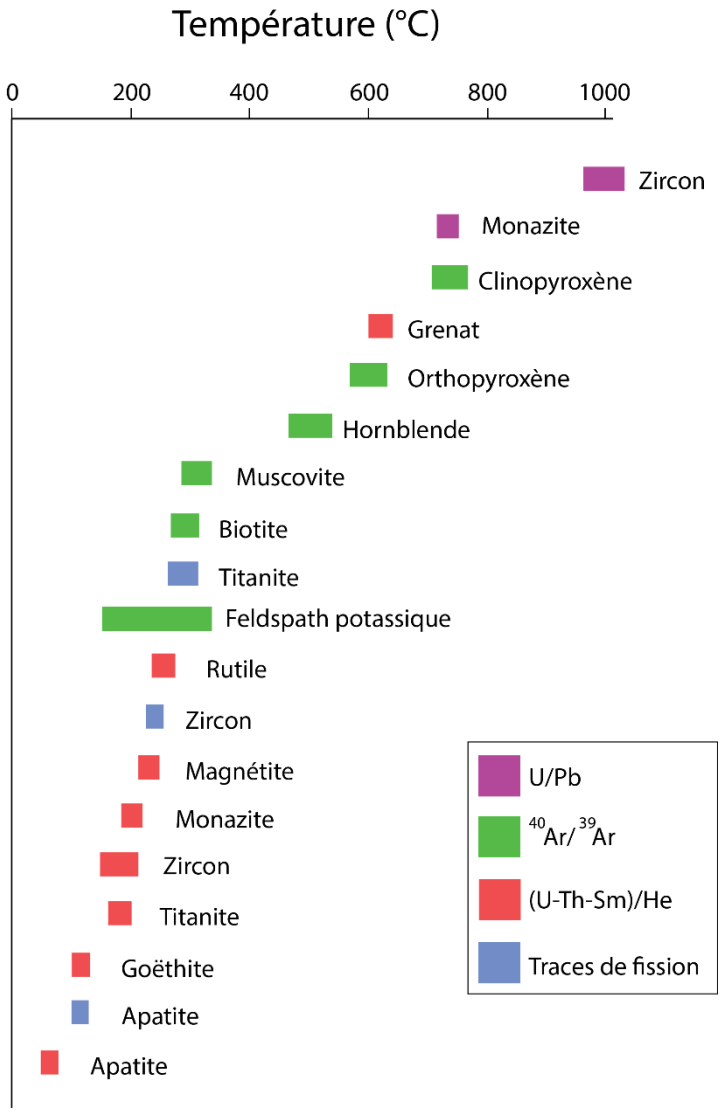


Fig. 4.5. Graphique réalisé à partir des températures de fermeture (Tc) des différents thermochronomètres compilés dans le tableau 4.1, pour des grains dont le rayon est compris entre 50 et 250 µm.

Méthode	Minéral	Température de fermeture (°C)	Références bibliographiques
U/Pb	Zircon	962-1038	Cherniak et Watson, 2000
	Monazite	720-750	Cherniak et al., 2004
$^{40}Ar/^{39}Ar$	Clinopyroxène	703-772	Cassata et al., 2011
	Orthopyroxène	577-630	Cassata et al., 2011
	Hornblende	470-544	Harrison, 1981
	Muscovite	293-342	Robbins, 1972
	Biotite	274-316	Grove et Harrison, 1996
	Feldspath potassique	150-350	Lovera et al., 1989
(U-Th-Sm)/He	Grenat	603-645	Roselieb et al., 2006
	Rutile	241-272	Wolfe, 2009
	Magnétite	218-248	Blackburn et al., 2007
	Monazite	190-220	Farley, 2007
	Zircon	140-220	Reiners et al., 2004 ; Guenthner et al., 2013
	Titanite	179-209	Reiners et Farley, 1999
	Goëthite	106-131	Shuster et al., 2005
	Apatite	60-90	Flowers et al., 2009
Traces de fission	Titanite	265-310	Coyle et Wagner, 1998
	Zircon	212-258	Brandon et Vance, 1992
	Apatite	90-130	Wagner et Van den Haute, 1992

Tab. 4.1. Compilation des températures de fermeture (Tc) pour les principaux systèmes thermochronologiques (modifiée, d'après Vacherat, 2014).

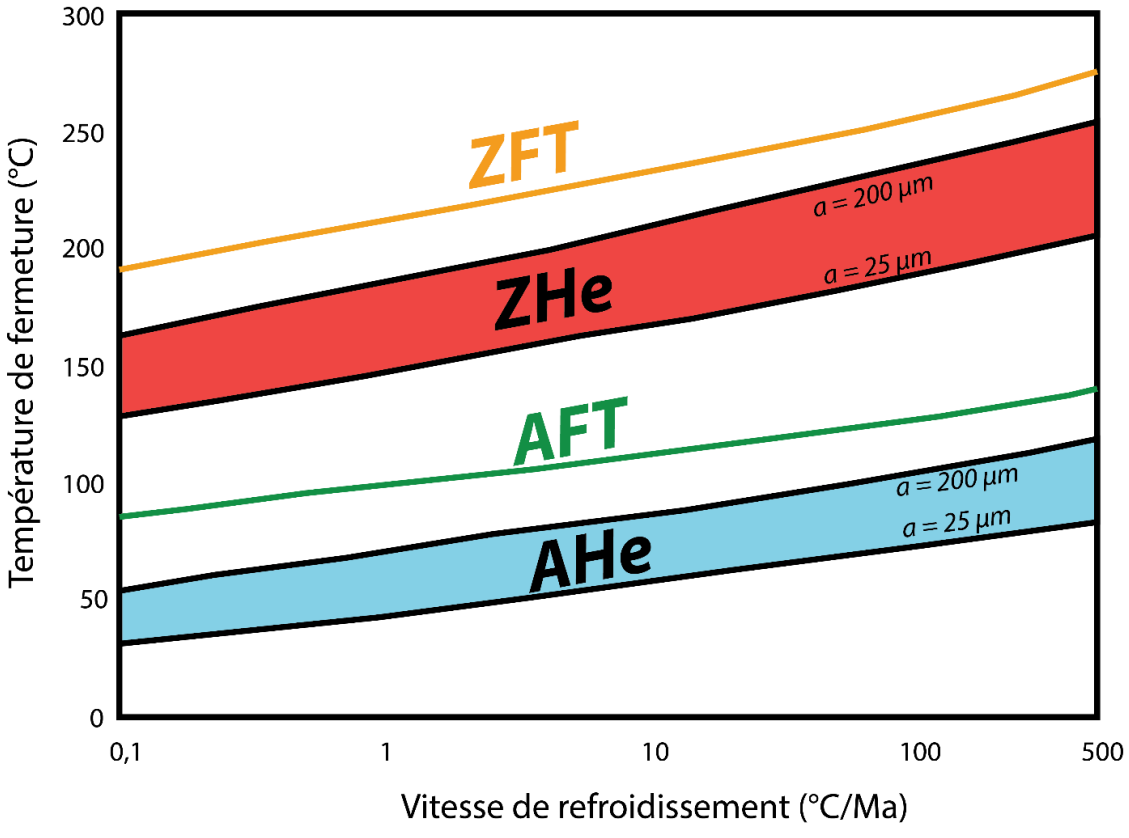


Fig. 4.6. Evolution de la température de fermeture (Tc) pour les systèmes thermochronologiques traces de fission sur apatite (AFT) et sur zircon (ZFT), et apatite (AHe) et zircon (ZHe) sur hélium, en fonction de la vitesse de refroidissement et de la taille des grains (a) (Reiners, 2005 ; Reiners et Brandon, 2006).

Le principe de la température de fermeture est illustré dans la figure 4.7 ci-dessous : à de fortes températures, les éléments fils qui sont produits pendant la désintégration, diffusent rapidement au travers du minéral et ne peuvent donc pas s'y accumuler. Le système est alors totalement ouvert à la diffusion. Plus la température diminue, plus la diffusion ralentie jusqu'à atteindre la température de fermeture. Le système devient totalement fermé. Sa vitesse de diffusion est négligeable et les éléments fils peuvent donc s'accumuler dans le minéral. Sur la figure 4.8, l'âge de refroidissement correspondant au moment où l'échantillon de roche a atteint la température de fermeture (Tc), peut être obtenu en extrapolant la pente de la courbe du rapport en éléments Fils/Père jusqu'à l'axe des abscisses : on parle d'âge apparent (Dodson, 1973).

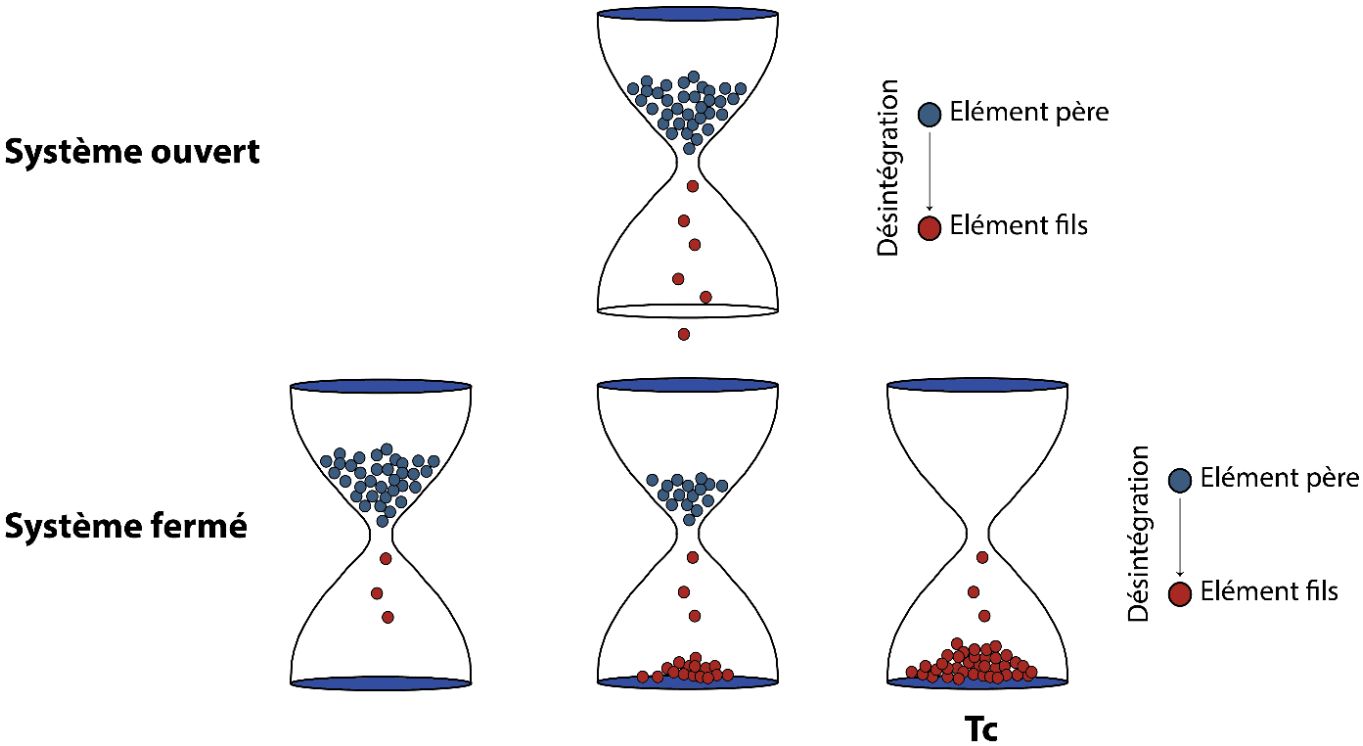


Fig. 4.7. Principe de la décroissance radioactive et de la température de fermeture (Tc) illustrée par l'analogie du sablier, d'après Braun et al. (2006). Ces sabliers représentant un système minéral, contiennent des billes bleues correspondant aux éléments radioactifs pères qui se désintègrent et produisent des éléments fils, représentés par les billes rouges. Dans un système ouvert, les éléments fils diffusent en dehors du minéral hôte : le système n'enregistre pas d'âge isotopique. Une fois que le système atteint la température de fermeture (Tc), les éléments fils s'accumulent et sont retenus dans le minéral hôte, et peuvent ainsi être quantifiés : le système est fermé.

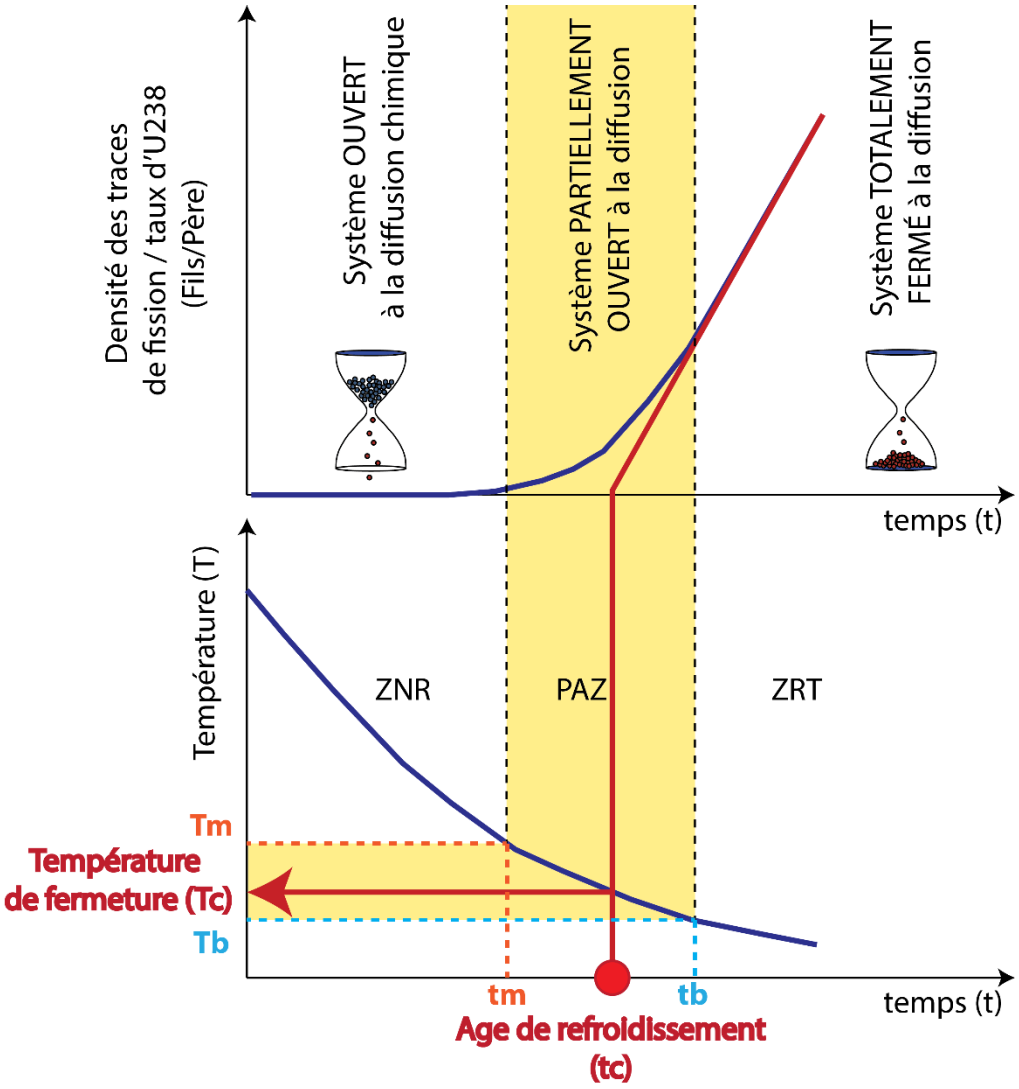


Fig. 4.8. Diagrammes montrant l'évolution de rapport en éléments Fils/Père au sein d'un minéral (en haut), et sa température associée (en bas) en fonction du temps (modifié d'après Dodson, 1973). Exemple ici du rapport de densité de traces de fission sur le taux d'^{238}U. Lorsque la température diminue, le rapport Fils/père augmente au cours du temps. L'âge de refroidissement (ou de fermeture) tc est l'âge thermochronologique apparent du système corrélé à la température de fermeture Tc. L'âge tm est l'âge limite à partir duquel les traces sont en partie effacées du fait d'une température élevée, notée Tm. L'âge tb associé à la température Tb est l'âge limite à partir duquel le système conserve totalement les traces de fission. Les températures Tm et Tb délimitent une gamme de températures intermédiaires, où la formation des traces de fission est partielle et au sein de laquelle se trouve la température de fermeture Tc. Par conséquent, au-delà de Tm, le système est ouvert, les traces ne sont pas conservées. On parle de Zone de Non Rétention des traces de fission (ZNR). Sous Tb, le système est fermé et la totalité des traces est conservé dans le grain. Il s'agit de la Zone de Rétention Totale des traces de fission (ZRT).

4.2.4. Notions de PAZ et PRZ

Le passage du domaine de la diffusion (système ouvert) au domaine du stockage complet des éléments (système fermé) est progressif. En effet, il existe une gamme de températures au sein de laquelle l'élément fils diffuse moins rapidement et donc partiellement (Fig. 4.9). C'est dans cette zone de températures intermédiaires que l'on commence seulement à accumuler les éléments fils dans le minéral. Dans le cas des traces de fission, on parle de zone de recuit partiel ou « Partial Annealing Zone » (PAZ ; Wagner et al., 1989). Pour le système (U-Th-Sm)/He, on parle de zone de rétention partielle ou « Partial Retention Zone » (PRZ) (Gleadow et al. 1986, Green et al. 1989a, Gallagher et al. 1998).

4.2.4.1. Zone de recuit partiel ou « Partial Annealing Zone » (PAZ)

La méthode des traces de fission repose sur le principe d'accumulation de dommages produits dans un grain lors de la désintégration radioactive de l'^{238}U. La présence et la stabilité des traces dépendent essentiellement de la température. A des températures supérieures à la zone de recuit partiel (PAZ), les traces se "cicatrisent" et le système est réinitialisé. Cela signifie que les traces de fission disparaissent, et ne seront préservées que lorsque le grain refranchira à nouveau cette gamme de température (Wagner, 1972, 1981, 1988 ; Green et al., 1985, 1986 ; Wagner et al., 1989 ; Barbarand et al., 2003 ; Ketcham et al., 2007). Cette PAZ est estimée entre 90 et 130°C pour les apatites, et entre 210 et 260°C pour les zircons (Hurford, 1986 ; Wagner et Van den Haute, 1992 ; Brandon et Vance, 1992 ; Brandon et al., 1998). Dans ces gammes de température, les électrons et les atomes légers se réorganisent lentement, après chaque fission spontanée. Cette réorganisation lente implique un recuit ou une cicatrisation partiel(le) des traces de fission (de l'anglais « annealing »). De plus, lorsqu'il y a une augmentation de la température dans la PAZ, la longueur des traces se réduit rapidement par rapport à leurs longueurs initiales. Les limites de la PAZ sont définies par l'isotherme pour lequel seulement 10 % des traces sont conservées (températures élevées) et par l'isotherme pour lequel 90 % des traces sont conservées (températures faibles) (e.g. Brandon et al., 1998). La température de fermeture (Tc) se trouve au milieu de la PAZ, elle correspond approximativement à la température pour laquelle 50% des traces sont conservées.

4.2.4.2. Zone de rétention partielle ou « Partial Retention Zone » (PRZ)

La méthode (U-Th-Sm)/He est basée sur l'émission et la rétention de particules ^{4}He, et elle est aussi dépendante de la température. A des températures supérieures à la zone de rétention partielle (PRZ), les particules diffusent et sont éjectées hors du minéral, alors qu'en dessous la PRZ, les particules sont conservées dans le minéral. Au sein de la PRZ, l'éjection des particules s'effectue mais en moins grande quantité (Wolf et al., 1998 ; House et al., 2000 ; Farley, 2000 ; Reiners et Brandon, 2006). Cette gamme de température est comprise entre environ 60 et 90°C pour l'apatite et entre 180 et 210°C pour le zircon. Il s'agit en fait d'indications de premier ordre, puisque cet intervalle de température varie selon le temps de résidence des échantillons et par conséquent de la vitesse de refroidissement, ainsi que selon

la taille du grain (Farley, 2000). Un minéral ayant séjourné longtemps dans cette zone aura perdu une quantité importante d'hélium avant de parvenir à la surface, la concentration restante et mesurable sera faible, et l'âge de refroidissement apparent sera anormalement jeune (Fig. 4.9). La PRZ correspond à un domaine thermique où 10 à 90 % de l'^{4}He produit est retenu dans le grain. Comme pour les traces, la température de fermeture (Tc) dans la PRZ correspond approximativement à une rétention de 50% de l'^{4}He.

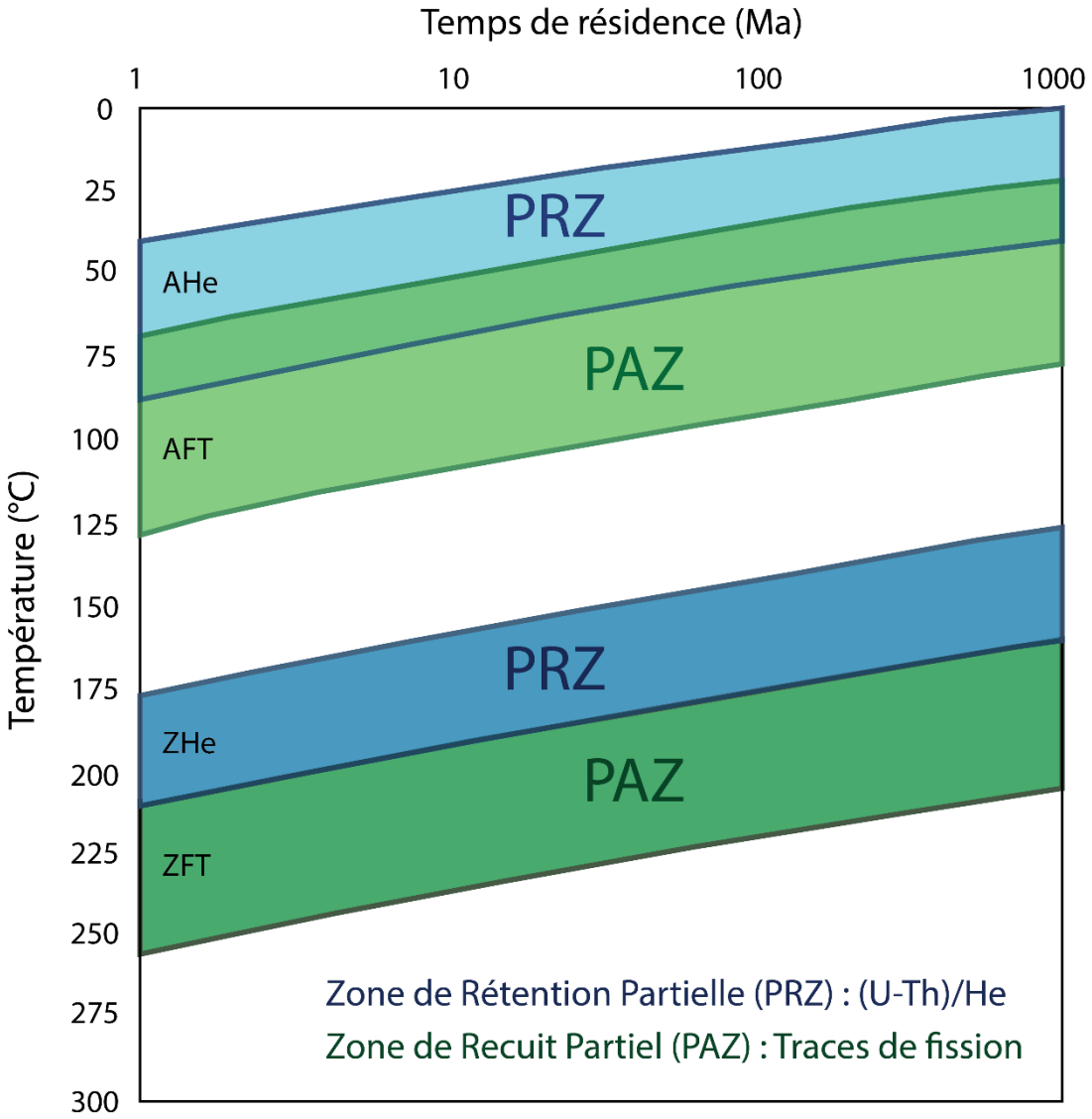


Fig. 4.9. Représentation des zones de recuit partiel (PAZ) et zones de rétention partielle (PRZ) des apatites et zircons, pour les méthodes traces de fission sur apatites (AFT) et (U-Th)/He (AHe) respectivement (d'après Wagner et Van den Haute, 1992 ; Brandon et Vance, 1992 ; Wolf et al., 1998 ; Farley, 2000 ; Reiners et al., 2004 ; Reiners et Brandon, 2006 ; Flowers et al., 2009). Ces intervalles de température évoluent selon le temps de résidence des échantillons passé dans ces zones.

4.2.5. Effet de la topographie sur les isothermes

Par ailleurs, les structures thermiques de la croûte peuvent être influencées par la topographie. Les systèmes (U-Th-Sm)/He et traces de fission sur apatite ont des températures de fermeture faibles. De ce fait, une topographie non plane a tendance à dévier les isothermes, qui tendent à mimer la surface topographique (Stüwe et al., 1994). Cet effet de la topographie est illustré sur la figure 4.10 (Reiners et Shuster, 2009) : des variations de grandes longueurs d'onde de la topographie, notamment à partir 8 km (Braun, 2002a) ont un effet sur les surfaces isothermes. A l'inverse, lorsque ces longueurs d'ondes topographiques sont faibles, les isothermes ne sont pas perturbées. La vitesse de refroidissement a aussi un impact sur l'emplacement des isothermes dans la croute : plus la vitesse est élevée, plus les isothermes ont tendance à remonter vers la surface et à se contracter.

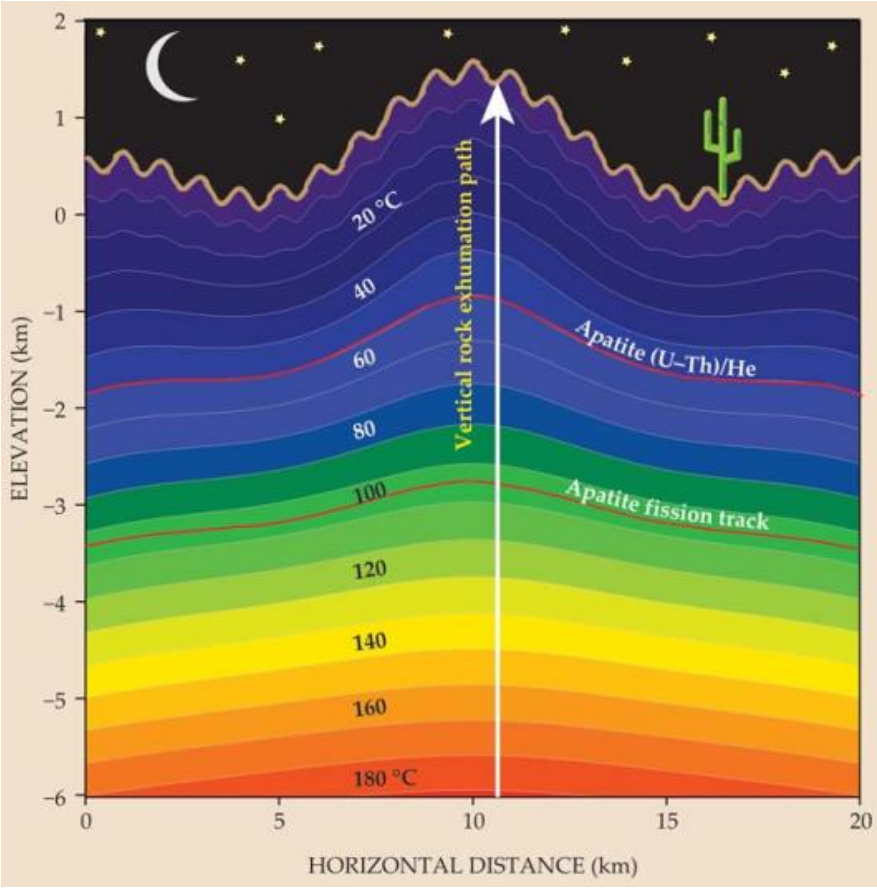


Fig. 4.10. Représentation en 2D des isothermes sous une topographie périodique à deux longueurs d'onde (Reiners et Shuster, 2009).

4.3. Outils méthodologiques

4.3.1. Le choix des thermochronomètres

Le choix des thermochronomètres à utiliser doit intégrer certains paramètres afin d'apporter la solution la plus adaptée au problème géologique posé. La question majeure dans cette étude est de déterminer quels sont les processus à l'origine du soulèvement récent des Andes australes, et plus précisément depuis le Néogène. C'est à partir de cette période que s'est mis en place le complexe plutonique du Fitz Roy étudié (~17 Ma, Ramirez de Arellano et al., 2012). Ce jeune massif acéré qui atteint aujourd'hui 3 405 m d'altitude, fait partie des plus hauts sommets des Andes australes. Au moment de sa formation, celui-ci se trouvait entre 8 et 14km de profondeur (Ramirez de Arellano, 2011). Pour caractériser l'histoire du refroidissement de ce massif après sa cristallisation et des roches encaissantes, au moment de leur passage dans la partie superficielle de la croute (<5km) et jusqu'à leur arrivée en surface, les méthodes des traces de fission sur apatite (AFT) et (U-Th)/He sur apatite (AHe) constituent les choix les plus pertinents. En effet, l'association de ces deux méthodes de thermochronologie de basse température, vont nous donner des renseignements avec plus de précisions sur les événements thermiques qui ont affecté le pluton et ses roches environnantes. Ces évènements sont enregistrés grâce aux apatites présentes dans les roches. Ces minéraux préservent, lors de leur passage dans la zone de recuit ou de rétention partiel(le), un nombre de traces de fission et un taux d'^{4}He respectivement, qui détermineront un âge de refroidissement pour chaque grain. Chacune des deux méthodes a sa propre température de fermeture, qui varie entre 90 et 130°C pour la méthode AFT et entre 60 et 90°C pour la méthode AHe.

4.3.2. Stratégie d'échantillonnage

Tout comme le choix des thermochronomètres, la stratégie d'échantillonnage dépend du problème à résoudre. L'utilisation de la thermochronologie permet de mettre en évidence les mouvements verticaux de la plaque continentale en réponse aux forçages internes (subduction, tectonique) et externes (érosion, transferts de charge sédimentaire). Dans notre étude, plusieurs stratégies d'échantillonnage ont été employées le long d'un transect de plus de 60km quasiment perpendiculaire à la chaîne, depuis le pluton du Fitz Roy au cœur de la chaîne, jusqu'aux séries détritiques situées sur le versant oriental. Cette stratégie consiste à prélever des échantillons le long de profils altitudinaux (e.g. Wagner et Reimer, 1972 ; Hurford, 1991 ; Fitzgerald et al., 1995 ; 1999 ; House et al.,1997 ; Reiners et al., 2002), et répartis dans les différents domaines morpho-structuraux de la zone d'étude, sur quatre secteurs : au cœur du massif du Fitz Roy, et dans les chaînes du Cerro Pyramide, de Kaikén Aike et de Puesto El Alamo (Fig. 4.11).

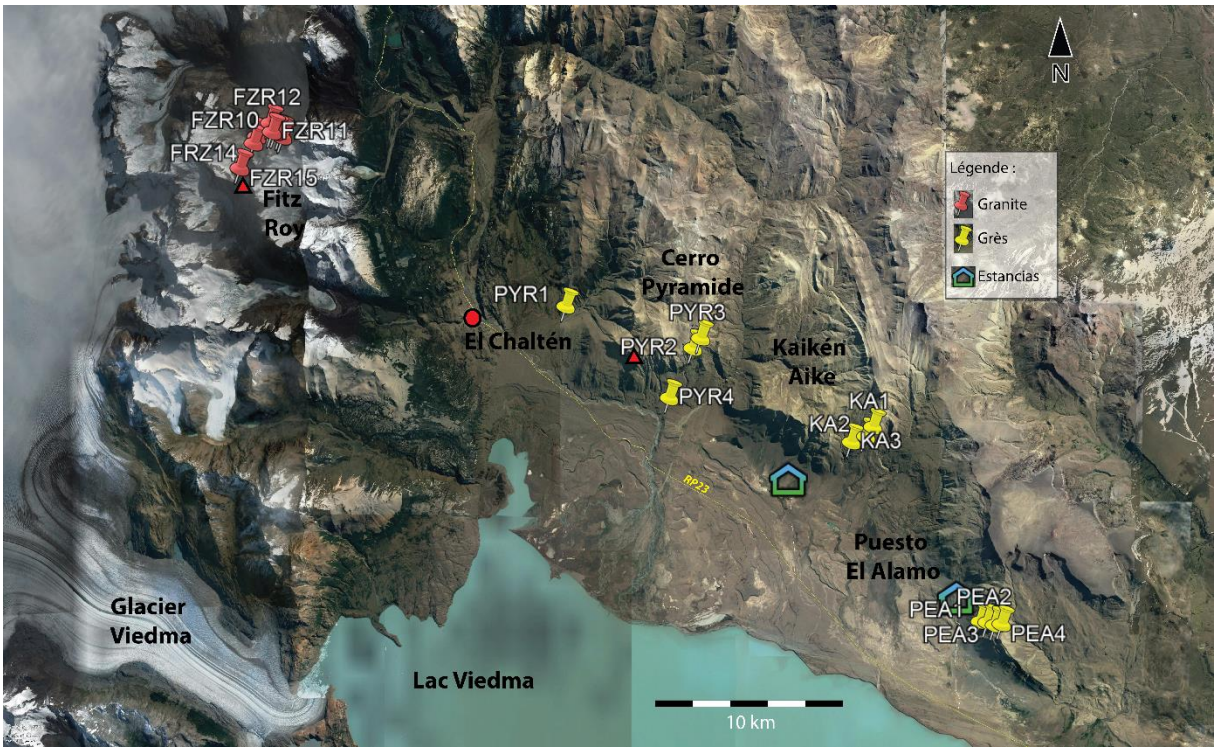


Fig. 4.11. Localisation des échantillons collectés en vue d'analyse AFT et AHe. Les points rouges correspondent aux échantillons de granites issus du massif du Fitz Roy et les points jaunes correspondent aux de grès de l'avant-pays. Le village El Chaltén se trouve à 400 m d'altitude au pied du massif du Fitz Roy.

Des profils subverticaux ont donc été réalisés depuis la base et vers le sommet des montagnes étudiées. On parle plutôt de profils sub-verticaux et non verticaux car ces derniers ne sont réellement possibles que dans le cas des profils en forages (e.g., Brown et al., 2002). L'objectif est de voir, à partir aux données thermochronologiques issues de ces profils, comment évolue le refroidissement de cette région. Cela permettra de déterminer des vitesses d'exhumation à partir de la relation âge-altitude et d'un gradient géothermique défini afin de reconstituer l'histoire géologique passée. L'idée initiale était de collecter au moins quatre échantillons par profil, tous les 200-250m sur environ 1000m de dénivelé dans la mesure du possible, ce qui s'est révélé finalement être plus compliqué que prévu.

Une première série d'échantillons a été réalisé dans le massif granitique du Fitz Roy d'âge Miocène inférieur (Fig. 4.12.A-E). L'échantillonnage dans ce secteur a nécessité l'accompagnement d'un guide de haute montagne et de 5 jours passé en altitude. Tous les échantillons constituant cette série sont notés FZR. Un profil subvertical de 3 échantillons (FZR13, FZR14 et FZR15) a été réalisé dans les granites autour du Glacier Nord du Fitz Roy, n'atteignant au final que 500m d'altitude (Fig. 4.12.E). Ces échantillons ont été ramenés à l'aide d'une luge. Un autre profil subhorizontal (Fig. 4.12.D) contenant 3 échantillons (FZR10, FZR11 et FZR12) a été réalisé afin de voir s'il y a un changement latéral dans les données thermochronologiques et ainsi voir s'il y a eu un basculement au moment de la surrection du massif. Les profils horizontaux correspondent à des échantillonnages selon le même niveau stratigraphique, et permettent de mettre en évidence des taux de dénudation différentiels résultant aussi de l'activité de failles ou de plissements, ayant une influence sur

l'enfouissement et l'exhumation des roches. Deux autres échantillons de granites ont été collectés lors d'une mission en 2014 menée par Christian Sue, entre le Lago de los Tres et le glacier sous l'Aiguille Guillaumet, et peuvent être corrélés à ces deux profils.

Trois autres profils subverticaux ont été réalisés dans les grès du Crétacé de la chaîne plissée, le long de la rive Nord du Lac Viedma (Fig. 4.13). Ce type d'échantillonnage selon différents niveaux stratigraphiques a été réalisé afin de quantifier l'exhumation et un éventuel enfouissement sédimentaire. Le premier profil a été effectué sur les pentes du Cerro Pyramide et s'étend sur 765m, contenant 4 échantillons (PYR1, PYR2, PYR3 et PYR4) répartis sur différents versants du massif (Fig. 4.13.A-D). Le second profil a été réalisé dans le massif de Kaikén Aike sur 470m de dénivelé, contenant uniquement 3 échantillons (KA1, KA2 et KA3 ; Fig. 4.13.E-F). Le dernier profil se trouve dans les hauteurs de l'Estancia Puesto El Alamo et contient 4 échantillons parfaitement alignés selon un axe vertical et répartis sur 521m de hauteur (PEA1, PEA2, PEA3 et PEA4 ; Fig. 4.13.G-H). Concernant les âges de formation, l'échantillon PYR1 correspond à un grès de la Formation Rio Mayer (Crétacé inférieur : Berriasien à Barrémien). Les autres échantillons de la série PYR et tous ceux de la série KA sont des grès de la Formation Lago Viedma (Crétacé inférieur-Crétacé supérieur : Aptien à Cénomanien). La série PEA est constituée de grès de la Formation Puesto El Alamo (Crétacé supérieur : Cénomanien à Coniacien).

Au final, 19 échantillons ont été prélevés dans les différents domaines structuraux de la zone étudiée, sur 60 km dans une direction WNW-ESE : 8 échantillons de granites et 11 échantillons de grès. On a prélevé des blocs de roches suffisamment gros pour avoir plus de chance d'obtenir des apatites : ~6kg par échantillon de granite, et ~8kg par échantillon de grès car ces derniers proviennent de l'érosion des massifs environnants et auront moins d'apatites que les granites. On choisit de préférence des grès moyens à grossiers pour trouver des apatites. Tous les échantillons ont été répertoriés à partir de leurs coordonnées GPS et le détail de ces données figure dans le Tableau 4.2. Les échantillons sont aussi représentés sur la carte géologique et la coupe géologique, présentée plus en amont dans le Chapitre 3.

Numéro d'échantillon	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Lithologie	Unité et âge (Ma)
Granites					
Profil Col NE de l'Aiguille Guillaumet					
FZR3	49°15,396'S	73°01,588'W	2059	Granite	Granite intrusif du Fitz Roy – Burdigalien (Miocène inf.)
FZR4	49°15,301'S	73°01,685'W	1890	Granite	Granite intrusif du Fitz Roy – Burdigalien (Miocène inf.)
Profil sous l'Aiguille Guillaumet					
FZR10	49°15,255'S	73°01,912'W	1780	Granite	Granite intrusif du Fitz Roy – Burdigalien (Miocène inf.)
FZR11	49°15,230'S	73°02,077'W	1840	Granite	Granite intrusif du Fitz Roy – Burdigalien (Miocène inf.)
FZR12	49°14,958'S	73°02,181'W	1765	Granite	Granite intrusif du Fitz Roy – Burdigalien (Miocène inf.)
Profil Glacier Nord du Fitz Roy					
FZR13	49°15,319'S	73°02,839'W	1410	Granite	Granite intrusif du Fitz Roy – Burdigalien (Miocène inf.)
FZR14	49°15,518'S	73°02,955'W	1530	Granite	Granite intrusif du Fitz Roy – Burdigalien (Miocène inf.)
FZR15	49°16,292'S	73°03,410'W	1910	Granite	Granite intrusif du Fitz Roy – Burdigalien (Miocène inf.)

Numéro d'échantillon	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Lithologie	Unité stratigraphique
Grès					
Profil Cerro Pyramide					
PYR1	49°20,189'S	72°49,232'W	525	Grès fin/moyen	Formation Rio Mayer – Berriasien - Barrémien (Crétacé inf.)
PYR2	49°21,418'S	72°43,544'W	875	Grès fin/moyen	Formation Lago Viedma – Aptien à Cénomanien (Crétacé inf. – sup.)
PYR3	49°21,131'S	72°43,214'W	1127	Grès fin/moyen	Formation Lago Viedma – Aptien à Cénomanien (Crétacé inf. – sup.)
PYR4	49°22,868'S	72°44,572'W	362	Grès fin/moyen	Formation Lago Viedma – Aptien à Cénomanien (Crétacé inf. – sup.)
Profil Kaikén Aike					
KA1	49°23,692'S	72°35,517'W	1122	Grès moyen	Formation Lago Viedma – Aptien à Cénomanien (Crétacé inf. – sup.)
KA2	49°23,972'S	72°35,791'W	895	Grès moyen	Formation Lago Viedma – Aptien à Cénomanien (Crétacé inf. – sup.)
KA3	49°24,146'S	72°36,425'W	652	Grès moyen	Formation Lago Viedma – Aptien à Cénomanien (Crétacé inf. – sup.)
Profil Puesto El Alamo					
PEA1	49,49010°S	72,50885°W	483	Grès fin/moyen	Formation Puesto El Alamo – Cénomanien à Coniacien (Crétacé sup.)
PEA2	49,49007°S	72,50433°W	647	Grès fin/moyen	Formation Puesto El Alamo – Cénomanien à Coniacien (Crétacé sup.)
PEA3	49,49102°S	72,49961°W	848	Grès moyen/grossier	Formation Puesto El Alamo – Cénomanien à Coniacien (Crétacé sup.)
PEA4	49,49015°S	72,49531°W	1004	Grès moyen/grossier	Formation Puesto El Alamo – Cénomanien à Coniacien (Crétacé sup.)

Tab. 4.2. Localisations, lithologies et âges stratigraphiques des échantillons utilisés pour les datations par traces de fission et par (U-Th)/He. Les coordonnées géographiques sont dans le système de référence WGS84.

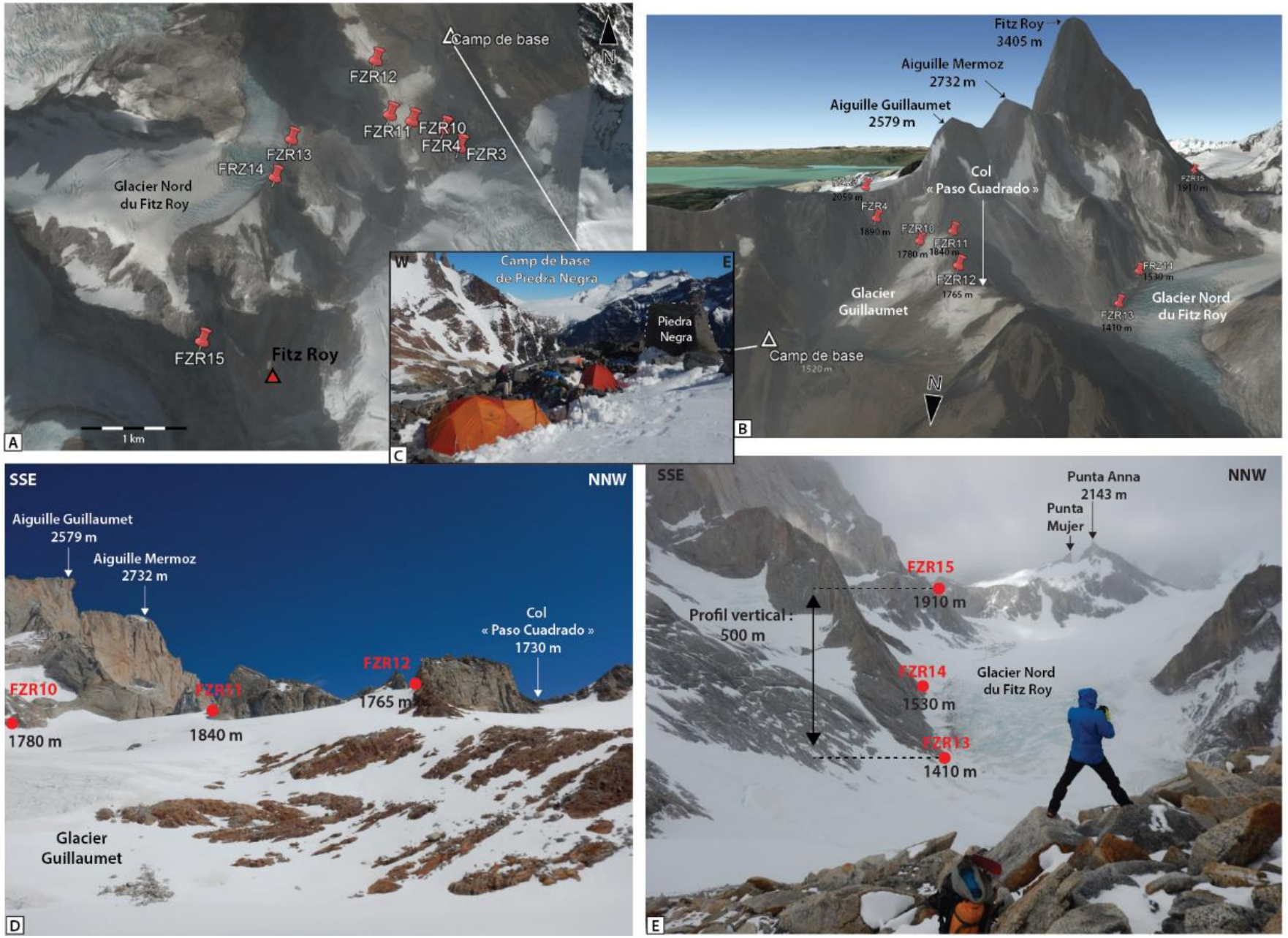

Camp de base
N
FZR12
FZR11
FZR10
FZR4
FZR3
FZR13
FRZ14
Glacier Nord
du Fitz Roy
FZR15
Fitz Roy
1 km
A
W
Camp de base
de Piedra Negra
E
Piedra
Negra
C
Fitz Roy
3405 m
Aiguille Mermoz
2732 m
Aiguille Guillaumet
2579 m
Col
« Paso Cuadrado »
FZR4
1890 m
FZR10
1780 m
FZR11
1840 m
FZR12
1765 m
Glacier
Guillaumet
FZR14
1530 m
Glacier Nord
du Fitz Roy
FZR13
1410 m
Camp de base
1520 m
N
B
SSE
NNW
Aiguille Guillaumet
2579 m
Aiguille Mermoz
2732 m
Col
« Paso Cuadrado »
1730 m
FZR12
1765 m
FZR10
1780 m
FZR11
1840 m
Glacier
Guillaumet
D
SSE
NNW
Punta Anna
2143 m
Punta
Mujer
FZR15
1910 m
Profil vertical :
500 m
FZR14
1530 m
Glacier Nord
du Fitz Roy
FZR13
1410 m
E

Fig. 4.12. A) Localisation des échantillons de granites. **B)** Représentation 3D des échantillons sur le massif (Google Earth). **C)** Photo du camp de base de Piedra Negra situé en bas du Glacier Guillaumet. **D)** Echantillons FZR10, FZR11 et FZR12 constituant un profil subhorizontal (75 m d'écart entre FZR12 et FZR11). **E)** Profil vertical composé des échantillons FZR13, FZR14 et FZR15, issus d'affleurements situés sur le bord du Glacier Nord du Fitz Roy.

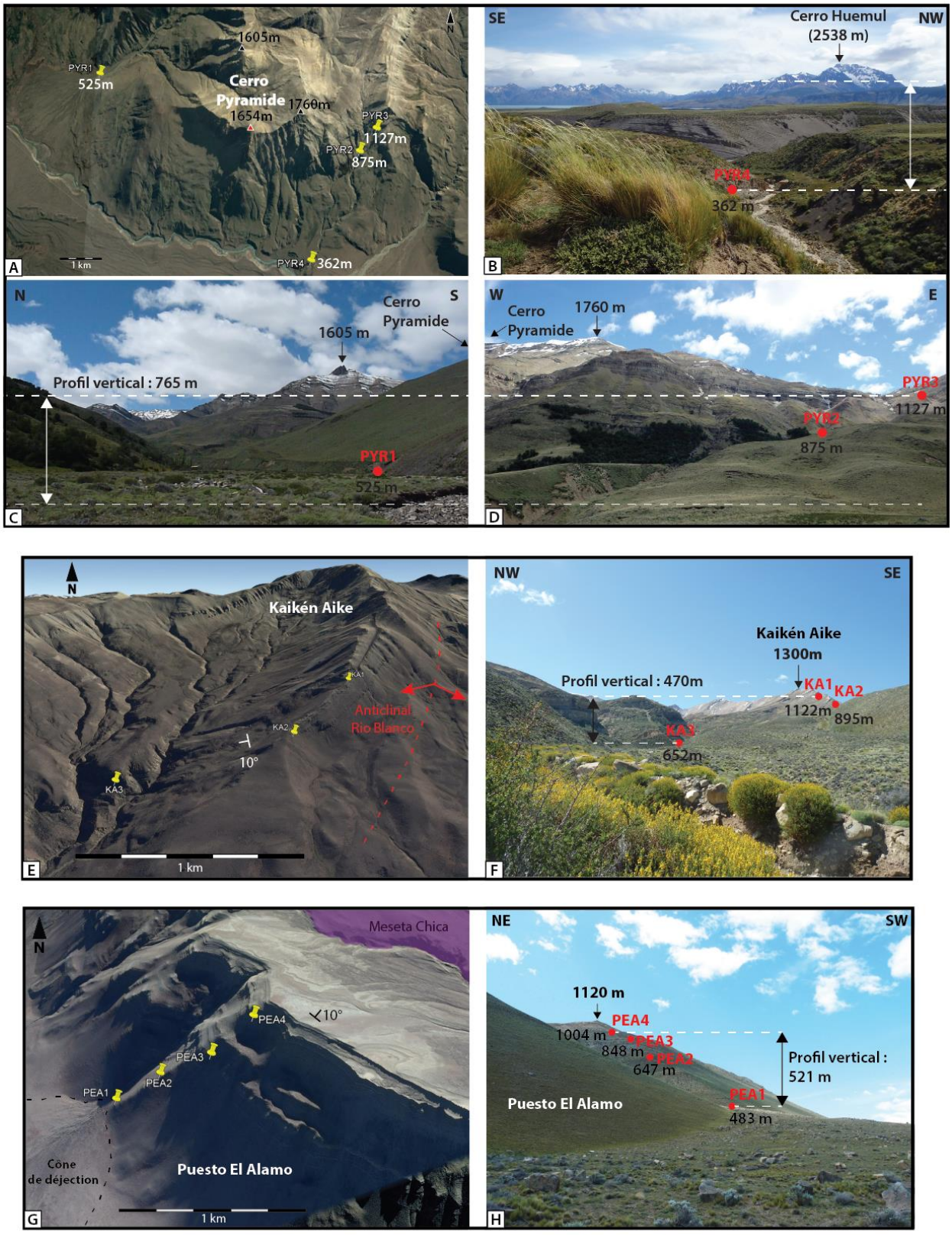


Fig. 4.13. A) Localisation des échantillons de grès du Cerro Pyramide. **B) C)** et **D)** Photos représentant le profil vertical du Cerro Pyramide. **E)** Localisation des échantillons de grès sur le massif de Kaikén Aike, situés sur le flanc long de l'anticlinal Rio Blanco. **F)** Photo montrant le profil vertical de Kaikén Aike. **G)** Localisation des échantillons de Puesto El Alamo, situé sous la coulée de lave de la Meseta Chica. **H)** Profil vertical de Puesto El Alamo.

4.3.3. Préparation des échantillons

Après que les échantillons de grès et de granites aient été collectés sur le terrain, ces derniers ont été envoyés en France par avion. Tous les échantillons ont suivi un protocole de tri physico-chimique classique au sein du Laboratoire d'ISTerre (Institut des Sciences de la Terre) à Grenoble. Ils ont d'abord été cassés à la masse et réduits à une taille de moins de 10cm, pour pouvoir rentrer dans la machine dans laquelle ils ont été broyés. Après le broyage, la poudre obtenue a été tamisée et sélectionnée selon une granulométrie choisie entre ~60 et 200µm, grâce à une table à secousse. Puis une séparation magnétique (Frantz) a permis d'isoler la fraction magnétique (oxydes, biotites) de la fraction non-magnétique contenant des apatites. Une séparation densimétrique à partir de liqueurs denses (hétéropolytungstate de lithium nommé LST et diiodométhane) a permis de séparer dans cette fraction non-magnétique, les fractions denses contentant les apatites et zircons, des fractions légères contenant les cristaux de quartz et de feldspath. La fraction non-magnétique dense, ayant une densité comprise entre 2,9 et 3,3, contient la majorité des apatites à analyser. Cette fraction a été stockée dans des tubes et isolée de la fraction ayant une densité supérieure à 3,3, qui contient les zircons (densité de 3,9-4,8).

Une fois que tout le tri physico-chimique ait été effectué, j'ai commencé mon travail de thermochronologie avec un tri manuel des apatites à la loupe binoculaire, au Laboratoire ISTerre à Grenoble et au Laboratoire GEOPS (Géosciences Paris Sud) à Orsay. Les deux méthodes de thermochronologie basse-température qui ont été utilisées au cours de cette thèse, sont décrites en deux parties distinctes ci-après en reprenant les grandes lignes pour comprendre mon travail. Ces méthodes de datation sont largement détaillées dans différents articles et livres tels que Reiners et Ehlers (2005) pour l'ensemble des techniques de thermochronologie de basse température ; et plus spécifiquement pour la méthode AFT par : Fleischer (1975), Wagner et Van den haute (1992), Gallagher et al. (1998) et Malusà et Fitzgerald (2018) ; et pour le système (U-Th)/He sur apatite par : Farley (2000), Reiners et al. (2004), Gautheron et al. (2009). Une description sur l'acquisition des données et sur le travail que j'ai pu réaliser en laboratoire est ensuite présentée.

4.4. Méthode de datation (U-Th-Sm)/He sur apatite

4.4.1. Historique

C'est en 1855 que les bases théoriques des phénomènes de diffusion ont été établies par Fick, exprimant un flux d'atomes dans une direction donnée du cristal. Plus tard, Rutherford (1905) propose d'utiliser la production d'^{4}He au cours des chaînes de

décroissances radioactives de l'uranium, du thorium, puis du samarium comme un géochronomètre. En 1954, Hurley comprend que la diffusion des isotopes fils est à l'origine de la perturbation, voire de la remise à zéro des géochronomètres. Zeitler et al. (1987) expliquent que les âges obtenus relativement jeunes sont liés à l'histoire du refroidissement des minéraux à travers des températures relativement faibles. Dans les années 80, des premières expériences de diffusion de l'hélium dans l'apatite ont permis d'estimer la température de fermeture autour de 105 ± 30°C (Zeitler et al., 1987 ; Lippolt et al., 1994), à partir des équations de Dodson (1973), et d'une vitesse de refroidissement de 10°C/Ma.

Plusieurs études ont ensuite été menées pour avoir plus de précisions sur les paramètres de diffusion de l'hélium dans l'apatite. Cette diffusion suit une loi linéaire pour des températures inférieures à ~300°C et elle dépend principalement de la taille du grain et de la vitesse de refroidissement. Gautheron et al. (2013) ont montré que la diffusion de l'hélium dépend aussi de la chimie du grain. Par ailleurs, les défauts de recul produits par les chaînes de désintégration de l'uranium et du thorium durant l'émission de particules α (α-recoil damage), modifieraient les propriétés de diffusion de l'hélium au cours du temps. Gautheron et al. (2009) proposent que le recuit de ces dommages de recul α pourrait être un phénomène important dans le cas d'un refroidissement lent des roches. Au contraire, dans le cas d'un refroidissement rapide ou pour des échantillons ayant de faibles quantités d'uranium et de thorium, l'effet de ces défauts peut être négligé car cela n'aura pas d'impacts sur l'âge AHE. Ces défauts cicatrisent avec la température, et la vitesse de cicatrisation dépend de la chimie du grain. La température de fermeture (Tc) du système AHE a été ramenée à 75°C ± 15°C (Wolf et al., 1996 ; Farley, 2000). La méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite devient alors un outil puissant utilisé pour déterminer l'histoire du refroidissement des roches lorsqu'elles arrivent dans la partie superficielle de la croûte terrestre, vers 3 km de profondeur (Farley et al., 1996 ; Farley, 2000 ; Elhers et al., 2001 ; Elhers et Farley, 2003 ; Stockli, 2005).

Cette méthode de datation à partir de la diffusion de l'hélium a été utilisée sur d'autres minéraux accessoires, tels que (en allant des températures de fermeture les plus fortes aux plus faibles): le grenat (Dunai et Roselieb, 1996 ; Roselieb et al., 2006), le rutile (Wolfe, 2009 ; Cherniack et Watson, 2011), la magnétite (Blackburn et al., 2007), la monazite (Farley et Stockli, 2002 ; Farley, 2007), le zircon (Reiners et al., 2002, 2004 ; Reiners, 2005 ; Hourigan et al., 2005 ; Farley, 2007 ; Cherniak et al., 2009 ; Bengtson et al., 2012 ; Ketcham et al., 2013), la titanite (Reiners et Farley, 1999 ; House et al., 2000 ; Stockli et Farley, 2004 ; Cherniack et Watson, 2011), ou encore la goethite (Shuster et al., 2005). Les développements analytiques ont persisté et des études récentes continuent encore d'améliorer la compréhension de ce système thermochronométrique (Ault et Flowers, 2012 ; Gautheron et al., 2012). La méthode (U-Th)/He sur apatite est aujourd'hui largement employée dans tous les types de contextes géodynamiques, afin de reconstruire les histoires thermiques (pour des températures inférieures à 100°C) des roches et reconstituer les mouvements verticaux qu'elles ont subis.

4.4.2. Principe de datation

4.4.2.1. Calcul de l'âge AHe

Il existe 10 radionucléides émetteurs de particule α (^{4}He), qui sont : ^{144}Nd, ^{147}Sm, ^{148}Sm, ^{152}Gd, ^{174}Hf, ^{186}Os, ^{190}Pt, ^{232}Th, ^{235}U, ^{238}U. Parmi eux, seules les chaînes radioactives ^{238}U, ^{235}U,

^{232}Th et ^{147}Sm produisent de l'^{4}He en quantité significative dans les minéraux (Fig. 4.3). Les autres émetteurs alpha sont négligeables car ils présentent soit des abondances extrêmement faibles, soit une durée de vie extrêmement courte. La méthode de datation (U-Th-Sm)/He est donc basée sur la quantification d'éléments pères (uranium, thorium et samarium) au cours de la désintégration radioactive, et sur la quantification d'^{4}He produits par ces quatre chaînes de désintégration au sein du minéral. L'^{4}He diffuse dans le minéral hôte en fonction de la température. Cette diffusion de l'^{4}He produit dans l'apatite est relativement simple et suit un comportement de type Arrhenius (e.g. Dodson, 1973 ; Braun et al., 2006) qui décrit la variation de la vitesse d'une réaction chimique en fonction de la température :

$$D = D_0 . e^{\left(\frac{-Ea}{R.Tc}\right)}$$

Dodson (1973) est le premier à avoir décrit le principe de température de fermeture (Tc) au-dessus de laquelle les électrons et les atomes légers (hélium) sont mobiles et se diffusent dans la structure du minéral, selon le coefficient de diffusion D_o. L'équation de la température de fermeture est la suivante :

$$T_c = \frac{R}{E_a . \ln\left(A . \tau . \frac{D_o}{a^2}\right)}$$

Avec :
- D : coefficient de diffusion (m^2 an^{-1})
- D_o : coefficient de diffusion à une température infiniment élevée (m^2 an^{-1})
- E_a : énergie d'activation ($kJ.mol^{-1}$)
- R : constante des gaz parfaits (8,314 $J.mol^{-1}.K^{-1}$)
- Tc : température de fermeture (K)
- A : facteur géométrique du grain
- τ : temps caractéristique dépendant de la vitesse de refroidissement pendant lequel le coefficient de diffusion D diminue
- a : rayon du domaine de diffusion du grain considéré comme sphérique (m)

Les paramètres E_a, D_o et a varient selon la structure, la composition chimique et les défauts du minéral (e.g. Djimbi et al., 2015).

La quantité d'élément fils sera fonction du temps et de la quantité d'élément père disponible. Cela nous permet de calculer un taux de production d'He actuel et déduire un âge de fermeture du système hélium. Les constantes de désintégration (λ) et les demi-vies ($\tau_{1/2}$) pour chaque isotope père sont également indiquées.

- **^{238}U => ^{206}Pb + 8 α** (λ_{206} = 0,155125.10^{-9} an^{-1} ; $\tau_{1/2}$ = 4,47 Ga)

- **^{235}U => ^{207}Pb + 7 α** (λ_{207} = 0,98485.10^{-9} an^{-1} ; $\tau_{1/2}$ = 0,7 Ga)

- **^{232}Th => ^{208}Pb + 6 α** (λ_{208} = 0,049475.10^{-9} an^{-1} ; $\tau_{1/2}$ = 14,01 Ga)

- **^{147}Sm => ^{143}Nd + 1 α** (λ_{143} = 6,539.10^{-12} an^{-1} ; $\tau_{1/2}$ = 106 Ga)

La désintégration de ces éléments au cours des temps géologiques va entrainer l'accumulation d'^{4}He dans le grain d'apatite. Etant donné qu'il n'y a pas de quantité significative d'^{4}He initialement dans le grain, on considère que tout l'^{4}He mesuré provient de ces réactions de décroissance radioactive. Ainsi, en mesurant le rapport entre les éléments

radioactifs U, Th et Sm, et l'^{4}He radiogénique, on peut obtenir un âge de fermeture du système chronométrique AHe, âge depuis lequel le système émet des particules α. Il est fréquent que le samarium ne soit pas dosé lors des analyses. Celui-ci est en plus grande quantité que l'uranium ou le thorium dans l'apatite, mais son faible taux de production d'^{4}He rend sa mesure facultative. En effet, un seul alpha est produit lors de sa désintégration, et la constante de désintégration λ_{143} du samarium est très faible.

La quantité d'^{4}He accumulée au cours du temps est estimée à partir des concentrations en ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th et ^{147}Sm du grain, et permet ainsi de déterminer l'âge. La formule permettant de déterminer la quantité en élément fils est la suivante :

$$[^{4}He] = 8.[^{238}U].(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7.[^{235}U].(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6.[^{232}Th].(e^{\lambda_{232}t} - 1) + [^{147}Sm].(e^{\lambda_{147}t} - 1)$$

Où ^{4}He, ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{147}Sm sont les quantités des isotopes mesurées dans l'échantillon à l'actuel ; t est l'âge ; et λ_{238}, λ_{235}, λ_{232} et λ_{147} sont les constantes de désintégration des isotopes ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th et ^{147}Sm respectivement.

La signification de l'âge n'est valide que si la composition initiale en ^{4}He est nulle, et si la quantité en U et Th n'est ni trop grande pour éviter la destruction du réseau cristallin, ni trop faible pour éviter d'avoir une quantité insuffisante d'^{4}He à mesurer.

Les concentrations en ^{238}U et le ^{235}U présentent un rapport constant sur une durée de 100 Ma, qui est :

$$\frac{[238U]}{[235U]} = 137,88$$

L'âge peut alors être obtenu selon l'équation suivante :

$$[^{4}He] = 8.[^{238}U].(e^{\lambda_1 t} - 1) + 7.\frac{[238U]}{137,88}.(e^{\lambda_2 t} - 1) + 6.[^{232}Th].(e^{\lambda_3 t} - 1) + [^{147}Sm].(e^{\lambda_4 t} - 1)$$

4.4.2.2. Facteur géométrique FT

La méthode AHe est précise mais certaines causes d'incertitudes peuvent avoir une influence importante sur la détermination de l'âge thermochronométrique. Il est donc nécessaire de prendre en considération ces phénomènes dans le calcul de l'âge, qui sont les suivants :

- Les apatites sont des minéraux habituellement riches en uranium et thorium, mais ils doivent en contenir suffisamment pour produire assez d'^{4}He mesurable en laboratoire.

- La taille et la forme du grain sont aussi des paramètres à prendre en compte. En effet, lors des réactions de désintégration, l'^{4}He subit une éjection avec une énergie cinétique Ec comprise entre 3,98 et 8,7 MeV, qui lui permet de se propager à travers le minéral. Cette particule α traverse le réseau cristallin de l'apatite sur une certaine distance d'éjection, nommée distance d'arrêt « stopping distance », qui est de 5,93 µm ; 18,81 µm ; 21,80 µm et 22,25 µm pour les éléments ^{147}Sm, ^{238}U, ^{235}U et ^{232}Th respectivement (Tableau 4.3 ; Farley et al., 1996 ; Farley et Stockli, 2002 ; Ketcham et al., 2011). A l'intérieur d'un cristal d'apatite, la

distribution spatiale d'^{4}He n'est pas homogène : il existe des variations de concentration entre le cœur et les bordures du cristal (Fig. 4.14) :

- L'hélium contenu au cœur du cristal d'apatite a toutes les chances de rester dans le grain : il s'agit du phénomène de rétention.
- En revanche, il est possible dans certains cas, que l'énergie soit trop importante et que les éléments radiogéniques ^{4}He produits sur les bordures du grain, soient éjectées hors du minéral (Farley, 2000) : on parle d'éjection. Il en résulte alors une perte en ^{4}He.
- Il est également possible d'avoir au contraire une implantation de particule d'^{4}He provenant d'autres grains riches en U-Th (zircon) et suffisamment proche de l'apatite lors de l'éjection. Ce phénomène peut devenir non négligeable si l'apatite est pauvre en U-Th (Gautheron et al., 2012). Ces effets d'implantation ne sont pour autant pas pris en compte car ils seraient le plus souvent peu significatifs.
- L'inclusion de minéraux riches en U-Th (comme les zircons) dans les apatites est un autre phénomène qui participe à la production d'^{4}He dans l'apatite. En effet, les inclusions ne sont pas dissoutes lors de l'attaque chimique utilisée pour les apatites afin de mesurer la concentration en U, Th et Sm au spectromètre de masse. L'âge AHe est par conséquent surévalué pour les grains présentant des inclusions. Il est donc très important de choisir les grains à dater avec précaution.

Ces quatre situations (rétention, éjection, implantation et inclusion) sont présentées dans la figure 4.14.

Distance d'arrêt dans une apatite (µm)			
147Sm	**238U**	**235U**	**232Th**
5,93	**18,81**	**21,8**	**22,25**

Tab. 4.3. Distance d'arrêt (« Stopping distance ») des éléments ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th et ^{147}Sm pour l'apatite, d'après Ketcham et al. (2011).

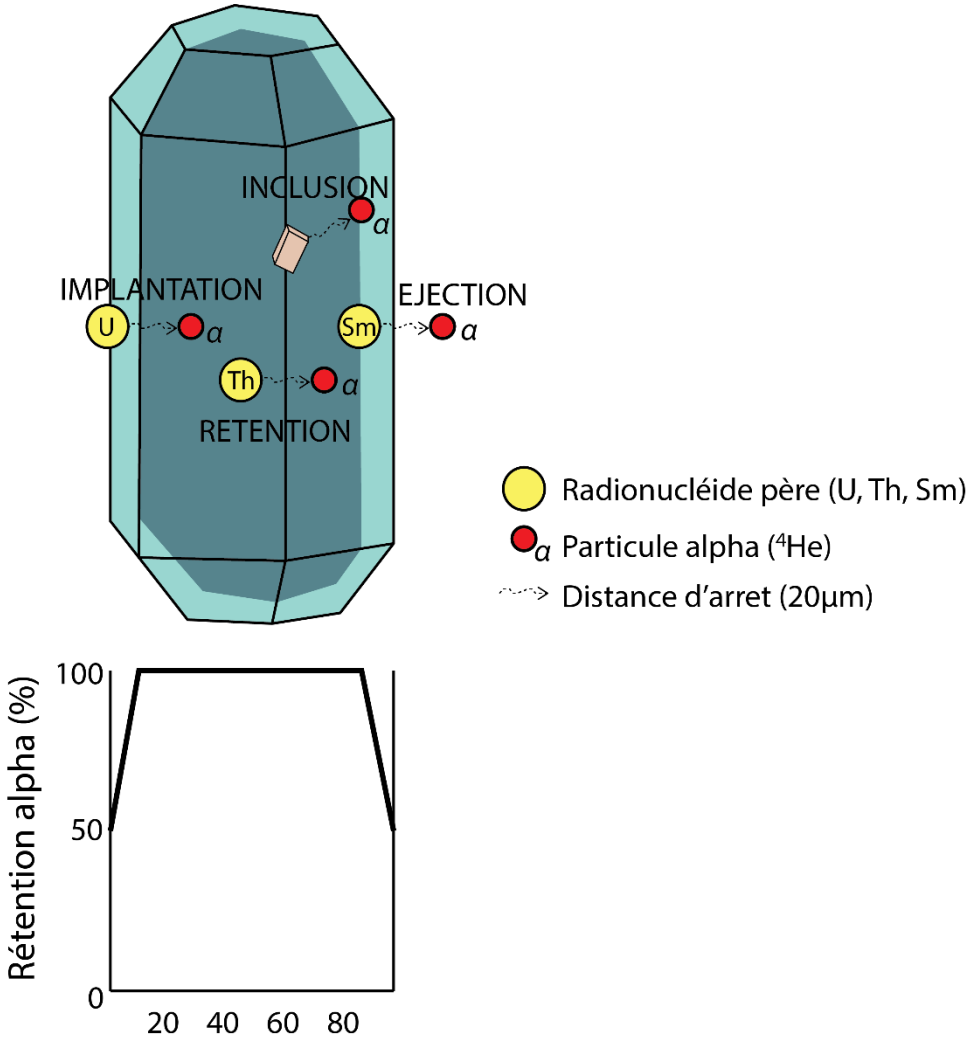


Fig. 4.14. Schéma d'un cristal d'apatite en 3D (modifié d'après Elhers et al., 2003), représentant la position que peut atteindre une particule d'^{4}He lors de la désintégration d'atomes d'uranium, de thorium et de samarium. Si ces atomes se situent au centre, la rétention d'^{4}He est totale. S'ils se trouvent sur les bords du grain, il peut y avoir une éjection hors du système cristallin. Si le grain d'apatite se trouve à proximité d'un autre minéral, tel qu'un zircon par exemple, il peut y avoir une implantation de particule α dans l'apatite. Il peut également y avoir des éjections de particule α au sein du système cristallin, lié à la présence d'inclusions (Wildman, 2015). Le diagramme du dessous représente la quantité d'hélium retenue selon la position initiale de l'élément père au sein du cristal (Farley et al., 1996 ; Farley, 2002).

Afin de prendre en compte les effets d'éjection, une correction sur la quantité de particules émises est appliquée via le facteur FT. On suppose que les éléments pères soient distribués de manière homogène dans le grain, le paramètre FT va estimer la proportion d'^{4}He perdue par éjection. Ce facteur est basé sur la géométrie du grain (longueur, largeur et épaisseur) et sur le rapport U/Th (Farley et al., 1996 ; Farley, 2000). Chaque grain individuel daté est corrigé en divisant l'âge mesuré par son paramètre FT :

$$\text{Age corrigé} = \frac{\text{Age mesuré}}{\text{FT}}$$

Le facteur FT est compris entre 0 et 1 : plus ce facteur est faible, plus l'erreur sur la mesure est importante. Il existe plusieurs formules théoriques d'estimation de ce paramètre. La première, proposée par Farley et al. (1996), considérait un cristal de forme sphérique. Ketcham et al. (2011) ont ensuite proposé une nouvelle formule, valable pour un prisme hexagonal, qui est mieux adapté à l'apatite. La formule du facteur d'éjection FT est la suivante :

$$\text{FT} = 1 - \frac{3}{4}.\frac{\text{R}}{\text{Rs}} + \left[(0{,}2093 - 0{,}0465\text{Np}).\left(\text{W} + \frac{\text{T}}{\sqrt{3}}\right) + \left(0{,}1062 + \frac{0{,}2234\text{R}}{\text{R} + 6\left(\text{W}\sqrt{3} - \text{T}\right)}\right).\left(\text{L} - \text{Np}.\frac{\frac{\text{W}\sqrt{3}}{2} + \text{T}}{4}\right)\right].\frac{\text{R}^2}{\text{V}}$$

Où R est la distance d'arrêt de la particule dans la sphère (µm), V le volume du grain, L la longueur, W la largeur, T l'épaisseur, Np le nombre de pyramides formées dans le grain (2, 1 ou 0) et Rs le rayon sphérique qui correspond au rapport entre le volume du grain et la surface du grain.

En laboratoire, l'estimation du facteur FT est réalisée à l'aide du logiciel Qt_Ft (Flojt_windows.exe), reprenant cette formule (Gautheron et Tassan-Got, 2010 ; Ketcham et al., 2011), et il est téléchargeable sur le site suivant : http://hebergement.u-psud.fr/flojt/.

Cette correction (FT) et l'âge AHe sont fortement dépendants de la taille et de la forme du grain (présence ou non de faces cassées) (Beucher et al., 2013 ; Brown et al., 2013). Plus la taille du minéral à dater est importante, plus il y a de particules α retenues au sein du minéral, moins la correction sera importante. Il est donc nécessaire de sélectionner des minéraux suffisamment gros. Par ailleurs, des études récentes ont montré que cette correction dépendait fortement de la concentration en uranium et en thorium (Ketcham et al., 2011 ; Gautheron et al., 2012). D'autres paramètres influençant les âges AHe sont : la chimie du grain et l'histoire thermique (diffusion de l'He).

4.4.2.3. Zones de stabilité de l'hélium

Trois domaines de stabilité thermique de l'hélium dans l'apatite ont été définis, depuis la profondeur jusqu'en surface (Farley, 2000 ; Ehlers et Farley, 2003 ; Fig. 4.15) :

- Zone de non rétention (ZNR) : à une température supérieure à ~90°C, la diffusion de l'hélium est importante. L'hélium n'est donc pas conservé au sein de l'apatite.
- Zone de rétention partielle (ZRP) : l'intervalle de température de cette zone est compris entre ~60°C et ~90°C (Flowers et al., 2009). Seule une partie de l'hélium est stocké au sein du cristal, le reste n'est pas conservé.
- Zone de rétention totale (ZST) : en dessous ~60°C et jusqu'à la surface, le système est fermé, ce qui permet de conserver l'hélium au sein de l'apatite.

La zone de rétention partielle de l'hélium peut varier selon le temps de résidence de l'apatite à une température donnée et selon son taux de refroidissement.

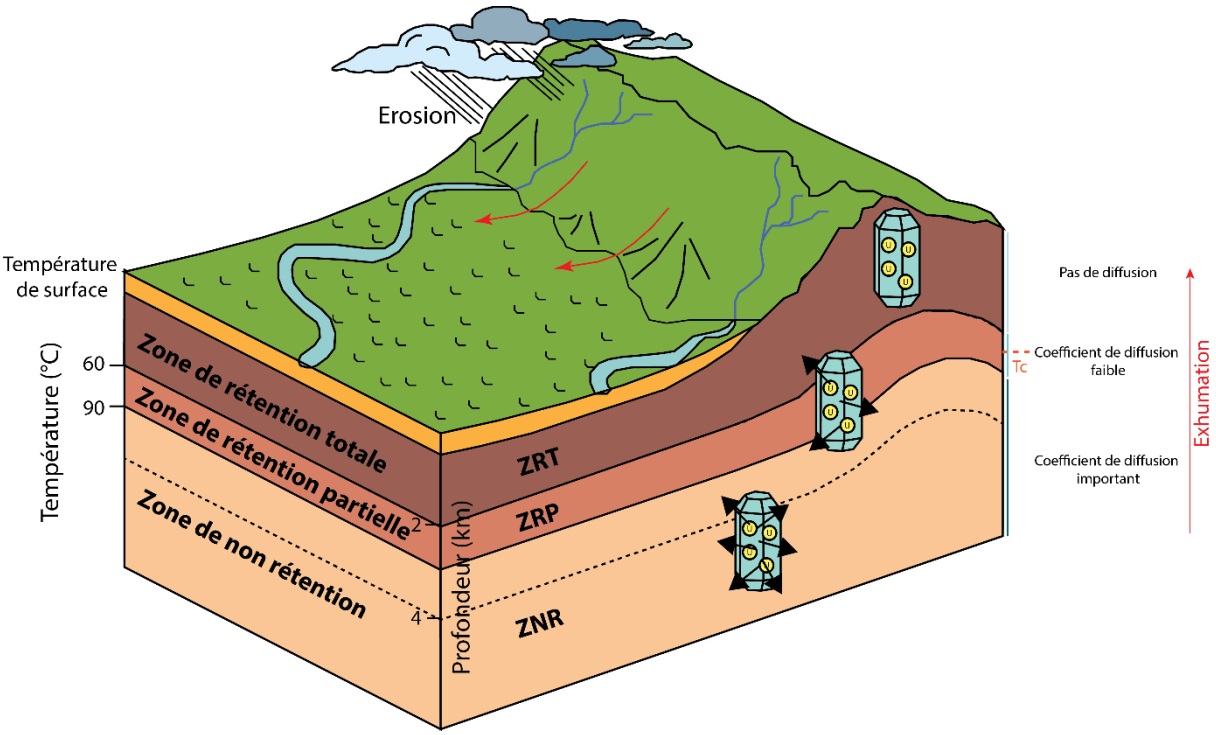


Fig. 4.15. Bloc diagramme représentant les zones de rétention de l'hélium dans les cristaux d'apatite (modifié d'après Gallagher et al., 1998 ; Ehlers et Farley, 2003). Le gradient thermique est de 30°/km.

4.4.3. Acquisition des données (U-Th-Sm)/He sur apatite

Après les phases de séparations magnétique et densimétrique, j'ai réalisé la phase « picking » à Orsay (Laboratoire Geops) et à Grenoble (Laboratoire ISTerre), consistant à trier les grains d'apatite manuellement et à ne sélectionner que des grains automorphes et ne présentant pas d'inclusions, pour obtenir à terme des âges AHe cohérents. Pour chaque échantillon, les grains versés dans un verre de pétri ont été observés à la loupe binoculaire (Fig. 4.16.A-E) et au microscope, et ont ensuite été mesurés et photographiés. Les critères de sélection des grains d'apatite pour la méthode AHe sont exposés ci-dessous :

- Le système cristallin de l'apatite correspond à un prisme hexagonal. Toutefois, lors de la sélection des grains à dater, il faut regarder si ces derniers comportent des faces cassées ou non, et si la forme est reconnaissable pour les grains issus de roches détritiques. Une appellation est donc donnée à chaque grain selon sa forme (Fig. 4.17) :
  - Bipyramidal parfait ou arrondi : 2PY (Fig. 4.17.1)
  - Une partie pyramidale et une partie cassée (Broken Face) : 1PY + 1BF (Fig. 4.17.2)
  - Deux faces tronquées : 2BF (Fig. 4.17.3)
  - Sans pyramides ou faces tronquées, la forme n'est pas reconnaissable : NP. C'est généralement le cas dans les grains issus des roches sédimentaires. Idéalement, on ne sélectionne pas ce type d'apatite, sauf si l'échantillon ne contient pas d'apatites subautomorphes.

- Une apatite est aussi reconnaissable par sa couleur. En lumière réfléchie, l'apatite est translucide avec une teinte blanchâtre (Fig. 4.16.C-D). En lumière polarisée, elle est souvent bleue, parfois jaunâtre ou rougeâtre (Fig. 4.16.G). L'extinction en lumière polarisée met en évidence une teinte dorée de l'apatite.

- Son relief est aussi un critère pour la reconnaitre : elle présente des zones sombres sur les bordures bien marquées.

- La taille des grains est un autre critère important : la taille minimale requise est de 60 µm pour éviter l'éjection d'une trop grande proportion d'hélium hors de l'apatite.

- Une apatite peut contenir des inclusions (Fig. 4.16.F) qui sont riches en uranium (élément père) et donc en ^{4}He (élément fils) et qui vont de ce fait fausser le résultat en augmentant l'âge AHe. Pour ne pas sélectionner des apatites contenant des inclusions, les grains sont inspectés minutieusement. L'extinction en lumière polarisée permet de distinguer ces inclusions : lorsque l'apatite devient noire, les inclusions présentes forment des petites taches claires (Fig. 4.16.F), du fait qu'elles n'ont pas la même cristallographie que l'apatite. Si le grain présente quatre extinctions totales sur un tour complet à 360°, alors on considère qu'il ne contient pas d'inclusions. Ces vérifications sont effectuées au départ à l'air libre, puis avec de l'éthanol, ce qui rend les inclusions encore plus visibles.

Lors de la phase de « picking », j'ai sélectionné à l'aide d'une aiguille une cinquantaine d'apatites, en prenant en compte tous ces critères. Une fois déposées sur la lame mince, on a choisi entre cinq et dix apatites (en cas de perte) ne présentant aucune inclusion, pour chaque échantillon. Ensuite, j'ai effectué les mesures de longueur (L), de largeur (W) et d'épaisseur (T) pour chaque grain sélectionné, à l'aide de graduations présentes dans la binoculaire et au grossissement x90. Une caméra était mise en place, reliant la binoculaire au logiciel de mesure Top View. Elle permettait ainsi de voir chaque grain avec plus de précision à l'écran de l'ordinateur, et de sauvegarder les images des apatites. Pour chaque grain d'apatite, j'ai défini leur morphologie : 2PY, 1PY + 1BF ou 2BF. Ces paramètres ont ensuite été traités sur le logiciel Qt_Ft (Fig. 4.18) afin d'estimer la valeur FT de chaque grain, utilisée pour corriger les résultats des effets de l'éjection de particules alpha. Le facteur de correction FT estimé pour chaque échantillon est présenté en annexe.

Après la phase de sélection et de mesure, des cylindres de platine d'1 mm de hauteur ont été positionnés dans des emplacements réalisés sur une lame mince enroulée d'un film de paraffine, à l'aide d'une aiguille (Fig. 4.16.H). Une fois les tubes de platine positionnés dans ces emplacements (Fig. 4.16.I), on pince une extrémité (Fig. 4.16.J), puis on place tous les tubes verticalement dans leurs emplacements, avec la partie pincée en bas et la partie ouverte en haut. J'ai déposé délicatement chaque grain d'apatite dans chaque tube (Fig. 4.16.K). Idéalement, 5 capsules (sous-échantillons) ont été réalisées par échantillons de roche, contenant chacune un grain d'apatite. Ce chiffre peut varier selon le nombre d'apatites disponibles. Une fois tous les grains placés dans les tubes de platine, on pince l'autre extrémité de la capsule, de manière que celle-ci soit totalement aplatie (Fig. 4.16.L-M). Enfin, on met chaque capsule dans un tube transparent étiqueté.

Chaque tube est ensuite positionné dans un porte-échantillon en cuivre de 25 emplacements, dans lequel sont aussi déposées deux capsules de standards Durango, qui servent de référence pour contrôler les étapes d'analyse. Ces standards ont été mis en capsule avec le même protocole de préparation exposé ci-dessus. Les macro-apatites Durango, issues de basaltes du Mexique, ont une taille généralement autour de 185µm. Ce sont donc des fragments de cette apatite qui ont été sélectionnés, présentant une forme aléatoire. De ce fait, leur taille et leur morphologie ne sont pas prises en compte. Cette apatite standard est datée à 31,4 ± 0,2 Ma (Green et al., 1985) et elle permet de valider l'âge de nos échantillons si on retrouve cet âge à 31 Ma (âge de référence) pour celle-ci.

La phase suivante, réalisée par l'équipe de recherche de Cécile Gautheron, consiste à dégazer les grains d'apatite en plusieurs étapes, la première permettant de mesurer la concentration de l'He et la seconde d'obtenir la teneur en U et Th. Les opérations sont quasiment toutes automatisées. Un premier palier dit ''au blanc'' mesure le taux d'hélium de départ sans les apatites. Puis, la première opération de dégazage des échantillons consiste à extraire l'hélium en chauffant à l'aide d'un laser (1050°C), et de mesurer sa concentration par spectrométrie de masse. Cette étape de dégazage s'opère en deux paliers de chauffe identiques (aussi appelé replicates) d'une durée de 30 minutes chacun. Chaque palier se réalise en 3 temps : extraction, purification et mesure de l'^{4}He de l'échantillon. Le premier palier permet d'extraire l'hélium de l'apatite, et l'autre permet de voir si le taux d'hélium est normal ou s'il est élevé à cause des inclusions d'oxydes ou de zircons (excès en He), qui seraient implantés dans le grain et non détectés durant la phase de ''picking''. La seconde opération de dégazage consiste à mesurer les concentrations en ^{238}U et ^{232}Th par ICP-MS (spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif). L'objectif à la fin est de retrouver, grâce à toutes ces étapes, l'âge à 31 Ma des deux standards d'apatite Durango, ce qui permettra de valider les âges obtenus pour chaque apatite de nos échantillons.

La dernière étape consiste à déterminer le facteur de correction FT. Pour cela, j'ai inséré les paramètres géométriques (longueur, largeur et épaisseur) et la morphologie de chaque grain d'apatite dans le logiciel Qt_Ft (Flojt_windows.exe), mis en place par Gautheron et Tassan-Got (2010) et Ketcham et al. (2011). Les paramètres « prisme hexagonal », « apatite » et « Th/U (1.0) » restent fixes. Seuls les paramètres géométriques (L), (W), et (T) varient d'un grain à l'autre et vont ainsi permettre de quantifier la masse (µg), de calculer le facteur de correction FT et le rayon sphérique (µm), qui s'affichent en bas du logiciel. La densité de l'apatite (3,20) et l'«He range» restent fixes.

J'ai donc effectué toutes ces mesures et traitements pour les échantillons KA3, FZR13, FZR14, FZR15 et FZR16 à Orsay. Après les premières analyses, les grains de ces échantillons ont révélé un taux d'hélium trop faible. Par conséquent, j'ai re-effectué la partie « picking » pour certains de ces échantillons en incluant cette fois 2 à 3 apatites par capsules. J'ai poursuivi la sélection des grains d'apatites des échantillons PEA1, FZR10, FZR11 et FZR12 à Grenoble, avec la même méthode (plusieurs apatites par capsule). Tous les échantillons de granites ont pu être analysés. En revanche, parmi les échantillons de grès, seuls 2 échantillons sur 11 ont été traités car la plupart des grès contenaient peu de grains d'apatites, dans lesquels de nombreuses inclusions ont été observées, empêchant la suite des analyses. Pour la prise de mesure, le principe était le même que celui appliqué à Orsay en utilisant un logiciel de mesure équivalent, le logiciel Stream Essentials, pour déterminer la taille des grains. Concernant les calculs sur le logiciel Qt_Ft, j'ai fait une moyenne des facteurs de correction FT pour chaque groupe d'apatites mises dans chaque tube de platine.

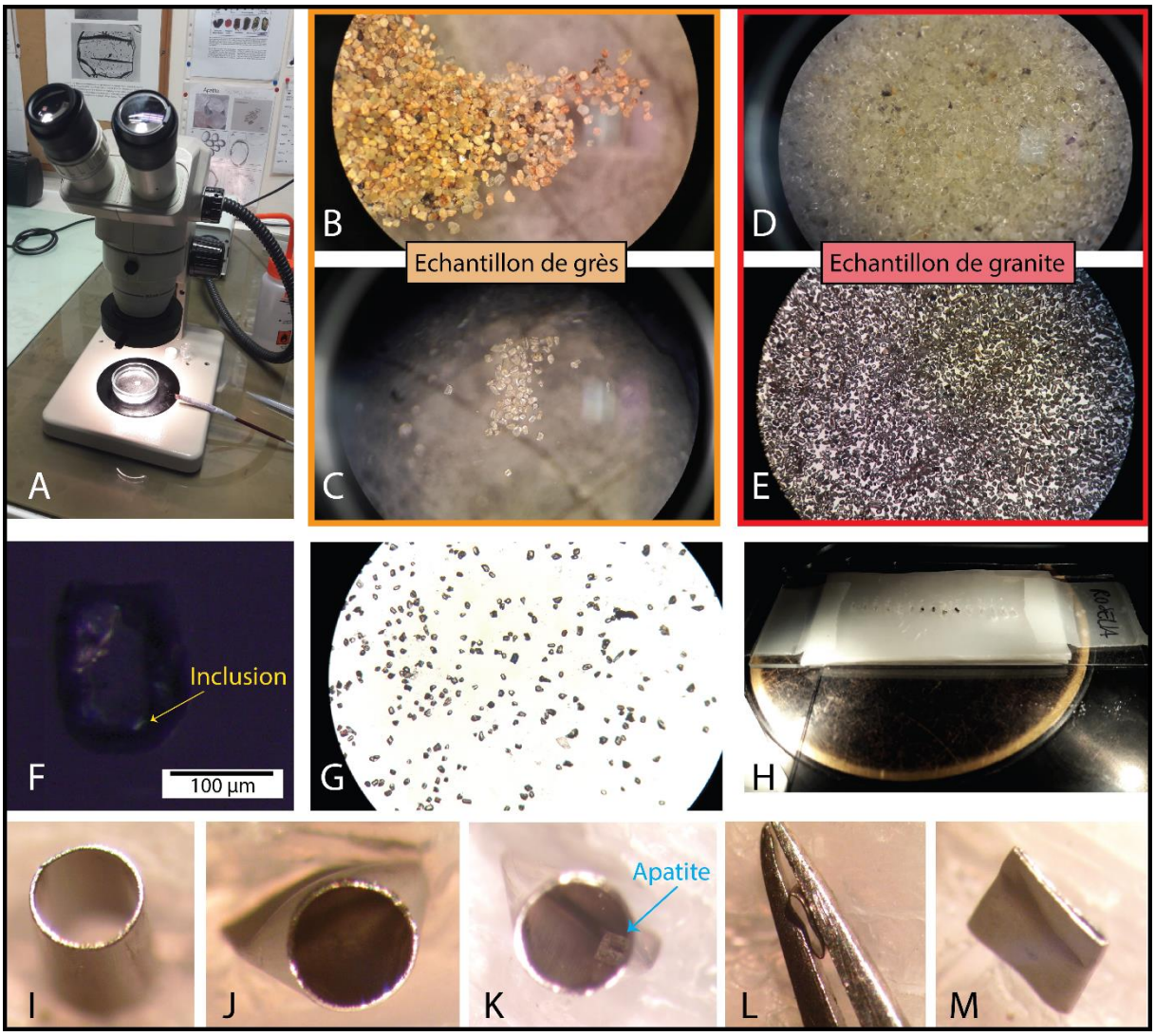


Fig. 4.16. A) Phase de « picking » effectué à la loupe binoculaire (ISTerre). Echantillon de grès (KA3) : **B)** grains non triés, **C)** grains triés. Echantillon de granite (FZR15) : **D)** grains non triés, **E)** grains triés. **F)** Inclusion dans un grain d'apatite. **G)** Grains d'apatites observés au microscope en lumière polarisée. **H)** Lame mince avec les emplacements pour les capsules. **I)** Tube cylindrique de platine. **J)** Tube pincé sur une extrémité. **K)** Apatite transvasée dans le tube pincé. **L)** Tube pincé sur l'autre extrémité. **M)** Tube de platine totalement aplati contenant le grain d'apatite à l'intérieur, prêt pour les opérations de dégazage.

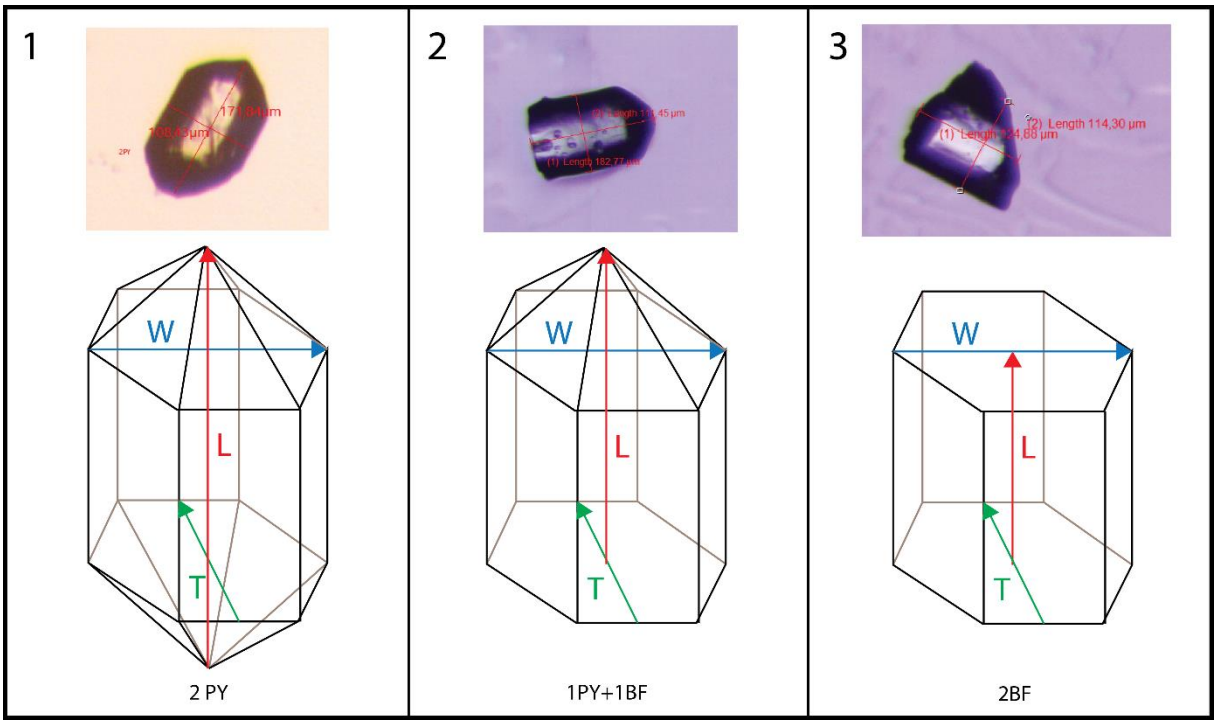


Fig. 4.17. Schéma des différentes formes de cristaux d'apatites (d'après le logiciel Qt_Ft.exe) : **1)** grain d'apatite bipyramidal parfait ou arrondi (2PY), **2)** grain composé d'une partie pyramidale et d'une autre extrémité cassée (1PY + 1BF), **3)** grain d'apatite aux deux faces tronquées (2BF : Broken Faces). Les paramètres géométriques sont : (L) la longueur parallèle à l'axe d'allongement (c), (W) la largeur et (T) l'épaisseur, où : (L)>(W)>(T).

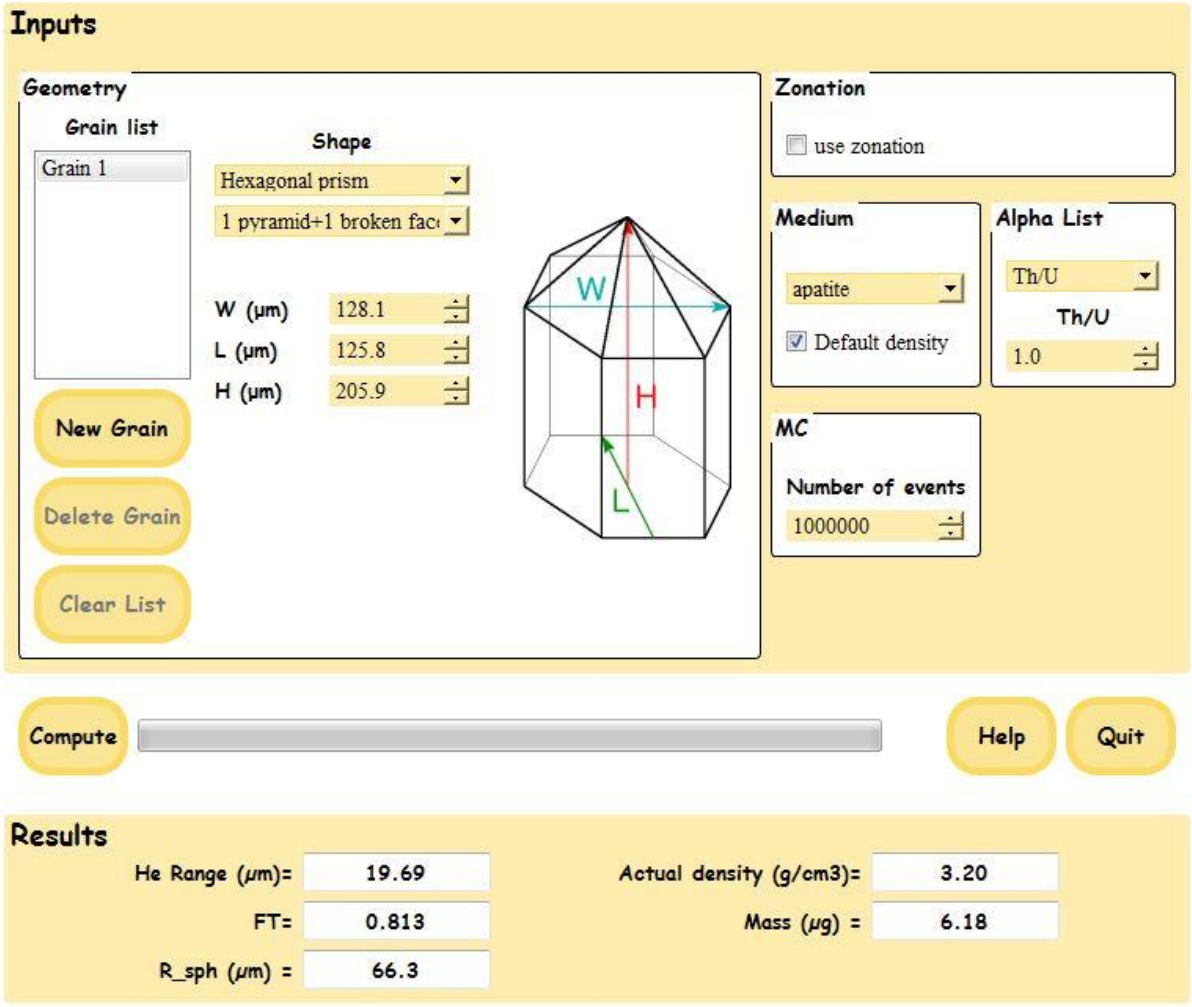


Fig. 4.18. Logiciel Qt_Ft (Flojt_windows.exe) permettant de calculer le facteur FT.

4.5. Méthode de datation par traces de fission sur apatite

4.5.1. Historique

Le développement de la thermochronologie par traces de fission sur apatite a été proposé par Price et Walker en 1963, puis cette méthode a été appliquée par d'autres scientifiques tels que Naeser, (1967), Wagner (1968), Naeser et Faul (1969) etc. Dans les années 80, elle a été fortement améliorée notamment avec les travaux de Gleadow et al. (1983). Cette méthode est utilisée dans une large variété de contextes géodynamiques, pour comprendre les phénomènes de dénudation et/ou l'exhumation des reliefs (Wagner et Reimer, 1972 ; Brown et al., 1994 ; Malusà et Fitzgerald, 2018) et pour déterminer l'histoire thermique des roches à faible température (Brown et al., 1994 ; Gallagher et Brown, 1997 ; Gallagher et al., 1998 ; Gleadow et Brown, 2000).

Les traces de fissions, qui correspondent à des défauts cristallins, ont été initialement décrites dans les années 50 par Young (1958) et Silk et Barnes (1959), mais leur mode de formation n'a été clarifié que plus tard par Fleischer et al. (1975). Actuellement, la structure

d'une trace à l'échelle atomique demeure mal connue, mais une étude est en cours pour mieux comprendre ce défaut cristallin, à partir de la Microtomographie-X au synchrotron. Il s'agit d'une technique d'imagerie permettant une reconstruction tridimensionnelle de ces microstructures. Ce nouveau développement est mené par Stéphanie Brichau et Catherine Noiriel du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET), et par Nicolas Barbarand du laboratoire Geops (informations évoquées lors de la formation ThemoNET2016).

4.5.2. Principe de datation

4.5.2.1. Calcul de l'âge AFT

La méthode de datation par traces de fission est basée sur la décroissance radioactive d'éléments pères en éléments fils. Cette réaction implique un dégagement d'énergie qui provoque la formation de traces de fission dites spontanées. Le nombre de traces dépend à la fois de la concentration en ^{238}U (élément père) présente dans les apatites, et du temps d'accumulation de ces traces (élément fils). Cette accumulation se produit lorsque le minéral est exhumé à une température inférieure à la température de fermeture du système. L'^{238}U se désintègre à travers une chaîne composée de huit émissions α (^{4}He) et six émissions β-. Cette désintégration est deux millions de fois plus fréquente que la fission spontanée (Tagami et O'Sullivan, 2005). La désintégration d'^{238}U par fission spontanée est donc un évènement très rare.

Pour calculer l'âge, il faut estimer la quantité en ^{238}U du grain (élément père) qui décroît avec le temps en suivant une loi exponentielle, et la densité de traces de fission spontanées ρs (élément fils) qui s'accumulent dans le minéral et qui augmentent avec le temps. L'âge dépend donc de l'accumulation de traces dans le cristal au cours du temps dépendant lui-même du taux d'uranium : plus ce taux est élevé, plus il y a de traces.

La concentration initiale en ^{238}U du minéral est inconnue. Or, on sait que le rapport $^{238}U/^{235}U$ est constant sur Terre et égal à 137,88 (Gallagher et al. 1998 ; Hiess et al., 2012). De plus, l'indicateur de l'abondance en ^{235}U dans le grain est la densité de traces de fission induites ρi. Ces traces se forment lors de l'irradiation du minéral (voir la sous-partie 3.5.2.4). Le comptage du nombre de traces de fission induites permet donc de déterminer la quantité d'^{235}U. Grâce au rapport constant 137,88 et à la concentration de l'^{235}U, on peut alors retrouver la quantité d'^{238}U initiale.

L'équation qui permet de déterminer l'âge de refroidissement t du grain considéré (Price et Walker, 1963) est la suivante :

$$\boldsymbol{t = (\frac{1}{\lambda_\alpha})\, ln(\lambda_\alpha . \frac{\rho_s}{\rho_i} . \rho_d . \zeta . G + 1)}$$

avec : $\boldsymbol{\rho_s = \frac{N_s}{A_s}}$ et $\boldsymbol{\rho_i = \frac{N_i}{A_i}}$

où t est l'âge traces de fission (Ma), λα est la constante de désintégration par radioactivité α de l'^{238}U (1,551x10^{-10} an^{-1}), ρs est la densité de traces de fission spontanées (ou fossiles, nombre de traces/cm^{-2}), Ns le nombre de traces spontanées, As la surface de mesure du cristal (cm²) parallèle à l'axe d'allongement c, ρi est la densité de traces de fission induites (empreinte sur le détecteur externe, nombre de traces/cm^{-2}), Ni le nombre de traces induites, Ai la surface de mesure du détecteur externe (cm²), ρd est la densité de traces de fission induites sur le dosimètre (nombre de traces comptées dans le verre dosimètre/cm²), G est un facteur de géométrie du minéral qui correspond au rapport de la densité de traces mesurées sur le détecteur externe (ρi) sur la densité de traces mesurées sur le grain (ρs), et zêta (ζ) est le paramètre de calibration personnel du compteur (sans unité, l'explication de ce paramètre sera donnée dans la sous-partie 3.5.2.3).

4.5.2.2. Traces de fission

Une trace de fission, aussi nommée trace latente (avant l'étape de révélation chimique), est un défaut cristallin présent dans des minéraux tels que des apatites ou des zircons. Cette microstructure est linéaire et d'extension limitée : sa longueur varie autour de 15 µm et sa largeur est comprise entre 2,5 et 5 nm. Lorsque cet objet recoupe la surface polie, sa section forme une tête assez foncée, nommé etch-pit, qui s'éclaircit vers l'autre extrémité, accompagnée d'un dégradé de couleur dans les teintes violet-rouge. La morphologie et la couleur des traces est à relier à leur orientation cristallographique par rapport à la surface polie du minéral. En effet, les traces n'ont pas d'orientation préférentielle. Elles peuvent recouper la surface en faisant n'importe quel angle. De ce fait, les traces parallèles à l'axe d'allongement (qui se nomme axe c) sont très fines alors que celles qui sont sécantes à la surface forment un V plus ouvert.

Comme expliqué précédemment, la formation d'une trace provient de la fission spontanée, aussi appelée naturelle, de l'^{238}U. L'^{235}U et le ^{232}Th ont une faible abondance contrairement à l'^{238}U qui est abondant à 99,3 %, de ce fait leur contribution à la formation des traces est négligeable. La fission spontanée d'un isotope lourd d'^{238}U (Fig. 4.19) libère deux atomes fils ionisés dits « fragments de fission » associés à quelques neutrons et une énergie cinétique (Ec), atteignant environ 200 MeV. Ces deux fragments de masse semblable, sont expulsés dans deux directions opposées. Ils traversent le réseau cristallin sur une distance caractéristique, provoquant une désorganisation linéaire du système cristallin et générant une « trace de fission ».

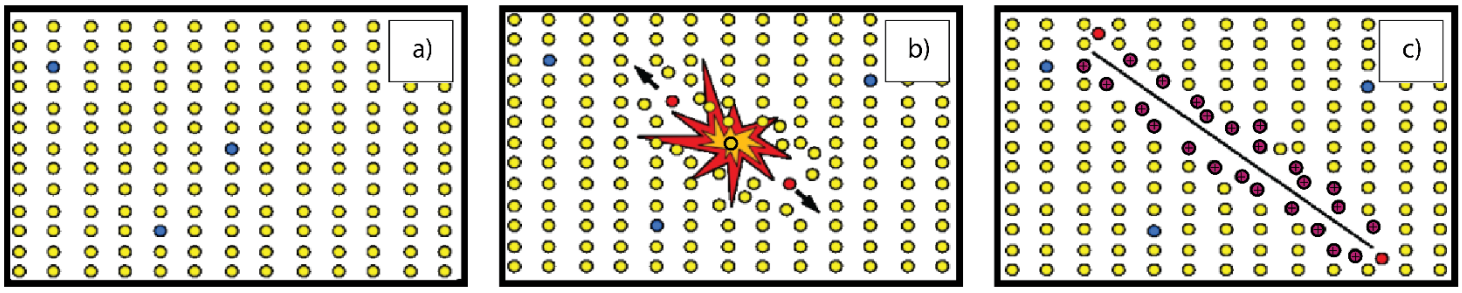


Fig. 4.19. Formation d'une trace de fission dans un minéral (d'après Gallagher et al., 1998). a) Répartition des atomes d'^{238}U (en bleu) dans le réseau cristallin. b) La fission spontanée d'un atome de ^{238}U produit deux particules chargées négativement (énergie relâchée de l'ordre de 200 MeV) qui partent dans des directions opposées et interagissent avec les autres atomes du réseau cristallin par ionisation ou arrachage d'électrons. c) Le parcours de ces deux charges engendre sur leur passage une déformation rectiligne dans le réseau cristallin et crée ainsi une trace de fission. Cette trace ne peut être observée en microscopie optique sans attaque chimique. Les atomes ionisés figurent en violet.

Ces traces s'accumulent dans les cristaux d'apatite au cours du temps : plus l'échantillon est ancien, plus il y a de traces. Plusieurs paramètres contrôlent les caractéristiques des traces, qui sont :

- la température : celle-ci détermine la longueur moyenne des traces, une densité de traces et donc un âge de refroidissement.

- le taux de refroidissement (°C/Ma) : plus le refroidissement est rapide, plus la température de fermeture est élevée (Farley, 2000) ;

- la composition chimique du grain : celle-ci peut également accélérer ou ralentir la vitesse d'effacement des traces, aussi appelée cicatrisation des traces (Green et al., 1986 ; Donelick et al., 1999 ; Barbarand et al., 2003a ; Gautheron et al., 2013).

4.5.2.3. Facteur zêta

La densité de traces de fission pour un même échantillon peut varier en fonction du matériel utilisé, de l'irradiation et des conditions d'attaque chimique. Tout ceci induit une forte variabilité des résultats obtenus. Pour harmoniser les mesures, on introduit le facteur de calibration zêta (ζ), qui est utilisé de nos jours par tous les laboratoires de traces de fission. Ce paramètre de substitution est déterminé à l'aide d'une procédure expérimentale, décrite par Fleischer et Hart (1972), Hurford et Green (1982, 1983), Tagami (1987) ou encore Hurford (1990). Cela consiste à compter le nombre de traces de fission spontanées et induites dans des échantillons standards dont l'âge de refroidissement est parfaitement connu (Durango ou Fish Canyon Tuff, Tableau 4.4) (Gallagher et al. 1998). Les échantillons standards sont montés de la même façon que nos échantillons. Des verres d'étalonnage, nommés dosimètres ou fluences, sont aussi irradiés avec les standards et les échantillons à dater. Ces dosimètres contiennent une concentration connue en uranium (Gallagher et al. 1998). Leur irradiation provoque la fission de l'^{235}U par capture neutronique. La fluence neutronique (nombre de neutrons/cm²) est ensuite déterminée par comptage des traces de fission induites produites sur les feuilles de mica constituant le dosimètre. Ce paramètre est ensuite intégré dans le calcul du facteur zêta.

Lors du comptage des standards, les densités de traces de fission spontanées ρs et induites ρi vont servir à déterminer une valeur de zêta (ζ) propre à chaque compteur de traces, qui se définit par l'équation suivante :

$$\zeta = \frac{e^{(\lambda_\alpha . t_{(std)})} - 1}{\lambda_\alpha . \frac{\rho_{s(std)}}{\rho_{i\,(std)}} . \rho_d . G}$$

où ζ est le facteur zêta, λ_α la constante de désintégration radioactive par émission α de l'^{238}U ($1{,}55125.10^{-10}$ ans^{-1}), $t_{(std)}$ l'âge du standard, $\rho_{s(std)}$ est la densité de traces spontanées, $\rho_{i(std)}$ est la densité de traces induites, ρ_d mesure de la fluence (la variation de densité de traces pour un verre standard dont la teneur en ^{235}U est parfaitement contrainte), et G le facteur géométrique du minéral.

La détermination des facteurs zêta a été réalisée à Grenoble, se basant sur des standards de Durango et Fish Canyon Tuff, reconnus internationalement et datés à 31.4 ± 0.2 Ma d'après la méthode traces de fission sur apatites (Green et al., 1985) et 27.9 ± 0.5 Ma d'après la méthode K/Ar sur sanidine (Steven et al., 1967 ; Tab. 4.4). Le verre dosimètre utilisé est l'IRMM540R (15 ppm d'U).

Standard	Origine	Age (Ma)	Références
Durango	Mexique	31,40 ± 0,72	Naeser et Fleischer (1975)
		31,40 ± 0,2	Green et al. (1985)
		31,44 ± 0,18	McDowell et al. (2005)
Fish Canyon Tuff	Colorado, USA		Steven et al. (1967)
		27,74 ± 0,30	Hurford et Hammerschmidt (1985)
			Kunk et al. (1985)
		28,13 ± 0,47	Dazé et al. (2003)

Tab. 4.4. Valeurs des âges traces de fission des standards utilisés, associés à leurs références bibliographiques.

Dans nos mesures, les standards de Durango et de Fish Canyon Tuff ont été utilisés pour la détermination du facteur de calibration zêta appliqué aux cristaux d'apatite (Tab. 4.5). Ce facteur zêta est ensuite intégré dans le calcul de l'âge AFT des échantillons permettant d'obtenir des âges cohérents. Le calcul est répété individuellement pour chaque grain compté de chaque échantillon.

	Zêta	± 2σ
Verre dosimètre IRMM540 R (15 ppm)	263,73	14,3
	253,41	18,6
	286,71	18,9
	241,63	19,4
	241,31	15,2
Moyenne pondérée	256,7	16,34

Tab. 4.5. Constante de calibration zêta (ζ) : exemple pour les verres dosimètres IRMM540R. Les standards utilisés sont Fish Canyon Tuff (FCT) et Durango.

4.5.2.4. Méthode du détecteur externe : détermination de l'abondance en ^{235}U

L'^{235}U est aussi un élément instable qui se désintègre par émission alpha et fission spontanée. Mais cet isotope est peu abondant (0,7% du total des atomes d'uranium) et sa période de désintégration par fission spontanée est inférieure à celle de l'^{238}U. Sa contribution aux traces de fission spontanée est donc négligeable. En revanche, cet isotope est le seul qui fissionne par capture de neutrons thermiques. C'est cette propriété qui permet de déterminer la proportion en ^{235}U dans le minéral étudié, et ainsi déterminer la teneur en ^{238}U initiale grâce au rapport $^{235}U/^{238}U$ égal à 137,8 (Gallagher et al. 1998 ; Hiess et al., 2012).

Les traces de fission sont des microstructures invisibles sur section polie au microscope optique. Pour pouvoir déterminer l'abondance en ^{235}U, la méthode utilisée est celle du détecteur externe (Fig 4.20). C'est la méthode la plus couramment utilisée dans les laboratoires (Gleadow, 1981 ; Hurford 1990a). L'apatite est insérée à moitié dans un plot de téflon ou de résine, constituant un « montage ». La surface du minéral est ensuite polie, puis attaquée par de l'acide. L'attaque chimique d'une apatite se fait à 20°C pendant 20 secondes par une solution aqueuse d'acide nitrique à 5,5 $mol.l^{-1}$ (Green, 1986). Cette attaque par HNO_3 a pour effet d'élargir et de révéler seulement les traces de fission spontanées, qui recoupent la surface obtenue par polissage. Dans certains cas, les traces de fission confinées, qui sont au sein du cristal et non en contact avec la surface, peuvent être révélées par l'intermédiaire des autres traces de surface et/ou par des défauts (microfractures, clivages), dans lesquels va s'immiscer l'acide.

Une feuille de muscovite, utilisée comme détecteur externe sans uranium, est fixée à la surface polie, afin d'enregistrer les traces de fission induites pendant l'irradiation. Le montage sur lequel est fixé le mica, est alors irradié sous un flux de neutrons thermiques de basse énergie dans un réacteur nucléaire. Cette irradiation provoque la fission des atomes d'^{235}U avec une expulsion des deux fragments de fission par atome d'^{235}U. Pour les atomes de la surface du grain, cette éjection crée une trace de fission à la fois sur le grain et sur le mica, produisant ainsi une image miroir du grain original sur le mica.

Ensuite, seul le mica est attaqué à l'acide fluorhydrique (48% HF pour 18 minutes à 20°C, Green, 1985), afin d'élargir et révéler les traces induites sur chaque grain de l'échantillon. Le grain originel est exempté de trace induite révélée. Le comptage de traces de fission induites sur le mica permet alors de mesurer l'abondance en ^{235}U. Le nombre de traces induites (Ni) sur la feuille de muscovite est supérieur au nombre de traces de fission spontanées (Ns) dans le montage contenant les grains d'apatite.

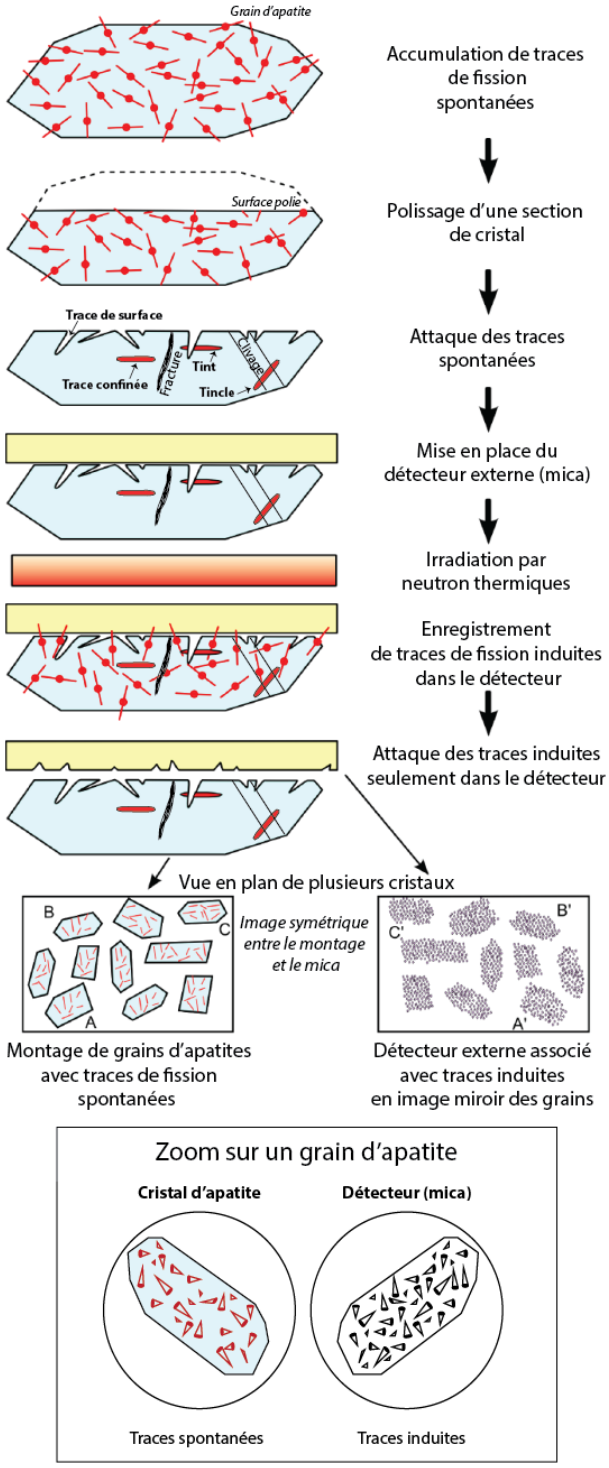


Fig. 4.20. Protocole expérimental de la méthode du détecteur externe (modifié d'après Gallagher et al., 1998). Les cristaux d'apatite sont représentés en vue de côté. Les traces confinées qui recoupent des traces de surface sont nommées Tint (track in track), et celles recoupant des clivages se nomment Tincle (track in cleavage) (Bhandari et al., 1971). Un zoom est représenté mettant en évidence un grain d'apatite issu du montage qui contient des traces spontanées et le détecteur (mica) qui contient les traces induites.

4.5.2.5. Longueur des traces de fission

L'analyse des traces comprend deux types de données complémentaires. Le comptage des traces spontanées et induites permet d'obtenir un âge de fermeture du système AFT. Mais pour pouvoir mieux contraindre l'histoire thermique d'un échantillon, il faut considérer un autre paramètre, qui est la longueur des traces de fission (Gleadow et al. 1986 ; Carter et Gallagher 2004).

La longueur des traces dans une apatite dépend principalement de la température :

- Lorsque la longueur des traces est petite, cela traduit une hausse de la température du système (lié à un événement géologique). Les traces sont alors recuites c'est-à-dire qu'une partie d'entre-elles est détruite. Si la température est très élevée, les traces de fission qui sont des défauts métastables, peuvent être totalement effacées : le système se réinitialise. On parle de phénomène de cicatrisation (Wagner, 1981, 1988 ; Green et al., 1985, 1986, 1989 ; Wagner et al., 1989 ; Barbarand et al., 2003b ; Ketcham et al., 2007).
- A l'inverse, si la longueur des traces est grande, cela signifie que le grain se trouvait à de plus faibles températures.

La longueur des traces est un indicateur thermique mais aussi un indicateur de la vitesse de refroidissement :

-Des longueurs de traces inférieures à 12 µm traduisent une faible vitesse de passage dans la zone de rétention partielle (PAZ) au moment de l'exhumation (Carter et Gallagher, 2004).

-De grandes longueurs de traces (14-16 µm) témoignent en revanche d'un refroidissement rapide.

4.5.2.6. Influence de la chimie et mesure du Dpar

La composition chimique en chlore (Cl), fluor (F), et hydroxyde (OH) des apatites influence les limites de la PAZ et le taux de recuit d'un minéral (Gleadow et Duddy, 1981 ; Donelick, 1991 ; Barbarand et al., 2003a), mais aussi l'efficacité de l'attaque à l'acide lors de la révélation des traces (Barbarand et Pagel, 2001). D'autres éléments comme le strontium, les terres rares, le manganèse ou le calcium modifieraient également la cinétique de cicatrisation, mais dans des proportions moindres.

Green et al. (1985), Crowley et al. (1991), Carlson et al. (1999) et Barbarand et al. (2003a) ont montré que la température à laquelle les traces de fission s'effacent totalement est influencée par la composition chimique, et principalement par la proportion de chlore. En effet, les apatites riches en chlore induisent une augmentation de la température de fermeture du système et sont donc plus résistantes à la cicatrisation que celles qui sont riches en fluor ou en hydroxyde (Green et al. 1985, Crowley et al. 1991, Carlson et al. 1999). Donelick (1993, 1995) et Burtner et al. (1994) ont montré que ces concentrations relatives en Cl et F sont corrélées à la longueur de l'etch-pit de chaque trace (Dpar).

Le Dpar est un paramètre cinétique se mesure lorsqu'une trace de fission intersecte perpendiculairement la surface de polissage. Cette section ellipsoïdale de la trace correspond à un trou d'attaque nommé « etch pit » dans lequel s'infiltre l'acide pour rendre la trace latente visible (Fig. 4.21 ; Fig. 4.22). Le paramètre Dpar désigne le diamètre du grand axe de chaque « etch pit », parallèlement à l'axe C (Fig. 4.22 ; Donelick, 1993 ; Burtner et al., 1994 et Carlson et al., 1999). Le paramètre Dper correspond quant à lui, au plus petit diamètre de l'etch pit perpendiculaire à l'axe C. La géométrie en ellipsoïde des points d'attaque (etch pit) générés par l'acide est dépendante de l'orientation cristallographique.

La mesure de ce paramètre est un moyen rapide et assez simple permettant d'estimer les quantités de chlore (Donelick, 1993) et de fluor dans un grain : on estime que pour des valeurs de Dpar inférieures 1,75 µm les grains sont plutôt riches en Fluor, il s'agit alors de fluorapatites (les plus répandues). En revanche, pour des valeurs de Dpar supérieures 1,75 µm les grains sont plutôt plus riches en Chlore et cela caractérise des chlorapatites (Carlson et al., 1999).

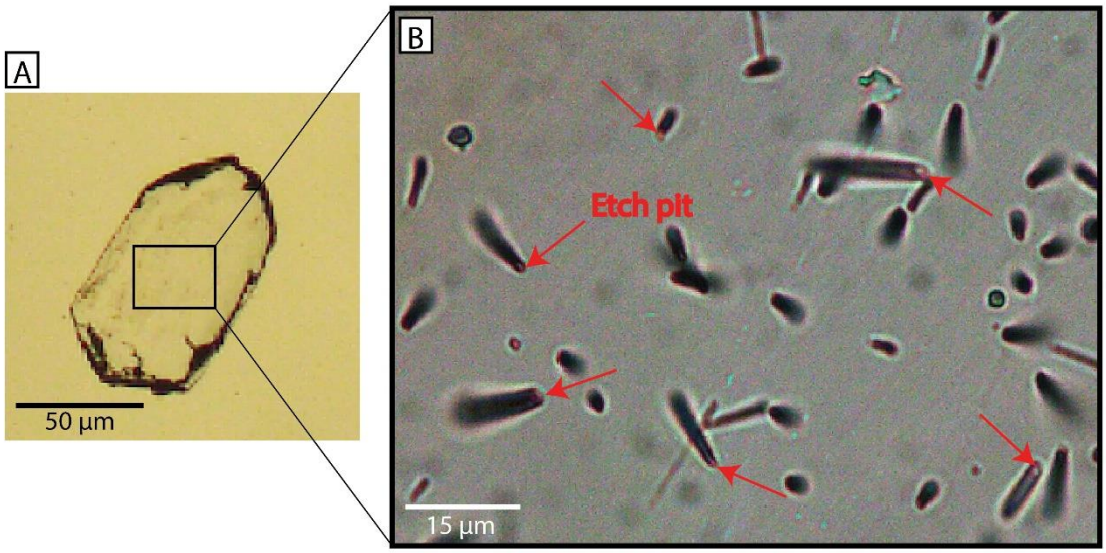


Fig. 4.21. A) Section polie d'un cristal d'apatite (échantillon FZR15, granite du massif du Fitz Roy). **B)** Zoom sur les traces de fission spontanées observées en lumière naturelle transmise. Les etch pits forment des sections ellipsoïdales claires et sont pointés à l'aide de flèches rouges.

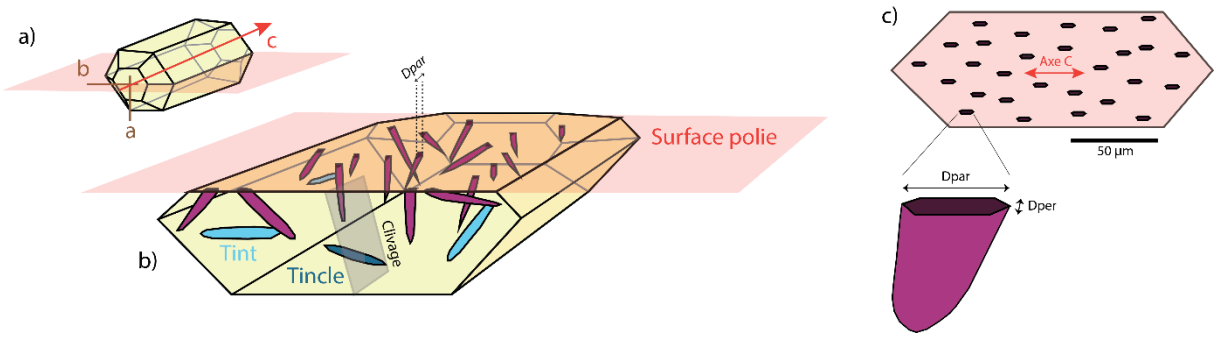


Fig. 4.22. a) Schéma représentant l'axe cristallographique C d'un cristal d'apatite, qui correspond au plus grand axe du grain. **b)** Représentation 3D d'un cristal d'apatite après la phase de polissage. Au niveau de la surface polie, les traces violettes recoupant le plan d'observation (rouge) forment des sections ellipsoïdales, dont l'axe le plus grand se nomme Dpar. Les traces confinées parallèles au plan d'observation qui recoupent une autre trace, se nomment Tint (bleu clair), et celle recoupant un plan de clivage se nomment Tincle (bleu foncé) (modifiée d'après Bour, 2010 ; Sobel et Seward, 2010). **c)** Vue de dessus d'un grain d'apatite. Seules les traces orientées parallèlement à l'axe c sont mesurées.

4.5.2.7. Zones de stabilité des traces

Il existe aussi trois domaines de stabilité thermique pour les traces de fission dans l'apatite, qui sont qualifiés depuis la profondeur jusqu'en surface de (Wagner et Storzer, 1972 ; Gallagher et al., 1998 ; Fig. 4.23) :

- Zone de non rétention (ZNR) : une température supérieure à ~130°C génère une zone d'instabilité totale des traces. Leur durée d'existence est très courte à cause de la réorganisation rapide du réseau cristallin. Les traces ne sont donc pas enregistrées dans les grains.

- Zone de rétention partielle (ZRP) : cette zone couvre un champ de températures compris entre ~90°C et 130°C (Wagner et Van den Haute, 1992), dans laquelle une partie des traces est conservée et une autre partie n'est pas enregistrée. La longueur des traces est relativement petite.
- Zone de rétention totale (ZST) : cette zone s'étend depuis ~90°C, jusqu'à la surface. Le réseau cristallin devient stable, ce qui permet l'enregistrement et la conservation complète de toutes les traces (Fitzgerald et Gleadow, 1990). La longueur des traces devient maximale.

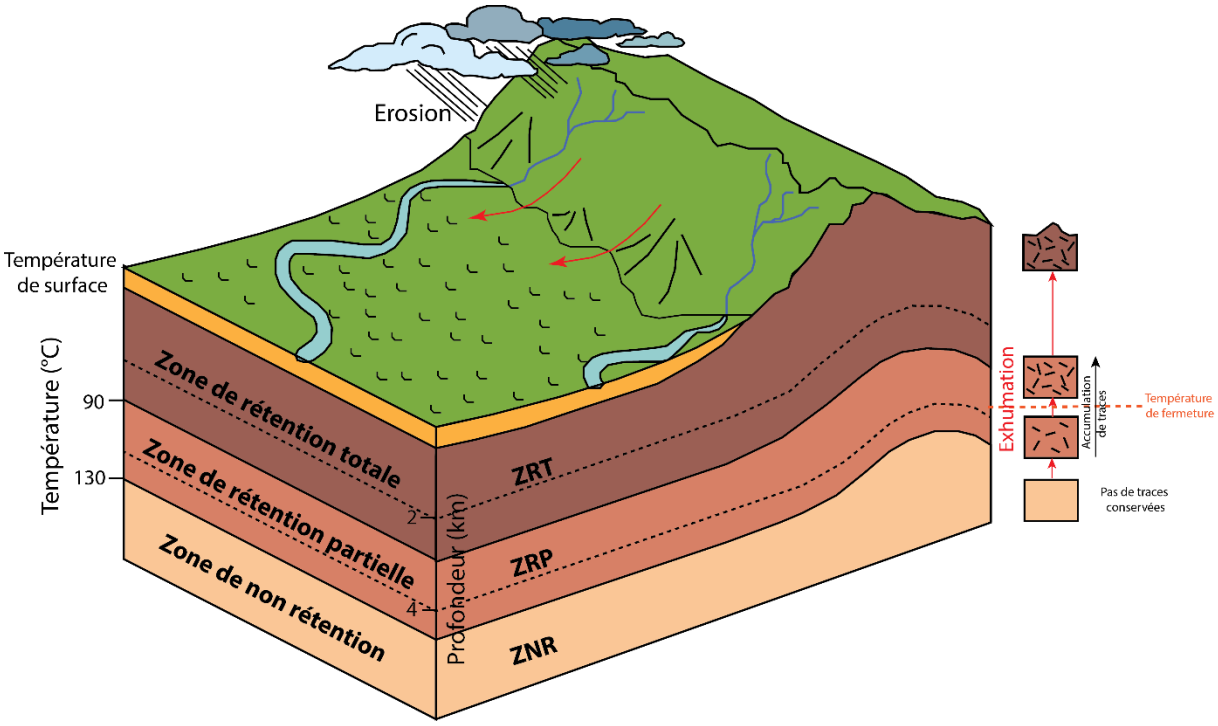


Fig. 4.23. Bloc diagramme représentant les zones de rétention des traces de fission dans les cristaux d'apatite (modifié d'après Gallagher et al., 1998 ; Ehlers et Farley, 2003). Le gradient thermique est de 30°/km.

4.5.2.8. Notion de thermochronologie détritique

La datation des échantillons détritiques est un peu plus complexe que celle de roches cristallines. En effet, une roche sédimentaire détritique est par définition composée de clastes, qui ont subi une série de processus, en commençant par l'exhumation dans leur zone source, suivi d'une érosion une fois la roche arrivée en surface, d'un transport jusqu'au milieu de dépôt par le biais du réseau de drainage, et en terminant par une diagénèse plus ou moins importante. Les rivières peuvent drainer plusieurs bassins versants, les roches sédimentaires du bassin peuvent alors contenir un mélange clastes de provenance et d'origines très différentes. Chaque signal de traces de fission de ces clastes transportés correspondra alors à une source donnée.

Lors de l'exhumation d'une roche, les thermochronomètres vont enregistrer son trajet depuis sa profondeur initiale (source) jusqu'à la surface. L'enregistrement de la température de fermeture issue de l'exhumation est conservé jusqu'à ce que l'échantillon se retrouve enfoui dans un bassin sédimentaire. Plusieurs cas se présentent alors (Brandon et al. 1998) :

-1) Si l'enfouissement reste à des faibles températures, inférieures à la température minimale de la PAZ, alors il n'y a aucun recuit du thermochronomètre. Le seul signal enregistré correspond alors à celui de l'exhumation depuis la zone source de l'échantillon. Les âges AFT obtenus auront un âge supérieur à l'âge du dépôt des grains dans le bassin.

-2) A l'inverse, si l'enfouissement atteint de fortes températures supérieures à la température maximale de la PAZ, alors le signal de la source est effacé intégralement. Le signal

de la première phase d'exhumation est réinitialisé lors de l'enfouissement et on n'enregistre que l'histoire du refroidissement de la roche sédimentaire lors de sa seconde phase d'exhumation. L'échantillon est alors totalement « recuit », et toutes les populations de grains possèdent un âge inférieur à l'âge détritique, c'est-à-dire à l'âge du dépôt des grains dans le bassin.

-3) En revanche, si l'enfouissement atteint une température située au sein de la PAZ, alors le thermochronomètre ne se réinitialise que partiellement. L'échantillon est donc « partiellement recuit » et composé de deux populations d'âges : une population d'âge supérieure à l'âge détritique, et une population d'âge inférieure à l'âge détritique. Le signal enregistré sera donc la somme d'un signal ancien correspondant à la 1ère phase d'exhumation de la roche depuis sa source, et d'un signal récent relié à l'histoire du refroidissement de la roche sédimentaire (2nde phase d'exhumation) (Gleadow et al., 1986 ; Galbraith et Laslett, 1993 ; Gallagher et al., 1998). Dans ce cas particulier, la mesure des longueurs de traces de fission permet de mieux déterminer les populations d'âges thermochronologiques (Brandon 1996, Stewart et Brandon 2004). La distribution du nombre de traces de fission est représentée dans la Figure 4.24, selon des répartitions bimodales.

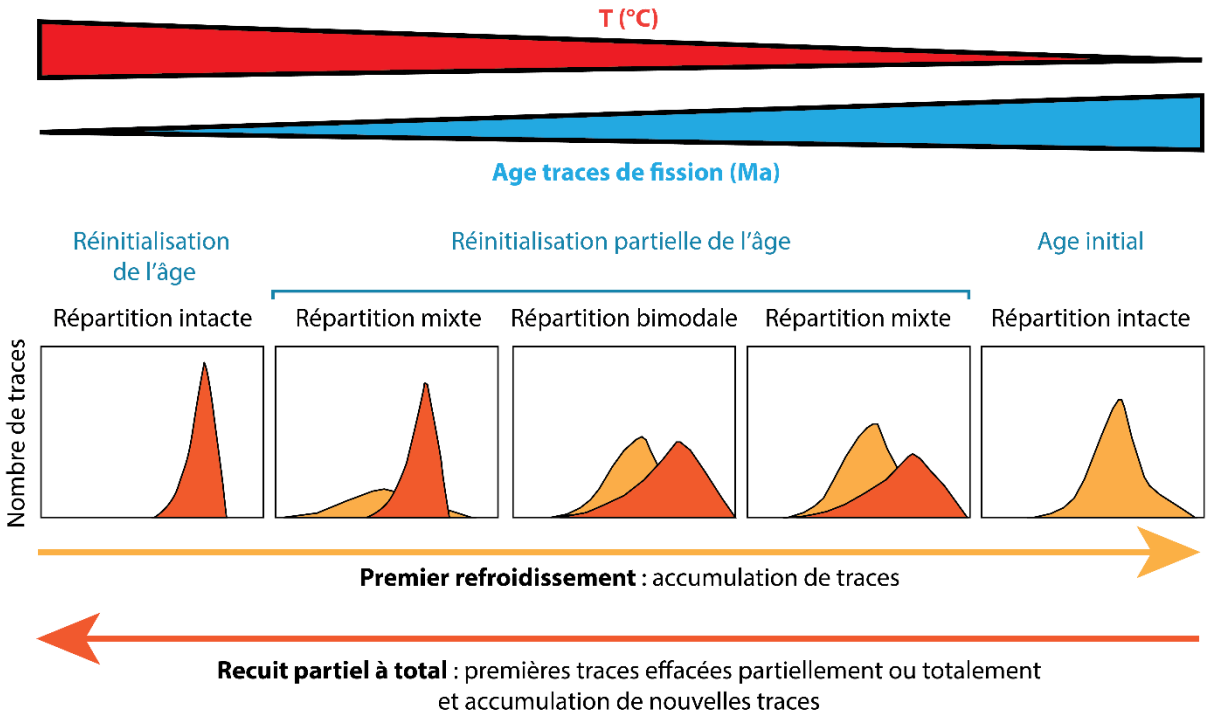


Fig. 4.24. Schéma représentant la relation entre les âges traces de fission, la température et la répartition des longueurs de trace dans l'échantillon au cours du temps et en fonction de l'histoire thermique. Lorsqu'un échantillon subit une phase de refroidissement, les traces s'accumulent dans les apatites. Le temps de résidence de l'échantillon va induire un nombre de traces qui déterminera un âge AFT. Si le nombre de traces est important, alors l'âge sera ancien. Lorsqu'un échantillon subit une histoire thermique polyphasée, avec une phase

d'enfouissement après la première phase d'exhumation, les traces de fissions sont partiellement effacées (Gallagher et al., 1998). On parle d'épisode de recuit partiel et la répartition des traces est bimodale ou mixte. Si les traces initiales sont totalement effacées, seules les nouvelles seront représentées selon un pic unimodal correspondant à la seconde phase d'exhumation.

Un temps nommé temps de latence ou « lag-time » (T_{lg}) a été défini par Garver et al. (1999), Bernet et al. (2001, 2009) ou Bernet et Garver (2005). Ce lag-time (Fig. 4.25) correspond à l'intervalle de temps entre le moment où les échantillons ont franchi la température de fermeture (tc) en remontant vers la surface de la chaîne, et le moment où ces produits d'érosion se sont déposés dans le bassin (t_d).

$$\mathbf{Tlg = tc - td}$$

Plus le lag-time est court, plus la vitesse de remontée du minéral étudié est rapide, traduisant un taux d'exhumation important et plus le transport conduisant au dépôt des clastes est rapide. Des variations de (T_{lg}) peuvent être observées le long d'un profil stratigraphique (Bernet et al., 2001).

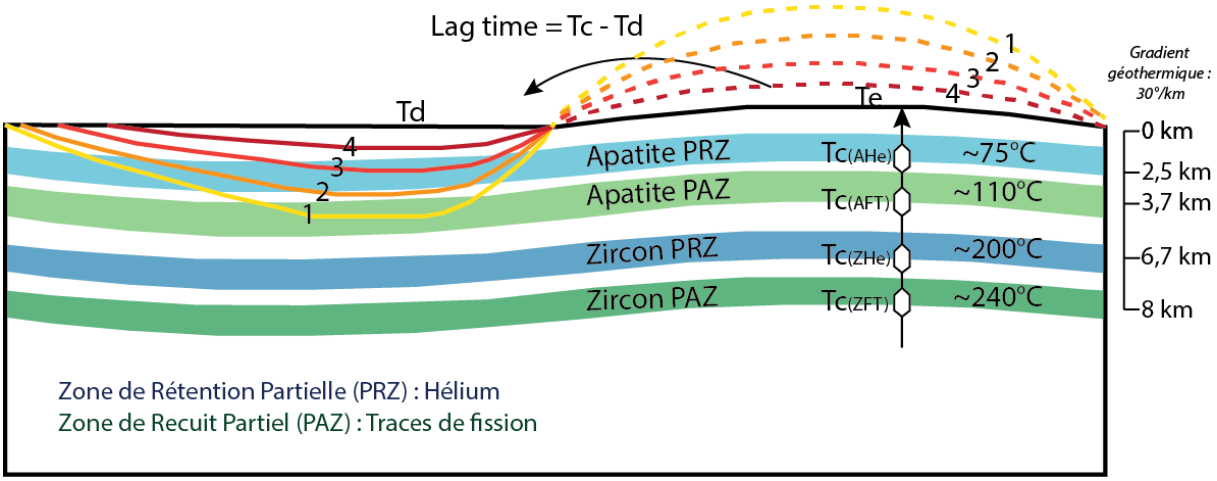


Fig. 4.25. Schéma représentant le concept du lag-time (modifié d'après Garver et al., 1999 et Bernet et al., 2009). Les échantillons provenant d'horizons stratigraphiques 1 à 4 enregistrent le taux d'exhumation intégré entre leur passage à la température de fermeture du système donné (Tc) et leur arrivée à la surface (Te). Td est l'âge de dépôt qui est généralement considéré comme égal à Te (âge d'érosion). Le lag-time correspond donc à la différence de temps entre l'âge des traces de fission Tc et l'âge de dépôt Td. Une fois déposés et enfouis dans le bassin sédimentaire, les grains d'apatite peuvent être partiellement ou totalement recuits

4.5.3. Représentations graphiques

4.5.3.1. Binomfit

Les âges des différents grains obtenus pour un même échantillon sont combinés pour obtenir un âge unique, à l'aide du programme Binomfit (Brandon, 1992 ; Stewart et Brandon, 2004). La distribution de ces âges individuels sur un graphique âge/fréquence forme une gaussienne. Le programme teste les meilleurs ajustements de pics binomiaux sur une population d'âges AFT. Deux types d'âges sont obtenus sur Binomfit : l'âge groupé (pooled age) et l'âge central (central age). La méthode de l'âge central est la plus couramment employée car elle permet de calculer la moyenne de la distribution logarithmique des âges individuels, c'est-à-dire des âges des différents grains analysés. Elle permet également de minimiser l'impact d'une trop forte dispersion des âges individuels AFT dans un même échantillon, en reconnaissant la variation des âges et l'existence de plusieurs populations de grains (Galbraith et Laslett, 1993). Les âges AFT sont accompagnés d'une valeur appelée erreur relative (relative error), qui exprime la distribution des âges individuels autour de l'âge moyen. Une valeur de l'erreur à plus de 15% traduit une distribution non homogène des âges individuels.

Une barre d'erreur est calculée à partir de la courbe gaussienne (Fig. 4.26), dont le pic décrit l'âge trace de fission moyen. Plus cette courbe gaussienne est large, plus la barre d'erreur est grande.

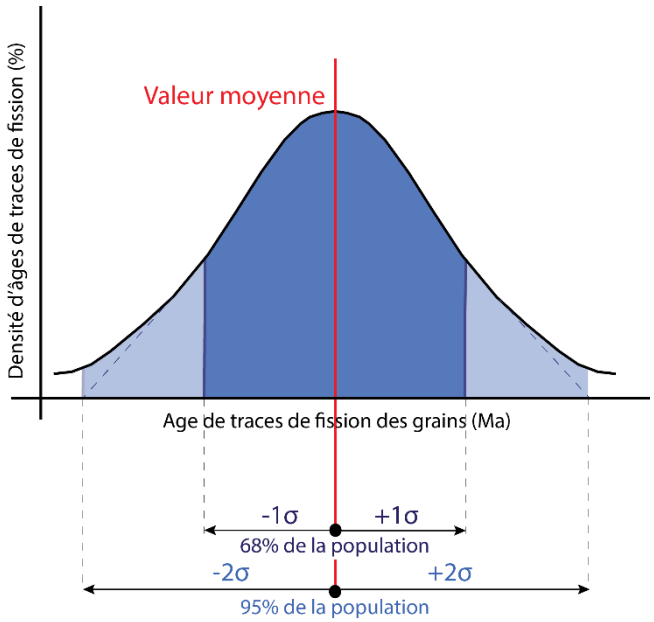


Fig. 4.26. Représentation de l'écart-type (ou niveau de confiance) sur un pic d'âge traces de fission d'une population de minéraux. Un niveau de confiance d'un σ signifie que 68% de la population d'âges se trouve autour de la valeur moyenne (en rouge). Un niveau de confiance de deux σ signifie que 95% de la population d'âges se trouve autour de la valeur moyenne.

Concernant les échantillons détritiques, ces derniers ont un contenu en apatite et/ou en zircon qui provient généralement de sources différentes. Chaque grain peut alors avoir une

gamme d'âge caractéristique selon sa source, générant des courbes de type gaussienne différentes. Il peut donc y avoir autant de pics d'âges qu'il y a de grains. Chacune des courbes gaussiennes pour un même échantillon représente ainsi une source distincte des roches. Le programme Binomfit (Brandon, 1992, 1996, 2002 ; Stewart et Brandon, 2004) va permettre de déterminer le nombre minimum de sources à partir du nombre de pics associés.

Dans le programme Binomfit est intégré le test du Khi-deux (χ^2), qui permet de tester l'homogénéité des âges ATF, en indiquant si les âges des grains datés individuellement peuvent se référer à un même événement ou à plusieurs évènements. Si $P(\chi^2)>5\%$, alors la distribution des âges est concordante, signifiant la présence d'une seule population d'âges. En revanche, si $P(\chi^2)<5\%$, la distribution est discordante, ce qui met en évidence plusieurs populations d'âges et donc plusieurs sources des grains constituant l'échantillon, sans pour autant en déterminer le nombre (Galbraith, 1981 ; Green, 1981). Toutes les données AFT présentées plus en aval dans la partie résultats, ont été obtenues grâce au programme Binomfit. Le détail pour chacun des échantillons figure en annexe.

4.5.3.2. Représentation sur « Radial Plotter »

Les âges AFT peuvent aussi être représentés sur un diagramme radial en utilisant le logiciel Radial Plotter (Galbraith, 1988 ; Galbraith et Green, 1990 ; Vermeesch, 2009). L'axe circulaire à droite du diagramme correspond à l'échelle des temps (en Ma), et il est représenté sous forme logarithmique. Ce type de diagramme permet de faire apparaitre l'âge de chaque grain, qui est projeté sur l'axe circulaire grâce à une droite passant par l'origine (x=0 ; y=0) et par le point d'un grain donné (Fig. 4.27). Ainsi chaque grain donnera un âge distinct. Les données à introduire sont : les Dpar mesurés, le nombre de traces de fission spontanées (Ns) et induites (Ni) comptées, zêta (ζ) et la densité de traces de fission induites sur le dosimètre (ρd). Selon leur précision, la position des grains par rapport à l'axe des abscisses sera différente : un grain ayant une forte incertitude sera placé à gauche du diagramme, c'est à dire proche de l'origine. A l'inverse, un grain précis sera placé sur la droite du diagramme, éloigné de l'origine. De plus, les valeurs d'âges minimum (Tg min) et maximum (Tg max) 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 représentant une seule population d'âge, parmi les grains analysés au sein de l'échantillon. Au contraire, lorsque les points sortent de cet intervalle, cela signifie que l'échantillon contient plusieurs populations d'âges (cas des échantillons détritiques). L'âge final donné à un échantillon est l'âge central (T0) de l'échantillon, qui comprend tous les âges de chaque grain, et qui se détermine par projection de l'axe des ordonnées à l'origine (y=0) sur l'axe circulaire des âges (ligne rouge sur la figure 4.27). Les diagrammes radiaux réalisés sur Radial Plotter sont aussi présentés en annexe.

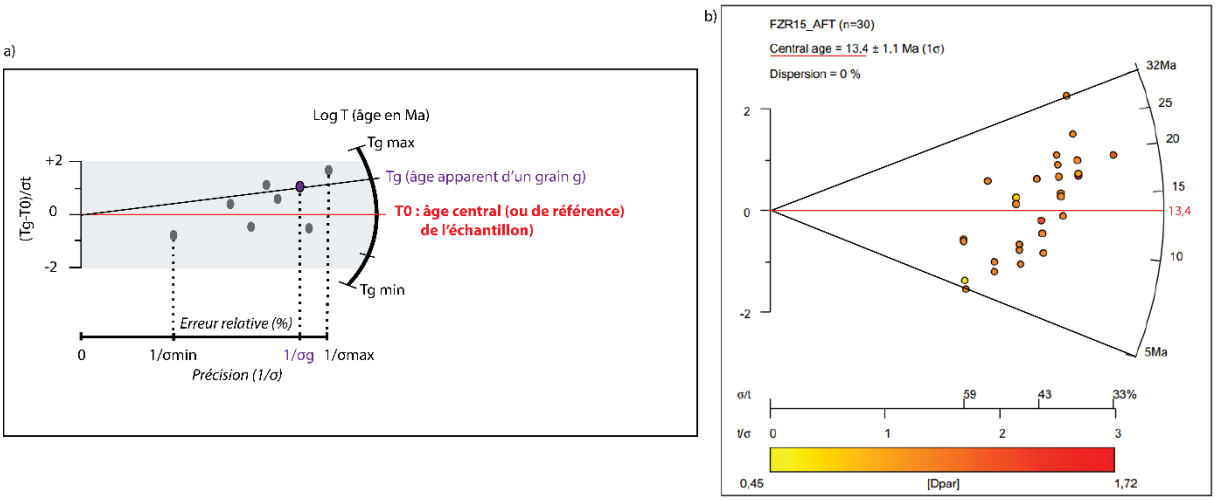


Fig. 4.27. a) Schéma représentant une population d'âges traces de fission sur apatite sous forme d'un diagramme radial (d'après Galbraith, 1988). La position des points dans le diagramme représente l'âge (tg) d'un grain (g) donné. T0 correspond à l'âge central de l'échantillon (ligne rouge) et σ à l'erreur sur l'âge. La précision de chaque grain sur l'axe des abscisses 0-tg dépend de l'incertitude σ, qui s'écrit : σ = (1/Ns + 1/Ni + 1/Nd) x 0,5, où Ns et Ni sont respectivement le nombre de traces spontanées et induites dans un cristal g, et Nd le nombre de traces du dosimètre neutronique. **b)** Exemple d'un diagramme sur radial plotter pour l'échantillon de granite FZR15 prelevé dans le massif du Fitz Roy (Patagonie). Son âge central est estimé à 13,4 Ma.

4.5.3.3. Incertitudes

Les densités de traces spontanées (ρs) et induites (ρi) pour des grains qui ont subi les mêmes événements thermiques, peuvent varier induisant ainsi une variabilité des âges AFT. Les raisons qui expliquent ces variations d'âge AFT pour une même population de grain sont diverses.

- Il y a d'abord les difficultés rencontrées lors du comptage :
  - Certaines traces sub-verticales apparaissent trop courtes par projection sur la surface polie, ce qui diminue l'efficacité de l'observation (Jonckheere et Van Den Haute, 2002).
  - La distinction des traces de fission de celle des autres défauts cristallins est aussi un problème pouvant générer des erreurs.
  - Les zones où la densité de traces est trop forte sont aussi une autre source d'erreur, car elles induisent un comptage difficile voire faussé. Les choix des grains à dater, de la zone de comptage dans ces grains et de la méthode de comptage utilisée sont des critères importants à prendre compte.

- Les différents grains d'apatite ne sont pas strictement identiques : leurs variations minéralogiques telles que la composition chimique, la teneur en uranium, la géométrie ou la taille, peuvent impliquer des réponses différentes pour une même contrainte thermique. Lors d'une fission spontanée, des ions peuvent sortir du réseau cristallin.

4.5.3.4. Distribution des traces

La distribution des longueurs de traces est représentée selon plusieurs géométries d'histogrammes, qui nous renseignent sur les histoires thermiques qu'ont subi les échantillons (Gleadow et Brown, 2000). Les quatre scénarii présentés ci-dessous (Fig. 4.28) correspondent à des histogrammes caractéristiques mais il existe aussi de nombreux cas intermédiaires.

- Le premier scénario présente une distribution étroite (inférieure ou égale à 1 µm) et une longueur des traces élevée (entre 13 et 14 µm). Il correspond à un refroidissement rapide, synonyme d'une exhumation brutale survenant par exemple lors du fonctionnement d'une faille ou d'une orogenèse. Cette géométrie traduit aussi un enregistrement de la plupart des traces à une température inférieure à 60°C, avec un temps de résidence très court dans la zone de rétention partielle.

- Le second scénario correspond à une courbe gaussienne et parfaitement symétrique des traces de fission. Cette géométrie traduit un enfouissement continu des échantillons détritiques.
- Le troisième scénario présente une distribution des longueurs de traces répartie sur une courbe gaussienne asymétrique. La dispersion des longueurs de traces évolue entre 5 et 15 µm. La longueur moyenne représentative est de l'ordre de 12 à 13 µm. Cette géométrie exprime une formation continue des traces de fission, au cours d'une diminution progressive de la température induisant un refroidissement linéaire suite à un taux d'érosion constant.

- Ce dernier scénario représente une histoire plus complexe de la roche accompagnée d'une phase d'enfouissement. La distribution des longueurs est représentée selon deux pics, traduisant deux épisodes de refroidissement. Deux populations de longueur de traces sont enregistrées. L'augmentation de la température lors de la phase d'enfouissement implique le retour des roches dans la zone de rétention partielle, générant le raccourcissement des traces. Les traces formées après la seconde phase de refroidissement sont plus longues que les traces initiales.

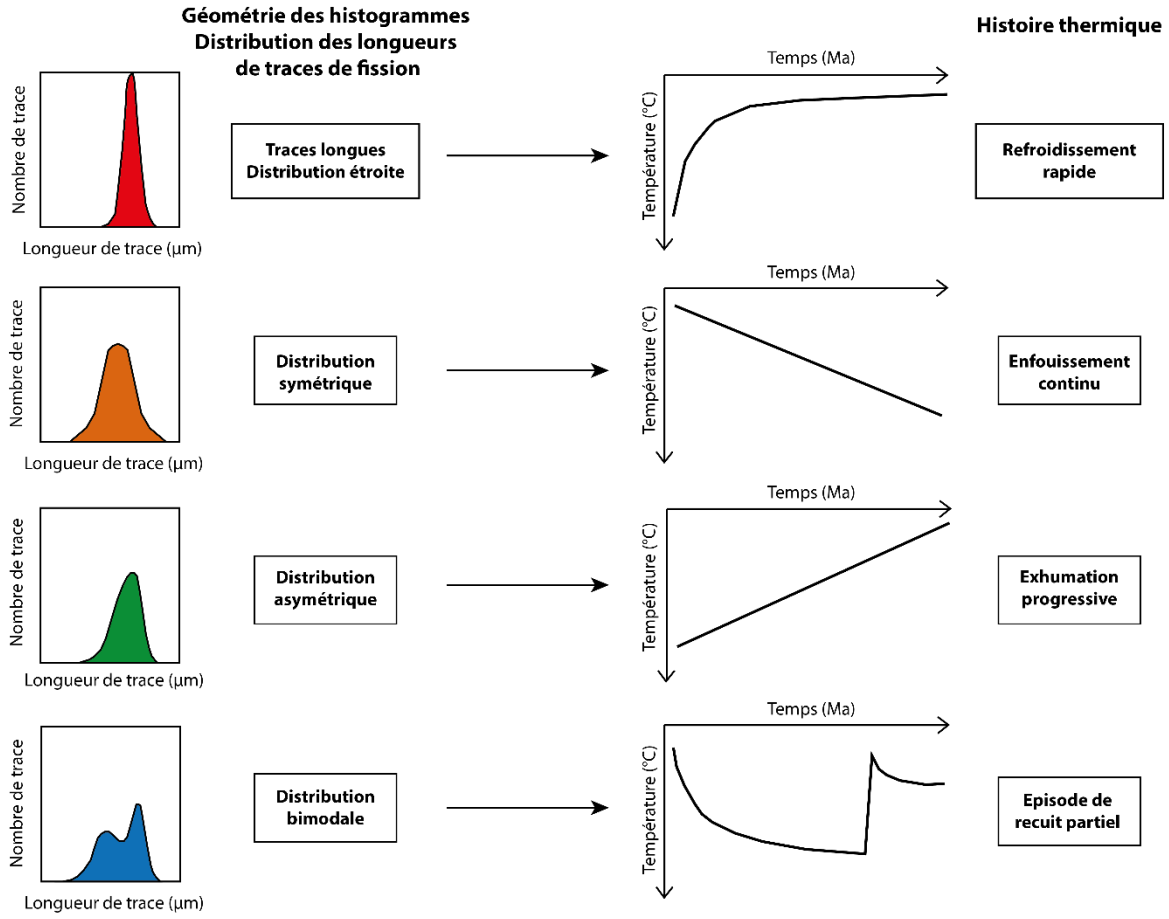


Fig. 4.28. La distribution des longueurs de traces renseigne sur l'histoire thermique d'après Galbraith et Laslett (1993) : **a)** refroidissement rapide, **b)** rechauffement lié à l'enfouissement continu, **c)** refroidissement du à une exhumation progressive et **d)** épisode de recuit partiel.

4.5.3.5. Variation du signal thermochronologique dans un même massif

Dans le cas simple d'une chaîne de montagne, celle-ci présentera généralement des âges différents selon l'endroit où l'on récolte l'échantillon : le centre du massif aura souvent un âge trace de fission plus jeune que ses bordures. Cela provient du taux d'exhumation et d'érosion associé qui sont généralement plus importants au cœur du massif, où résident les plus hauts reliefs plus facilement soumis à l'érosion (Fig. 4.29). Par conséquent, le signal thermochronologique du massif sera caractérisé par plusieurs pics d'âges de traces de fission.

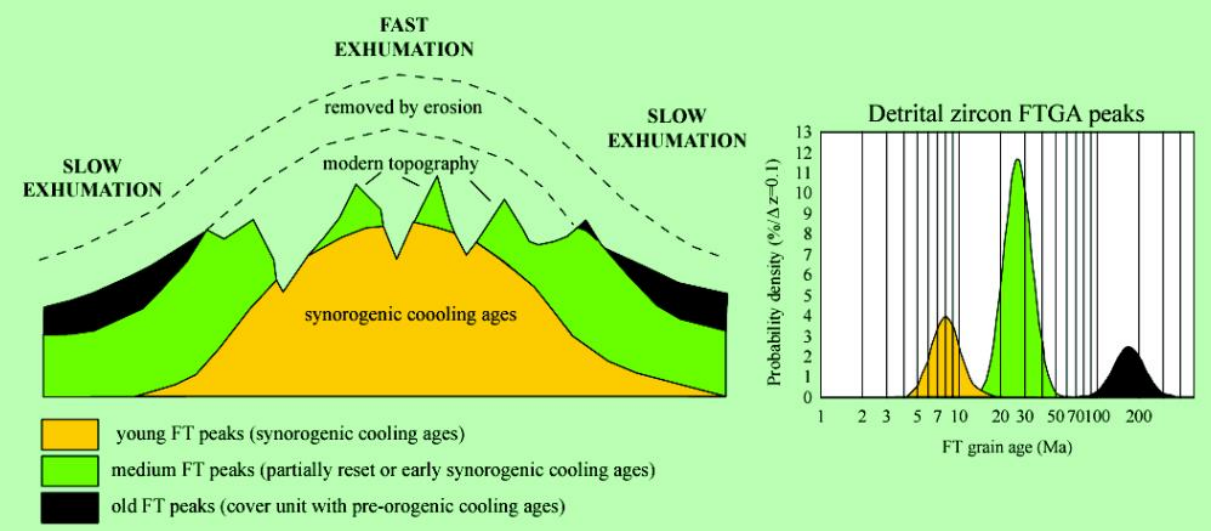


Fig. 4.29. Schéma d'un massif représentant différents âges selon la localisation des échantillons. Diagramme représentant signaux détritiques traces de fission sur zircon (d'après Bernet et al., 2004) et montrant que les âges les plus anciens se trouvent souvent sur les flancs extérieurs du massif.

On peut aussi observer ce phénomène dans un contexte de prisme orogénique, où les vitesses d'exhumation seront différentes de part et d'autre du prisme. De ce fait les âges de refroidissement seront aussi différents entre l'avant et l'arrière du prisme. A l'avant du prisme, l'exhumation est plus importante qu'à l'arrière, et les âges de refroidissement seront plus jeunes. A l'inverse à l'arrière du prisme, les âges seront plus vieux. Il y a donc plusieurs gammes d'âges de trace de fission, qui se traduisent par plusieurs pics sur la figure 4.30.

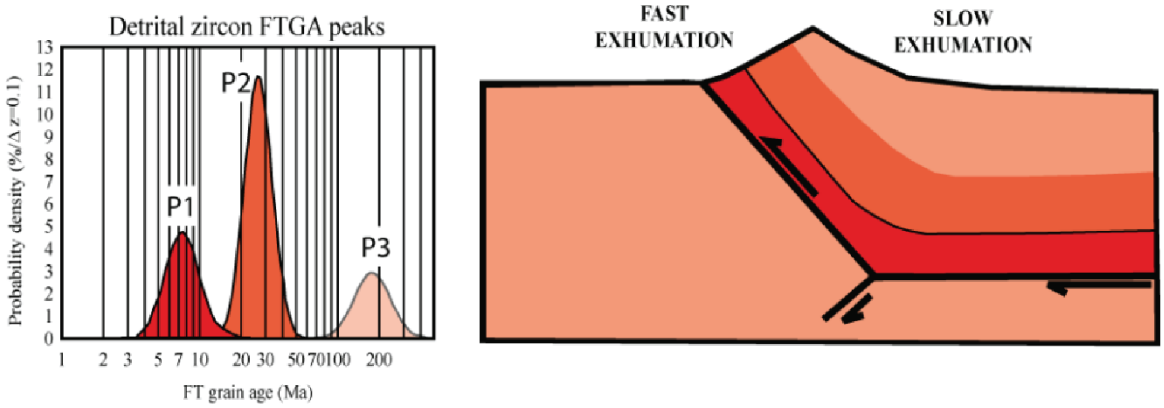


Fig. 4.30. Ages de refroidissement syn-orogénique sur un versant d'une chaîne de montagnes (d'après Bernet et Garver, 2005). L'exhumation de cette chaîne se fait à des vitesses plus rapides au niveau du plan de chevauchement frontal, et plus lentes sur le côté arrière de la chaîne.

4.5.4. Acquisition des données traces de fission sur apatites

Après le tri physico-chimique des apatites, neuf montages constitués de grains d'apatites montés sur des plots de résines et recouverts de plaques de muscovite, ont été réalisés au laboratoire d'ISTerre. Ces montages contiennent chacun des grains d'apatites issus d'échantillons de granites et de grès collectés sur le terrain (FZR10 à FZR15, PEA1, PEA3 et PYR2). Ils ont ensuite été envoyés en Allemagne, pour être irradiés dans le réacteur de recherche (FRM II) à l'Université de Munich.

Une fois les échantillons de granites irradiés, j'ai effectué la phase de comptage durant un mois au laboratoire d'ISTerre avec l'aide de Matthias Bernet et Mélanie Balvay. Ce comptage s'est fait à partir d'un microscope Olympus BX51, assisté par un ordinateur, à l'aide d'une tablette digitale calibrée et d'une souris-pointeur équipée d'une diode électroluminescente de forte intensité, visible dans le microscope via un système de miroirs (Fig. 4.31). L'image du curseur se surimpose à l'image des traces observées.

La première étape consiste à d'abord localiser (en coordonnées XY) une centaine de grains sur le montage, grâce à la platine motorisée du microscope reliée au logiciel FTStage4.04PC (grossissement x10). Cette platine permet d'enregistrer la position de chaque grain analysé présent sur le montage, via ce programme qui retrouve de manière automatique l'image symétrique des cristaux sur le détecteur externe, et qui peut passer de l'un à l'autre avec une précision de l'ordre de ~0,1 µm. Cette semi-automatisation permet de gagner en rapidité lors des mesures et limite les erreurs de positionnement. Cela maximise aussi les chances d'avoir des grains de bonne qualité pour la phase de comptage. On choisit des apatites assez grandes, pour lesquelles la section polie est parallèle à l'axe d'allongement C et plutôt pauvres en défauts. Mais les critères sont moins sélectifs que ceux du protocole (U-Th)/He sur apatite, car la présence d'inclusions n'est pas rédhibitoire. Lors du comptage, entre 20 et 30 grains sont choisis pour déterminer un âge AFT à chaque échantillon.

La surface de comptage est définie à l'aide d'un quadrillage de 100 carreaux (de 10 µm de côté) situés dans les oculaires du microscope. Cette surface de comptage est choisie, dans la mesure du possible, au centre du grain afin d'avoir un comptage de traces sur la totalité des carreaux, dans une zone dépourvue de défauts tels que des microfractures, et avec une densité de traces raisonnable et homogène. Toutes les traces sont alors comptabilisées, ce qui permet de déterminer un nombre de traces de fission spontanées (Ns) par unité de surface dans le montage, pour en déduire une densité de traces de fission spontanées (ρs). On retrouve ensuite l'empreinte du grain dans la feuille de muscovite par symétrie axiale (Fig. 4.32), assistée par l'ordinateur via la platine motorisée. On compte ainsi le nombre de traces induites (Ni) pour une surface identique, à la même position dans le grain. On en déduire la densité de traces de fission induite (ρi).

Pour les échantillons contenant suffisamment de traces et d'etch-pit observables, le paramètre Dpar a aussi été déterminé. Ces mesures de longueur des etch-pit sont assez délicates car elles nécessitent une extrême précision. Un minimum de quatre valeurs de Dpar au sein d'un même grain a donc été nécessaire pour obtenir une valeur moyenne acceptable (Donelick et al., 2005). La mesure du Dpar permet d'apporter une estimation de la chimie du cristal, notamment de sa proportion en chlore.

Les traces ont aussi été comptées dans les standards Fish Canyon Tuff (FCT) et Durango, dont la méthode de comptage est exactement la même que celle employée pour les échantillons. J'ai également compté les traces de fission induites dans les deux dosimètres (''bottom'' et ''top'') associés à la boite d'échantillons irradiés. Une densité de traces de fission induites (ρd) dans les dosimètres est estimée. Ce paramètre sert de calibration, permettant de déterminer le facteur zêta.

Il est recommandé d'utiliser la même méthode de comptage pour être le plus rigoureux possible. Dans mon cas, j'ai choisi de prendre en compte les traces qui touchent les bords extérieurs du quadrillage et de toujours compter dans le même sens. Le comptage commence en haut à gauche dans la première colonne, je compte en descendant. Puis, je change de colonne et je compte en remontant la seconde colonne et je navigue de cette façon pour les colonnes suivantes (Fig. 4.32.1'-2'). Une trace située à cheval sur deux colonnes sera comptée lors du comptage de la première colonne, et non prise en compte lors du comptage de la seconde colonne. Cette rigueur dans la méthode de comptage est primordiale pour déterminer un nombre de traces juste, en évitant les erreurs et ainsi obtenir un âge AFT cohérent.

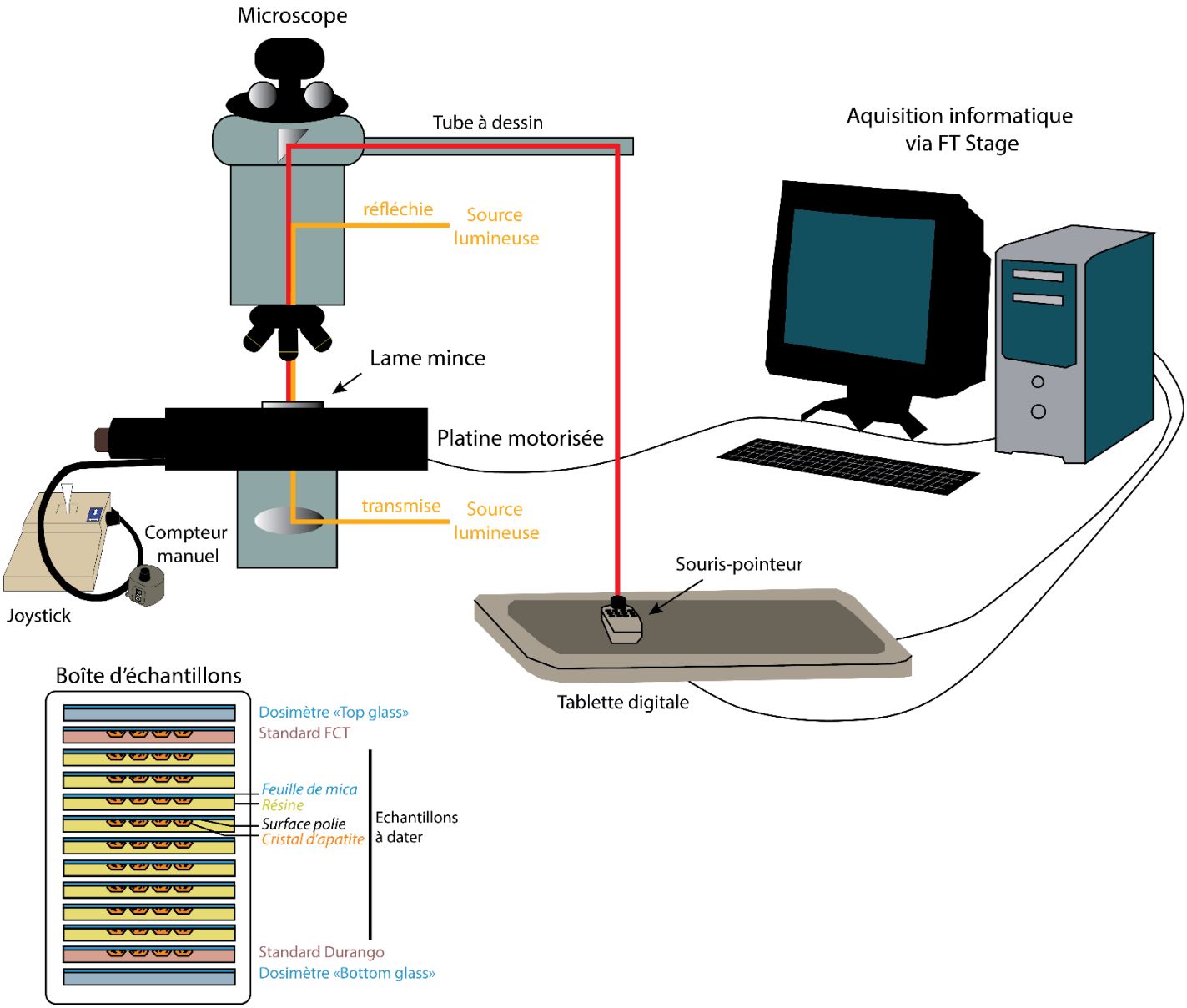


Fig. 4.31. Dispositif de comptage et de mesure des traces de fission, avec de gauche à droite : un joystick de commande de la platine, un microscope optique avec une platine motorisée, une tablette à dessin et une souris-pointeur reliées à un ordinateur. La boîte d'échantillons accompagnée des dosimètres et des standards est également représentée.

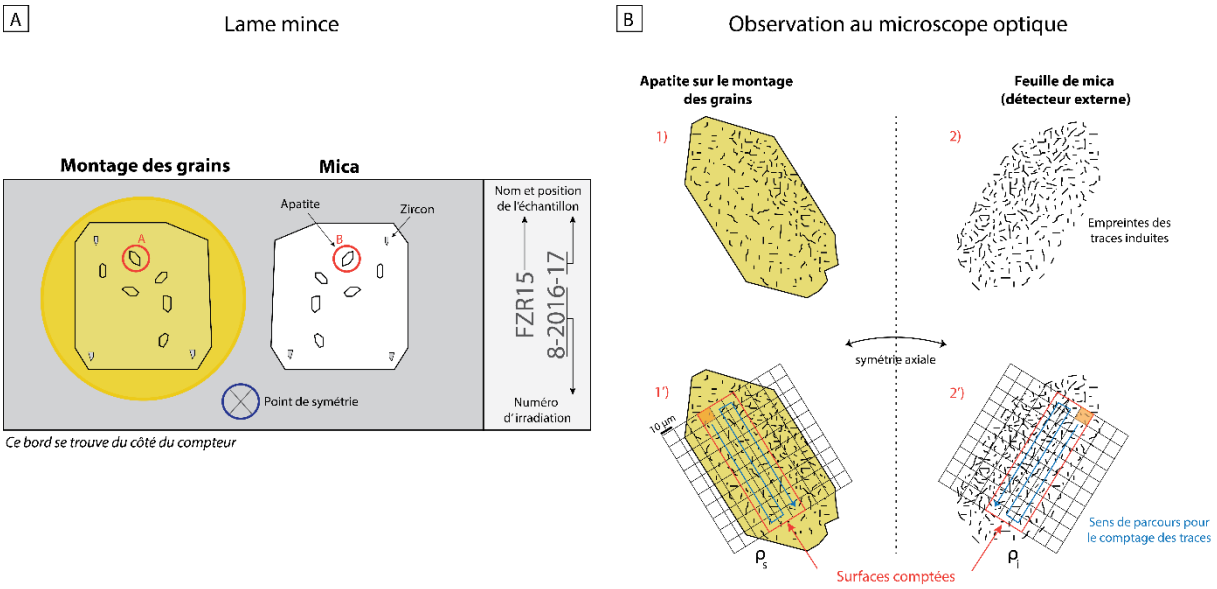


Fig. 4.32. A) Schéma représentant une lame mince composée du montage des grains et de la feuille de mica associée. La symétrie des grains entre les deux facettes est repérable à partir des trois grains de trois zircons positionnés sur trois coins. Une croix gravée au diamant située en bas de la lame sert aussi de point de symétrie, et elle est localisée en coordonnées XY, afin de retrouver l'image du grain sur la feuille de mica. **B)** Zoom sur un grain d'apatite : **1)** Grain d'apatite et ses traces de fission spontanées sur le montage. **2)** Image symétrique du grain sur la feuille de mica (détecteur externe), représentée par des traces de fission induites. **1')** et **2')** Schéma du même grain sur le montage et sur le mica respectivement, superposé d'un quadrillage de 100 carreaux représentant la méthode de comptage.

4.6. Résultats

4.6.1. Choix des affleurements et limites dans l'acquisition des données

4.6.1.1. Accès aux affleurements sur le terrain

L'acquisition des données de thermochronologie basse-température présente certaines limites, qui proviennent en premier lieu de la nature du terrain. En Patagonie, le relief devient vite escarpé, notamment dans les secteurs granitiques. Ceux-ci n'affleurent qu'à partir de ~1400 m d'altitude et atteignent 3405 m d'altitude pour le Fitz Roy, aiguille culminante de tout le massif. Nos échantillons de granites ont été collectés entre 1410 et 2059 m d'altitude. Nous sommes allés sur le versant Nord du Fitz Roy, accessible par un sentier montant au camp de base de Piedra Negra situé en bas du Glacier Guillaumet (se référer à la figure 4.12). Un premier profil subhorizontal a été réalisé autour de ce glacier, avec une différence de 75 m entre l'échantillon FZR12 (1765 m d'altitude) et FZR11 (1840 m d'altitude). Un second profil subvertical de 500 m a été réalisé autour du Glacier Nord du Fitz Roy, démarrant à 1410 m (FZR13) et atteignant 1910 m d'altitude (FZR15). Ces deux profils sont relativement proches, avec 3km de distance entre les échantillons les plus éloignés (FZR12 et FZR15). Le profil subhorizontal se trouve dans la gamme d'altitude du profil subvertical. Des comparaisons peuvent être faites entre les deux profils. Deux autres échantillons, FZR3 et FZR4 ont été collectés en 2014 au niveau du col situé au Nord-Est de l'Aiguille Guillaumet. L'échantillon FZR4 se trouvait à 1890 m d'altitude et l'échantillon FZR3 à 2059 m d'altitude. Leur comparaison avec les deux autres profils est intéressante puisque ces échantillons permettent d'obtenir des données thermochronologiques à des altitudes élevées, l'échantillon FZR3 étant le plus haut de tous nos échantillons granitiques.

Il aurait été intéressant d'échantillonner du granite à de plus hautes altitudes, pour obtenir des profils verticaux plus importants, mais le terrain au-delà de ~2000m exige un très bon niveau d'alpinisme, ce qui nous a empêché de nous procurer d'autres échantillons. De plus, l'accès sur certains versants est plus facile que sur d'autres. Le versant Nord du Fitz Roy reste le plus accessible par rapport aux autres versants Est, Sud et Ouest. En effet, le versant oriental se décompose en trois glaciers qui sont : le Glacier Sucio, le Glacier de los Tres et le Glacier Piedra Blanca, qui alimentent respectivement le Lac Sucia, le Lac de los Tres et le Lac Piedra Blanca (Fig. 4.33). Seul le Lac de los Tres est accessible par un sentier bien tracé, l'accès aux deux autres lacs nécessite une marche en hors sentier sur d'imposantes moraines. Les glaciers qui se déversent dans ces lacs sont constitués de nombreux séracs à la base et atteignant rapidement des pentes très raides en remontant vers les sommets. L'itinéraire du versant Sud se fait à partir du Lago Torre, mais deux obstacles empêchent l'accès aux premières zones granitiques au Sud du pluton, qui sont : la moraine latérale gauche du lac et le Glacier Grande qui alimente le lac et qui est aussi constitué de nombreux séracs. L'accès au versant Sud ne serait possible qu'en hiver, en alpinisme. Le versant Ouest, quant à lui, descend sur le Champ de Glace Sud de Patagonie, vaste de 16 800 km² et large d'une cinquantaine de kilomètres, et éloigné du Village El Chaltén (Fig. 4.33). Le choix des affleurements granitiques à échantillonner reste donc assez limité.

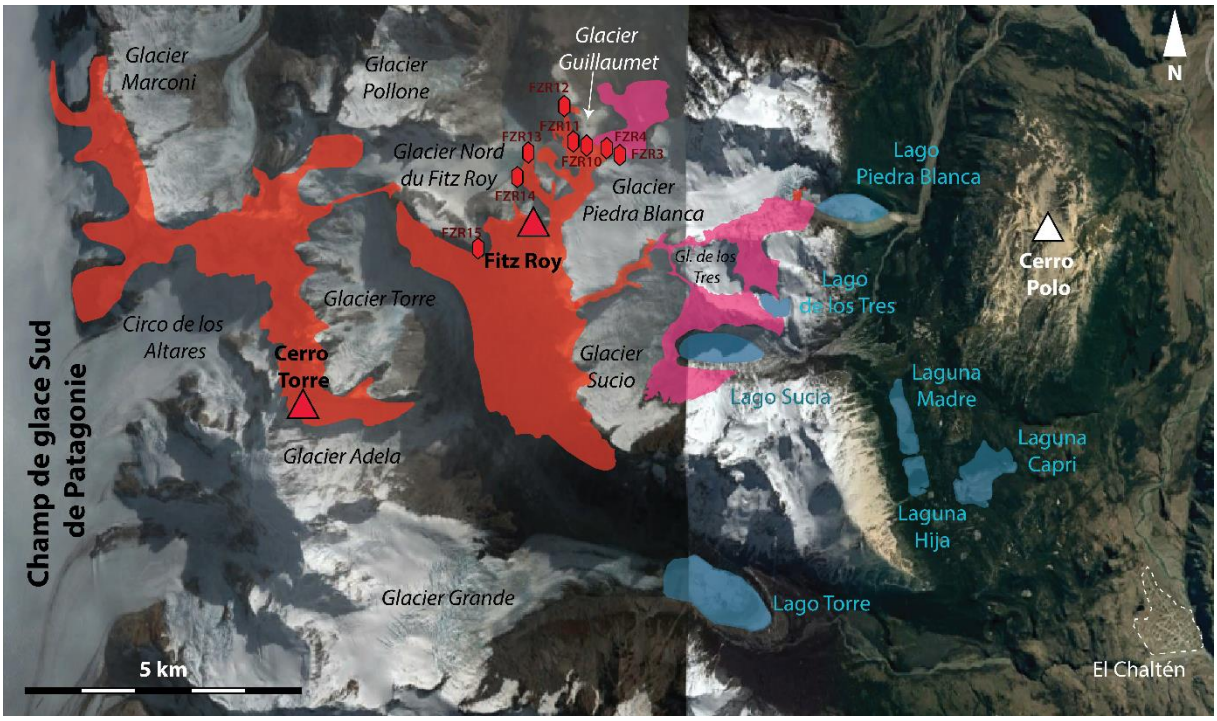


Fig. 4.33. Vue aérienne montrant l'étendue du complexe plutonique du Fitz Roy, la localisation des échantillons de granite, des principaux sommets, des glaciers et des lacs. Les zones rouges correspondent aux affleurements de granites et les zones roses regroupent les domaines de gabbros et de diorites.

L'échantillonnage de grès dans la chaîne plissée est plus aisé que dans les zones granitiques. Toutefois, l'accès aux affleurements nécessite de longues marches hors sentier, car aucun chemin n'existe dans la chaîne plissée d'avant-pays. L'accès se fait à partir de la route provinciale RP23 (seule route de cette région conduisant à El Chaltén) et de chemins de terre menant à des estancias (fermes) situées au pied de la chaîne plissée. Par ailleurs, la quantité d'affleurements de grès est beaucoup moins importante en début de pente, car ils sont recouverts par des éboulis et des dépôts fluvio-glaciaires. Seules les zones ravinées par des cours d'eau permettent la mise à nu du socle sédimentaire anté-Quaternaire. Dans les parties hautes, les bancs de grès sont présents en grande quantité, avec de nombreuses strates épaisses formant des escarpements parfois abrupts. Le choix des secteurs à échantillonner et du chemin à parcourir est donc important, pour pouvoir s'approcher au mieux des points culminants et ainsi d'obtenir des profils verticaux importants. L'accès difficile sur les hauteurs, l'absence de sentier, et la faible quantité d'affleurements au pied de la chaîne sont les raisons pour lesquelles nos profils verticaux ont été très limités en dénivelé (se référer à la figure 4.13). Le profil le plus petit correspond au profil de Kaikén Aike, qui fait 470 m de dénivelé, avec l'échantillon KA3 situé à 652 m d'altitude et KA1 à 1122 m d'altitude. Le profil du Cerro Pyramide, quant à lui, correspond au plus grand profil subvertical de la chaîne plissée, atteignant 765 m de dénivelé, avec PYR4 situé à 362 m d'altitude et PYR3 culminant à 1127 m d'altitude.

Un profil intermédiaire a été réalisé dans le secteur de Puesto El Alamo, réparti sur 521 m de dénivelé, avec PEA1 à 483 m d'altitude et PEA4 à 1004 m d'altitude. La particularité de ce secteur est la présence d'un plateau basaltique recouvrant les séries détritiques au sommet

de la chaîne. Les coulées de lave de ce plateau nommé « Meseta Chica », ont été datées entre 3,46 et 3,68 Ma par Mercer (1975) via la méthode K-Ar. L'écoulement de la lave à plus de 1000°C a généré un réchauffement des grès sur lesquels elle s'est déposée. Le basalte en contact avec les séries détritiques a donc pu effacer les signaux thermiques antérieurs, qui étaient enregistrés dans les apatites présentes dans les grès. Par conséquent, afin d'éviter d'obtenir un signal thermique lié au recuit des échantillons par le basalte, nous nous sommes restreints à une altitude maximale du profil Puesto El Alamo située à 100 m sous la surface structurale affectée par la coulée de lave (Fig. 4.13).

Les trois profils échantillonnés dans les grès sont assez éloignés de la zone d'échantillonnage dans le massif du Fitz Roy. Le Cerro Pyramide est la zone la plus proche du pluton, située à une vingtaine de kilomètres de celui-ci. Le secteur de Puesto El Alamo se trouve, quant à lui, à plus de 45 km du pluton. La zone de Kaikén Aike se trouve à ~10 km de distance du profil du Cerro Pyramide et du profil de Puesto El Alamo. Les échantillons PYR2 à PYR4 peuvent être corrélés aux échantillons KA1 à KA3, puisque ces derniers correspondent à des grès de la Formation Lago Viedma (Crétacé inférieur-Crétacé supérieur) et ils sont stratigraphiquement au même niveau, comme le montre le modèle de coupe dépliée que nous avons présenté dans le Chapitre 3 (Fig. 3.18.c). Seul l'échantillon PYR1 correspond à un grès de la Formation Rio Mayer (Crétacé inférieur) et se trouve donc en bas de la stratigraphie. La série PEA est constituée de grès de la Formation Puesto El Alamo (Crétacé supérieur) et se retrouve donc au-dessus de toute la série des échantillons de grès.

4.6.1.2. Limites dans l'acquisition des données en laboratoire

Les autres limites proviennent de la partie analyse en laboratoire. Parmi tous les échantillons analysés, seulement quatre échantillons de grès ont donné des âges thermochronologiques sur les onze grès collectés au départ. Il s'agit des échantillons PYR2, KA3, PEA1 et PEA3. L'absence de données pour les grès provient d'une part de la très faible quantité d'apatites présentes dans les échantillons, et d'autre part de la forte concentration d'inclusions dans les grains empêchant toute analyse (U-Th)/He. A l'inverse, les échantillons de granites ont l'avantage de contenir suffisamment d'apatites pour les analyses.

Toutefois les granites, tout comme les échantillons de grès, contiennent peu de traces, ce qui limite le nombre de Dpar à mesurer. Seuls les granites ont pu fournir des données de Dpar. La mesure de ce paramètre nécessite un nombre suffisant de traces de fission. L'abondance de traces de fission dans un grain traduit un signal thermique ancien. Or dans notre cas, les signaux thermochronologiques sont relativement récents (inférieurs à ~21 Ma) pour les granites et les grès confondus. Ces âges de refroidissement jeunes combinés à une teneur en uranium faible, expliquent la faible densité de traces dans les grains.

4.6.2. Description et interprétation des données thermochronologiques

Parmi les 19 échantillons collectés sur le terrain, seuls 4 grès sur 11 au total ont pu être datés. Tous les granites en revanche ont donné des résultats. Les granites FZR3 et FZR4 (mission de 2014) ont fait l'objet d'analyses thermochronologiques uniquement en AFT,

réalisées par Isabelle Coutand à l'Université de Dalhousie, au Canada. Les six autres granites (mission de 2015) ont donné des âges AFT et des âges AHe. Parmi les grès, seuls KA3 et PEA1 ont pu être datés par la méthode AHe, et PYR2, PEA1 et PEA3 par la méthode AFT. Au final, nous possédons 8 âges (U-Th)/He sur apatite, avec 26 grains d'apatites analysés, ainsi que 11 âges traces de fission sur apatite, avec 294 grains comptés au total. Les résultats AHe et AFT obtenus sont représentés dans le tableau 4.6, dans le graphique âge-altitude (Fig. 4.34) et sur le profil topographique (Fig. 4.35). Le tableau 4.7 présente le détail des paramètres qui ont permis d'obtenir les âges AFT.

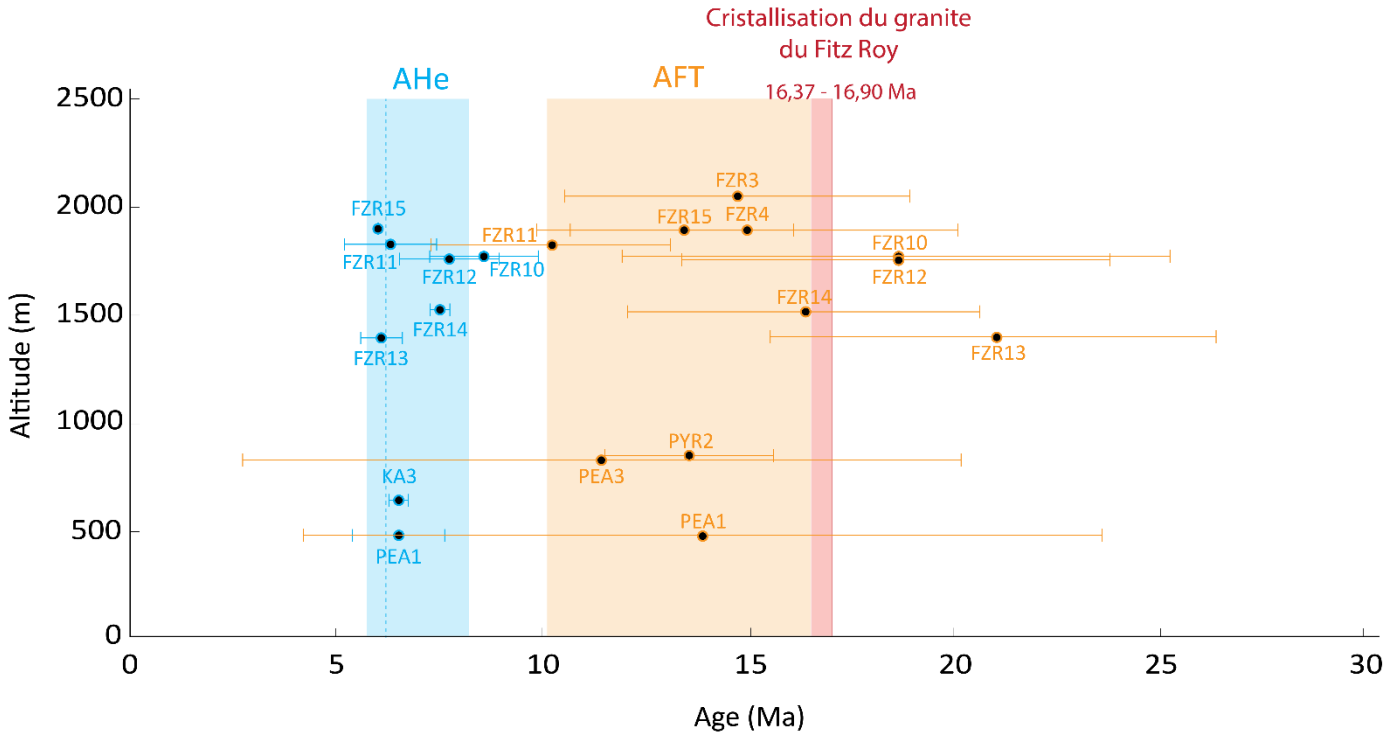


Fig. 4.34. Diagramme montrant les âges AFT et AHe obtenus en fonction de l'altitude de prélèvement des échantillons. Les barres d'erreur sont de 2σ pour les deux méthodes thermochronologiques. Les échantillons situés en dessous de 1000 m d'altitude ont été collectés dans les séries détritiques de la chaîne plissée, à plus de 25 km du pluton (nommés PYR pour ceux issus du Cerro Pyramide, KA pour ceux de Kaikén Aike et PEA pour ceux de Puesto El Alamo). Les échantillons prélevés au-delà de 1000 m d'altitude correspondent aux échantillons de granites collectés dans le Fitz Roy (nommés FZR).

Echantillon	Altitude (m)	Age moyen AHe (Ma)	± 2σ (Ma)	Age central AFT (Ma)	± 2σ (Ma)
FZR3	2059	-	-	14,7	4,2
FZR4	1890	-	-	14,9	5,1
FZR10	1780	8,6	1,4	18,4	6,7
FZR11	1840	6,3	1,0	10,2	2,9
FZR12	1765	7,7	1,2	18,3	5,2
FZR13	1410	6,1	0,4	21,0	5,4
FZR14	1530	7,5	0,2	16,3	4,3
FZR15	1910	6,0	0,0	13,4	2,7
KA3	652	6,5	0,2	-	-
PEA1	483	6,5	1,0	13,6	9,7
PEA3	848	-	-	11,4	8,7
PYR2	875	-	-	12,4	3,3

Tab. 4.6. Ages (U-Th)/He sur apatite (AHe) et âges traces de fission sur apatite (AFT) des granites du Fitz Roy et des grès de la chaîne plissée.

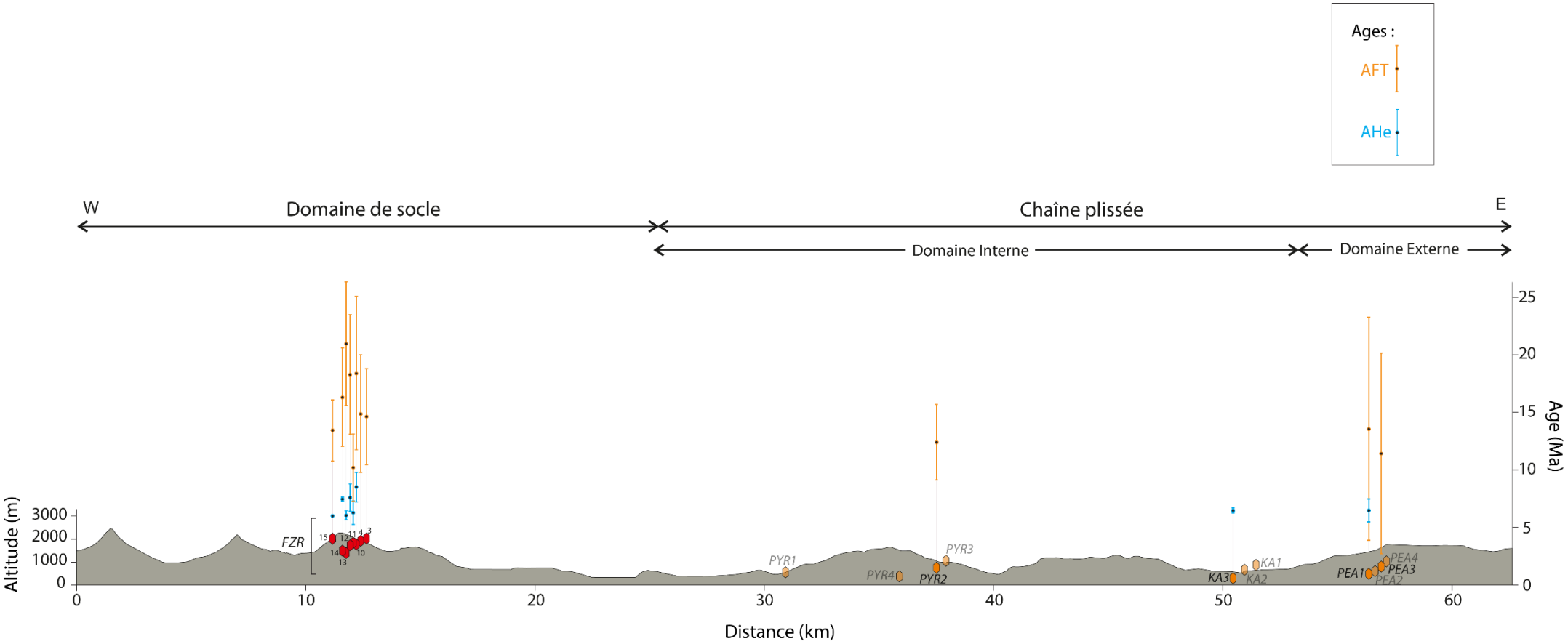


Fig. 4.35. Profil topographique représentant l'emplacement des échantillons en fonction de leur altitude de prélèvement, et en fonction des âges AFT (en orange) et AHe (en bleu) obtenus. Les échantillons de grès qui n'ont pas donné de résultats figurent en transparent.

Échantillons	Nombre de grains	ρs (10^{-4} cm^{-2})	Ns	ρi (10^{-5} cm^{-2})	Ni	ρd (10^{-6} cm^{-2})	P(χ^2) (%)	Dispersion de l'âge (%)	Age central (Ma)	± 2σ
FZR3	40	5,30	58	8,40	912	1,268	60,4	20	14,7	4,2
FZR4	40	4,60	38	7,12	588	1,279	65,4	0	14,9	5,1
FZR10	21	6,84	39	5,95	339	1,245	79,5	0,7	18,4	6,7
FZR11	30	4,44	67	6,96	1050	1,246	88,2	0,8	10,2	2,9
FZR12	26	5,95	71	5,19	619	1,248	43	11,3	18,3	5,2
FZR13	25	6,27	88	4,78	670	1,249	60,4	3,9	21	5,4
FZR14	30	4,54	85	4,47	836	1,250	96,3	0,3	16,3	4,3
FZR15	30	9,32	176	0,11	2104	1,252	61,9	1	13,4	2,7
PEA1	22	6,63	58	8,52	746	1,242	0	133,4	13,6	9,7
PEA3	8	5,08	15	8,64	255	1,246	3,4	65,3	11,4	8,7
PYR2	22	5,78	67	8,26	958	1,250	79,8	0,8	12,4	3,3

Échantillons	Zêta moyen	± 2σ	U (ppm)	± 2σ	Moyenne des Dpars (µm)	Nombre de Dpars	Nombre de carrés comptés	Taille des carrés comptés (10-7 cm^2)
FZR3	361,70	16,40	8	1	2,27	35	1209	8,98
FZR4	361,70	16,40	8	1	2,39	36	917	8,98
FZR10	256,70	16,34	7	1	1,11	15	892	6,39
FZR11	256,70	16,34	8	1	0,89	17	2361	6,39
FZR12	256,70	16,34	6	1	0,91	3	1866	6,39
FZR13	256,70	16,34	6	0	1,09	6	2195	6,39
FZR14	256,70	16,34	5	0	0,99	8	2929	6,39
FZR15	256,70	16,34	13	1	1,08	8	2956	6,39
PEA1	283,52	14,46	10	1	-	-	1370	6,39
PEA3	283,52	14,46	10	1	-	-	462	6,39
PYR2	283,52	14,46	10	1	-	-	1815	6,39

Tab. 4.7. Données traces de fission sur apatite. Les échantillons ont été comptés à sec avec un microscope Olympus BX-51 au grossissement x1250 au Laboratoire ISTerre (Grenoble). Seuls les deux échantillons de granites FZR3 et FZR4 prélevés en 2014, ont été traités dans le Laboratoire de traces de fission à l'Université de Dalhousie (par Isabelle Coutand). Les âges traces de fission sont donnés en âge central, et ils ont été calculés avec le programme Binomfit de M. Brandon (voir Ehlers et al., 2005). ρs est la densité de traces spontanées par unité de surface (cm^2), Ns le nombre de traces spontanées comptées, ρi la densité de traces induites sur le mica, Ni le nombre de traces induites, ρd la densité de traces induites comptées sur le dosimètre, U la concentration moyenne d'uranium (ppm).

Les données traces de fission sur apatite (AFT) sont représentées en orange sur le graphique (Fig. 4.34) en fonction de l'altitude de prélèvement des échantillons, et les données (U-Th)/He sur apatite (AHe) figurent en bleu. L'âge de cristallisation du complexe plutonique du Fitz Roy (16,3-16,9 Ma ; Ramirez de Arellano et al., 2012) est indiqué en rouge. Les résultats des deux méthodes thermochronologiques sont décrits ci-dessous.

- **Signal AFT**

Les données AFT montrent de grandes barres d'erreur à 2σ, qui varient entre ± 2,7 et ± 6,7 Ma pour les échantillons de granite (FZR3 à FZR15 ; Tab. 4.6). Pour les échantillons de grès, les incertitudes s'élèvent à ± 8,7 Ma pour PEA3 et ± 9,7 Ma pour PEA1. Seul l'échantillon PYR2 a une barre d'erreur de ± 3,3 Ma. Le tableau 4.7 présente les valeurs de Khi-deux ($P(\chi^2)$) et la dispersion de l'âge, tous deux en pourcentage. Les valeurs de $P(\chi^2)$ déterminent l'homogénéité des âges AFT. Lorsque $P(X^2)>5$ %, cela traduit une distribution concordante des âges et donc la présence d'une seule population d'âges. Tous les échantillons de granites ainsi que l'échantillon de grès PYR2 montrent des valeurs de $P(\chi^2)$ allant de 43 % (échantillon FZR12) à 96,3 % (échantillon FZR14). Chacun de ces échantillons présente donc une seule population d'âge. De même, la distribution des âges de ces échantillons dans le tableau 4.7 varie entre 0 (FZR4) et 20 % (FZR3). Seuls PEA1 et PEA3 ont des valeurs de $P(\chi^2)$ qui sont respectivement de 0 et 3,4 %. Ces valeurs inférieures à 5 % traduisent une distribution discordante des âges, qui est de 133,4 % pour PEA1 et de 65,3 % pour PEA3, ce qui met en évidence plusieurs populations d'âges. Ces deux échantillons de grès, collectés dans le secteur de Puesto El Alamo correspondent aux grès les plus récents de notre série d'échantillons, et ils sont issus de la Formation Puesto El Alamo datant du Crétacé supérieur. Ces valeurs peuvent mettre en évidence plusieurs sources dont sont issus les grains qui ont constitué ces échantillons, sans pour autant déterminer le nombre de sources (Galbraith, 1981 ; Green, 1981). Toutefois, les statistiques de comptage des traces spontanées sont faibles et les grandes dispersions observées notamment pour ces deux échantillons peuvent provenir de leurs grandes barres d'erreur. Dans la suite, on considère donc le nombre de populations d'âges calculé sur Binomfit (dont les documents regroupant les résultats sont présentés en annexes).

Concernant les échantillons de granite et l'échantillon de grès PYR2, les barres d'erreur sont inférieures à celles des échantillons de Puesto El Alamo mais restent relativement élevées. Ces incertitudes proviennent de la faible quantité d'uranium présente dans les apatites, induisant une faible densité de traces de fission spontanées. Ceci génère alors une grande variabilité dans le rapport du nombre de traces de fission spontanées et du nombre de traces induites par grain, et donc une gamme d'âge plus large pour un même échantillon. On remarque que la plupart des âges AFT accompagnés de leurs barres d'erreur, sont proches de l'âge de cristallisation du granite (en rouge sur la figure 4.34). Seuls les trois échantillons FZR10, FZR12 et FZR13 ont des âges plus vieux que l'âge de cristallisation (16,3-16,9 Ma), qui sont respectivement de 18,4, 18,3 et 21 Ma. Toutefois, leurs barres d'erreur atteignent des âges inférieurs à l'âge de cristallisation. Il est donc probable que leurs âges réels soient très proches de l'âge du pluton, tout comme ceux des autres échantillons. Concernant les autres échantillons de granites, leurs âges centraux varient de 10,2 Ma (FZR11) à 16,3 Ma (FZR14) et ces âges sont plus ou moins cohérents entre eux, en tenant compte des incertitudes. L'ensemble de ces données étant à la fois proche et légèrement plus jeune que l'âge du pluton,

traduit un refroidissement très rapide juste après la cristallisation du pluton. De plus, on ne voit pas de tendance des âges en fonction de l'altitude.

Les âges des trois grès ont des valeurs voisines des âges des granites puisqu'ils se trouvent aussi dans cet intervalle d'âge, avec PEA1 daté à 13,6 Ma, PEA3 daté à 11,4 Ma et PYR2 daté à 12,4 Ma. Le grès PYR2 issu de la Formation Lago Viedma, s'est déposé entre l'Aptien (fin du Crétacé inférieur, ~125 Ma) et le Cénomanien (début du Crétacé supérieur, ~95 Ma) dans le bassin austral. Les grès de Puesto El Alamo, quant à eux, se sont formés au Crétacé supérieur (de la fin du Cénomanien au Coniacien). Les signaux thermiques en AFT des grès indiquent des âges thermochronologiques de la fin du Miocène moyen, qui sont donc nettement plus jeunes que les âges de dépôt. L'histoire des grains présents dans les séries détritiques peut se définir en quatre étapes simples :

- 1) La première étape correspond à une ou plusieurs phases d'exhumation. Lors de cette ou de ces phase(s) d'exhumation, tous les minéraux (apatite, zircon, etc.) présents dans les roches qui constituaient ces anciennes montagnes, ont enregistré des âges de refroidissement.

- 2) Ensuite se produit une seconde étape correspondant à des processus de surface allant de l'érosion des paléo-reliefs jusqu'aux dépôts des sédiments dans le bassin austral. Ces processus de transport et de dépôt dans le bassin se sont déroulés juste avant le Crétacé inférieur, date à laquelle la Formation Lago Viedma a commencé à se déposer, et dans laquelle a été collecté l'échantillon PYR2. Ces processus de surface se sont poursuivis jusqu'au Crétacé supérieur, au moment du dépôt de la Formation Puesto El Alamo, dans laquelle nous avons collecté les échantillons PEA1 et PEA3.

- 3) La troisième étape correspond à l'enfouissement des sédiments dans le bassin austral. Lorsque les sédiments rassemblés dans le bassin sont enfouis, ces derniers peuvent atteindre des températures supérieures à la température maximale de la zone de recuit partiel (PAZ). Les signaux thermiques datant les phases d'exhumation anté-Mésozoïques sont alors totalement effacés. Si l'enfouissement atteint la PAZ, alors seule une partie du signal est effacée.

-4) Après l'enfouissement des roches, se produit une phase de refroidissement correspondant à une seconde phase d'exhumation. Selon les températures atteintes lors de l'enfouissement, le signal thermochronologique final sera différent. Pour un échantillon qui a été totalement recuit, seul le signal de la seconde phase d'exhumation est enregistré. Si en revanche l'échantillon a atteint la PAZ sans la dépasser, alors deux âges peuvent être représentés selon une distribution bimodale.

On remarque que l'échantillon PYR2 ayant un signal thermique à 12,4 ± 3,3 Ma, possède deux populations d'âge sur les grilles de Binomfit (en annexe). De plus, puisque l'âge thermochronologique est plus récent que l'âge de dépôt, cela signifierait alors que l'échantillon PYR2 a été recuit partiellement pendant l'enfouissement. Le signal de refroidissement le plus récent qui est le plus représentatif, date du Miocène moyen : il s'agit de l'âge central. C'est également le cas pour l'échantillon PEA1, qui a un âge thermochronologique de 13,6 ± 9,7 Ma et qui possède deux populations d'âges. En revanche, PEA3 qui a été daté à 11,4 ± 8,7 Ma n'est représenté que par une seule gamme d'âges.

La Formation Puesto El Alamo dans laquelle ont été collectés les échantillons PEA1 et PEA3, a été recouverte plus tard au Pliocène (3,46-3,68 Ma) par des coulées de lave formant le plateau basaltique « Meseta Chica » (Mercer, 1975). L'échantillon PEA1 ne présente aucun âge aussi récent dans les grains individuels (voir annexe) et son âge central est Miocène moyen. Cela montre que la coulée de basalte n'a eu aucune influence sur le recuit de cet échantillon, qui se trouve à 637 m de la coulée de lave. L'échantillon PEA3 donnant aussi un âge du Miocène moyen, présente toutefois deux âges individuels sur 8 grains comptés au total, qui sont estimés à 2,1 Ma et 4,3 Ma (voir annexe). Ceci est relativement proche de l'âge du plateau basaltique. L'échantillon PEA3 est plus proche de la coulée que l'échantillon PEA1 puisqu'il se trouve à 272 m de la surface structurale sur laquelle s'est déposée la coulée de basalte. Il est donc possible que cette coulée ait très légèrement recuit cet échantillon, sans pour autant effacer le signal majeur qui date du Miocène moyen.

- **<u>Signal AHe</u>**

Les données (U-Th)/He sur apatite sont représentées en bleu sur le graphique âge-altitude (Fig. 4.34). Ces données présentent un signal bien aligné autour d'un intervalle d'âge peu étendu, compris entre 6,0 ± 0,1 Ma pour l'échantillon FZR15 à 8,6 ± 1,4 Ma pour l'échantillon FZR10. Ces âges comprennent à la fois les échantillons de grès et les échantillons de granites. En regardant plus dans le détail, on voit que parmi les 8 échantillons datés, 5 ont un âge restreint à 6-6,5 Ma. Il s'agit des échantillons de grès KA3 daté à 6,5 ± 0,2 Ma et PEA1 daté à 6,5 ± 1,0 Ma ; et des échantillons de granites FZR11, FZR13 et FZR15 daté respectivement à 6,3 ± 1,0 Ma, à 6,1 ± 0,4 Ma et 6,0 ± 0,0 Ma. Pour les échantillons FZR12 et FZR14, les âges sont respectivement de 7,7 ± 1,2 Ma et 7,5 ± 0,2 Ma, ce qui reste assez proche de l'intervalle 6-6,5 Ma. Seul l'échantillon FZR10 indique un âge légèrement plus ancien, à 8,6 ± 1,4 Ma. Si on tient compte des incertitudes, cet âge reste compatible avec les âges compris entre ~6 et ~7,5 Ma.

Les échantillons de grès ont été collectés dans la chaîne plissée, à plus de 35 km du massif du Fitz Roy pour KA3 et à plus de 45 km pour PEA1. On remarque que malgré la distance séparant ces deux domaines morpho-structuraux, les échantillons collectés à différentes altitudes présentent des âges compris entre ~6 et ~7,5 Ma. Cela suggère donc une exhumation synchrone de toute la région allant du domaine de socle (Fitz Roy) au domaine externe de la chaîne plissée (Puesto El Alamo).

Par ailleurs, notre région ne présente pas de dépôts datant du Tertiaire à l'exception des coulées de basaltes et des dépôts fluvio-glaciaires postérieurs à la compression. Par conséquent, on ne peut pas savoir précisément quand est-ce les chevauchements ont été actifs. On sait que la compression qui a démarré au Crétacé supérieur, s'est poursuivie jusqu'au Miocène inférieur d'après Fosdick et al. (2011) à 50°S de latitude, voire jusqu'au Miocène moyen, à 14 Ma d'après Guillaume et al. (2009) ou entre 15 et 10 Ma d'après Lagabrielle et al. (2004), tous deux vers la latitude 46°S. Notre zone se trouvant à 49°S de latitude, située entre ces deux zones d'études, mais étant plus proche de la zone d'étude de Fosdick et al. (2011), il est probable que la compression se soit arrêtée sur un intervalle de temps entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen. Si c'est le cas, et puisque que nos données AHe sont d'âge Miocène supérieur, alors l'activité des chevauchements majeurs de cette région ne devrait pas être à l'origine de l'exhumation de nos échantillons. Cela signifierait que la dénudation vers 7 Ma n'est pas une réponse directe à la tectonique

compressive, mais plutôt à un autre phénomène plus régional qui concerne à la fois le domaine de socle et la zone d'avant pays plissée. En revanche, puisque nos âges AFT sont du Miocène moyen, l'activité des failles pourrait avoir eu un effet sur le soulèvement des échantillons.

4.6.3. Modélisation de l'histoire thermique sur HeFTy

L'ensemble des données présentées ci-dessus a été exploité à l'aide du logiciel HeFTy, qui signifie [He]lium [F]ission [T]rack [y] otras sistemas thermochronologicas, amélioré par Ketcham (2005) et Ketcham et al. (2007). Ce programme prend en compte, pour un même échantillon, des données issues des méthodes de datation trace de fission sur apatite et (U-Th)/He sur apatite. L'association des deux thermochronomètres permet de mieux contraindre le modèle d'évolution thermochronologique des échantillons étudiés. Le programme modélise, à partir de l'inversion de ces données thermochronologiques, un ensemble de chemins temps-température possibles, parcourus par un échantillon lors de son histoire thermique. Cet outil est adapté pour modéliser individuellement l'histoire thermique de chacun des échantillons car notre jeu de données est simple. HeFTy est paramétrable car on peut ajouter des contraintes géologiques connues, tel qu'un âge de cristallisation d'un pluton ou un âge de dépôt, ce qui permet de cibler un espace en temps et en température. Chaque chemin temps-température doit passer en au moins un point de ces contraintes.

QTQt est un autre programme permettant de reconstituer l'évolution thermique d'une région (Vermeesch et Tian, 2014). Il nécessite d'avoir de nombreux échantillons à des altitudes variables, dans une zone géographique restreinte. Le dénivelé maximum entre les points que nous avons échantillonnés sur le Fitz Roy reste modeste, et les points échantillonnés dans la zone d'avant pays plissée sont assez éloignés de ce massif. Notre échantillonnage ne justifie donc pas l'utilisation de ce programme.

Lorsque les données sont introduites dans le logiciel, on définit un nombre de chemins temps-température, idéalement 100 000 ce qui rend les modèles statistiquement plus robustes. Pour le calcul de données AFT, plusieurs paramètres sont introduits dans le logiciel dans la partie « Age data » (Fig. 4.36.a), qui sont : le zêta ζ et son erreur σ(ζ), ρd, Nd, Ns, Ni et le Dpar de chaque grain s'il est disponible (se référer à la sous-partie sur les traces de fission décrite en amont dans ce chapitre). L'intégration du paramètre Dpar permet d'affiner les modèles temps-température. Le logiciel calcule automatiquement un âge avec son incertitude pour chaque grain, à partir du nombre de traces spontanées (Ns) et induites (Ni). Le modèle de recuit/cicatrisation des traces de fission utilisé est celui de Ketcham et al. (2007). Dans les paramètres à ajouter dans le logiciel pour le calcul des données AHe (Fig. 4.36.b), on choisit la calibration de Flowers et al. (2009) qui est la plus adaptée car la plupart de nos apatites sont des fluorapatites pauvres en uranium. On coche les paramètres « good precision » et « éjection », et on ajoute le rayon sphérique moyen des grains pour chaque échantillon en µm (voir la figure 4.36.b). Le logiciel affiche automatiquement l'âge non corrigé et l'âge corrigé avec son erreur.

L'inversion des données correspond à un calcul statistique en effectuant 100 000 itérations par la méthode Monte Carlo (Fig. 4.36.g). Les valeurs modélisées sont ensuite comparées aux données réelles via un test de Kolmogorov-Smirnov (Press et al., 1988 ; Willet,

1997). Le paramètre statistique du GOF signifiant « goodness of fit » indique (par un calcul d'intégrale détaillé dans Ketcham, 2005) si le modèle temps-température s'accorde avec les données (GOF=1) ou pas (GOF=0). Des enveloppes de confiance des chemins modélisés sont calculées et classées en trois catégories. Elles indiquent si les histoires thermiques sont statistiquement mauvaises (bad fit), acceptables (acceptable fit) et bonnes (good fit). La première catégorie (bad fit) correspond aux histoires thermiques où la valeur moyenne du GOF est inférieure à 0,05 : elle est automatiquement rejetée du modèle et n'est pas représentée. La deuxième catégorie, représentée par une enveloppe verte (Fig. 4.36.e), est constituée des chemins temps-températures présentant des tests statistiques acceptables, où : $0,05 < GOF < 0,5$. Ces trajectoires dites acceptables sont aussi nommées σ1, correspondant à un intervalle de confiance de 68 %. La troisième catégorie correspond aux histoires thermiques ayant une valeur moyenne de GOF supérieure à 0,5. Ces histoires thermiques statistiquement bonnes sont représentées par une enveloppe magenta (Fig. 4.36.e), et nommées σ2 qui correspond à un intervalle de confiance de 95%. Pour la méthode AFT, un diagramme mettant en relation la longueur des traces en fonction de leur fréquence est également représenté (Fig. 4.36.f).

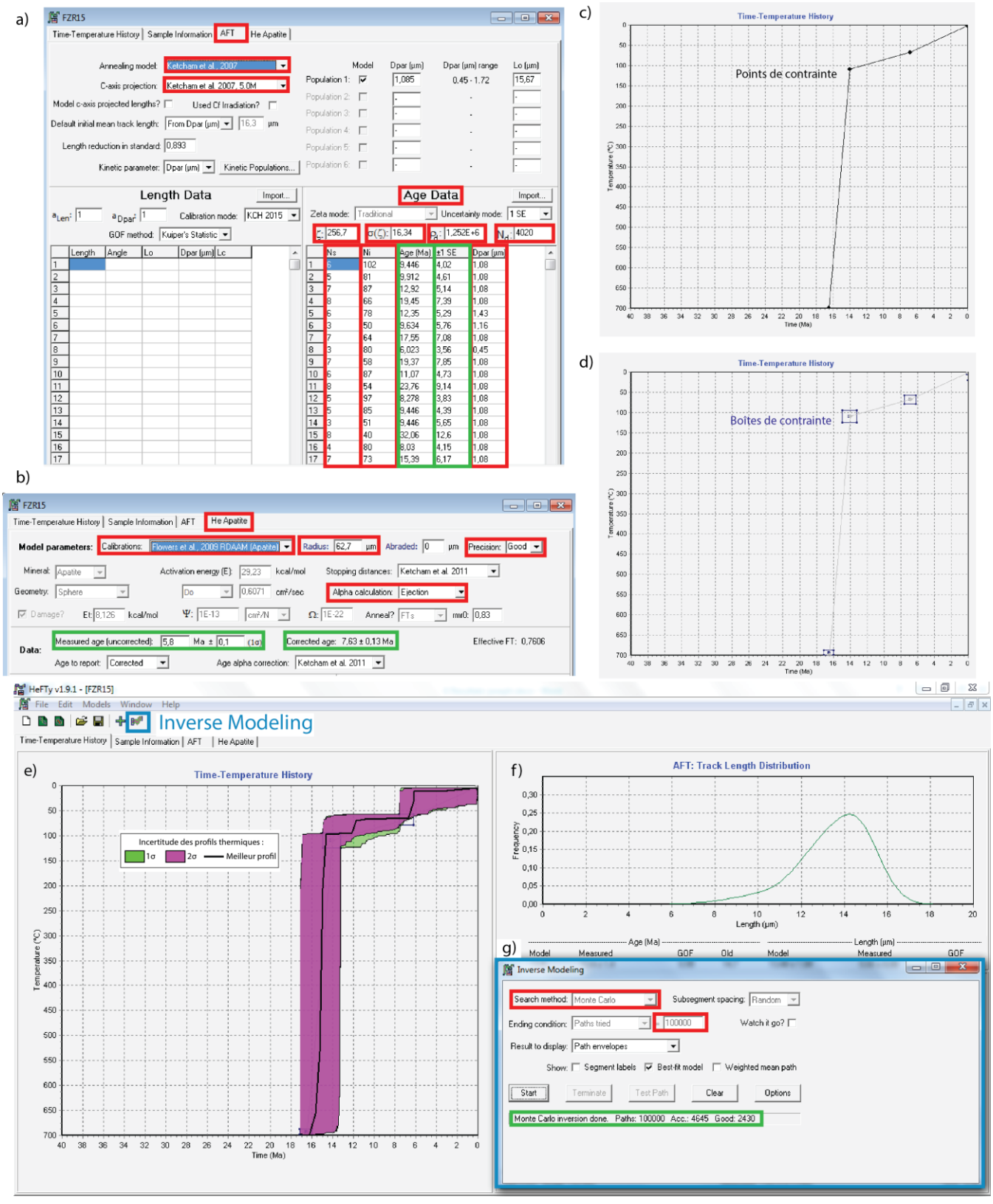


Fig. 4.36. a) Fenêtre de la méthode AFT sur HeFTy. **b)** Fenêtre de la méthode AHe sur HeFTy. Les zones rouges correspondent aux paramètres à intégrer ou à choisir. Les zones vertes correspondent aux données calculées automatiquement sur HeFTy. **c)** Points de contrainte reliés par des droites, à définir sur le diagramme temps-température. **d)** Boîtes de contrainte

à définir sur le diagramme temps-température pour la modélisation inverse. **e)** Profil thermique de l'échantillon FZR15 obtenu par l'« Inverse Modeling » (en bleu). **f)** Diagramme représentant la longueur de traces en fonction de sa fréquence. **g)** Fenêtre de l'« Inverse Modeling » (en bleu) dans laquelle nous choisissons la méthode de Monte Carlo et le nombre d'itérations (en rouge). Le cadre en vert affiche le nombre de chemins acceptables et de chemins bons, qui sont ensuite répertoriés dans le tableau 4.8.

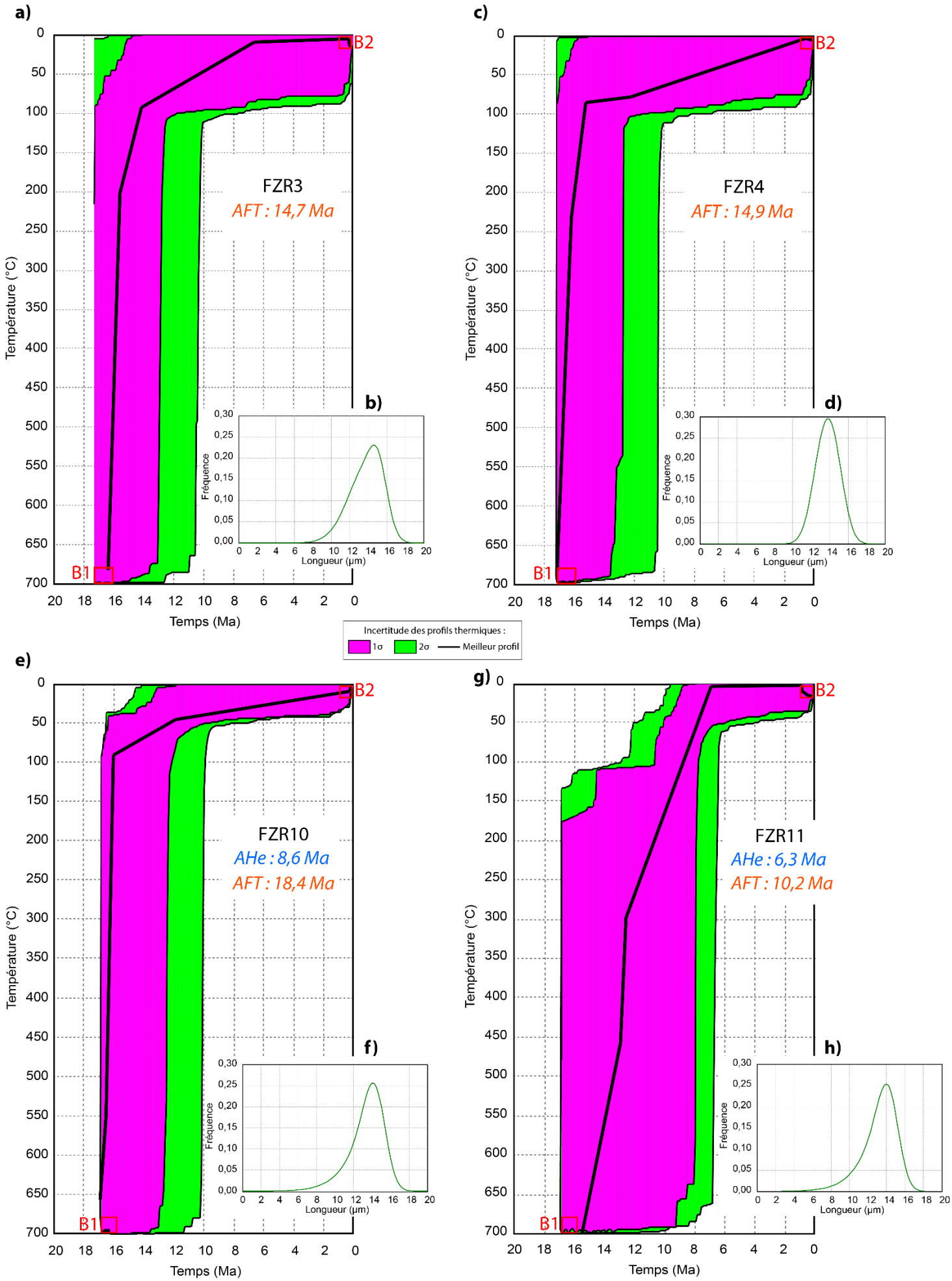
Une fois que les données issues des mesures AHe et AFT ont été ajoutées dans le logiciel, on définit dans le diagramme « histoire temps-température » les contraintes géologiques connues. Elles sont représentées par des points, reliés entre eux par des droites (Fig. 4.36.c) qui contraindront la trajectoire des chemins modélisés. En choisissant la modélisation inverse « Inverse Modeling », on impose des boites de contrainte qui encadrent les points de contrainte (situés au centre, Fig. 4.36.d), et qui vont représenter une gamme plus large en température et en temps, associée aux informations géologiques que nous connaissons. Dans notre cas, j'ai défini deux boites de contrainte à partir d'informations connues qui vont contraindre nos données et qui sont les suivantes (Fig. 4.36.e ; Fig. 4.37) :

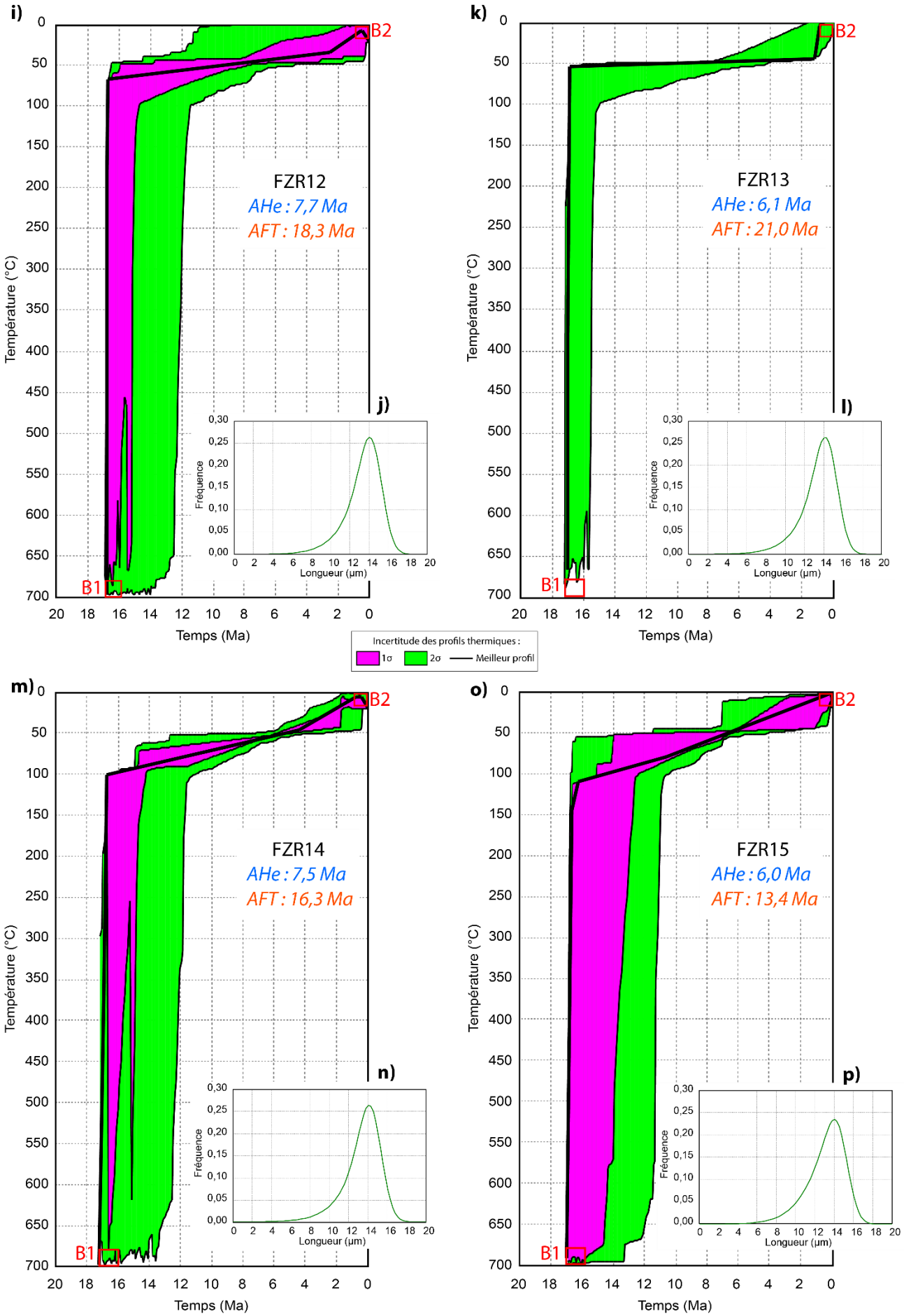
- (B1) pour les granites : entre 16,9 et 16,37 Ma (âges U-Pb) se met en place le complexe plutonique du Fitz Roy, comme cela a été démontré dans le travail de thèse de Ramirez de Arellano (2011). Son étude géochimique montre aussi que plusieurs groupes plutoniques de nature différentes (granites, granodiorites, tonalites, gabbros, gabbro-norites) se sont mis en place sur cet intervalle de temps avec des températures pouvant varier entre 600 et 900°C. La température de mise en place la plus représentative de ce complexe plutonique s'étend globalement entre 700 et 800°C. On choisit donc une boite de contrainte étendue pour les granites sur un intervalle de 16-17Ma en temps et autour de 700°C en température, ce qui correspond à la température inférieure approximative de la boite. Le logiciel HeFTy (version 1.9.1 de 2016) n'est pas idéal pour faire des modèles à partir de températures très élevées (à plus de 700° C). On peut commencer les modèles à 700°C malgré les quelques intrusions à 900°C, car étendre la boite jusqu'à des températures plus élevées ne changera pas le résultat du modèle, en ce qui concerne l'étude thermique de basse température réalisée avec les données AFT et AHe.

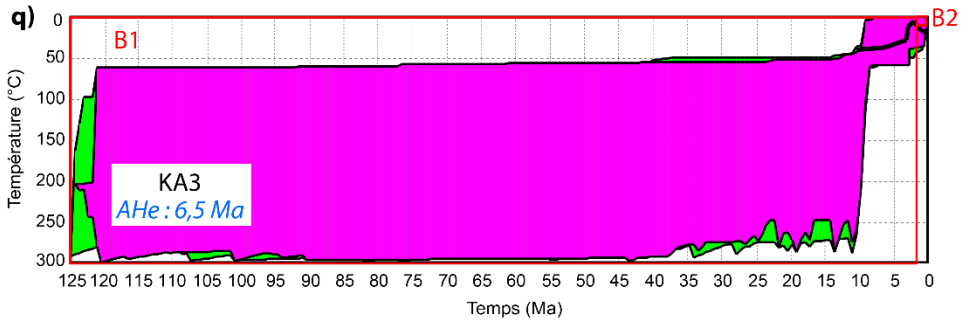
- (B1) concernant les grès : les échantillons PYR2 et KA3 sont issus de la Formation Lago Viedma qui s'est déposée entre l'Aptien et le Cénomanien (Crétacé inférieur- Crétacé supérieur), soit entre ~125 et 95 Ma. Les échantillons PEA1 et PEA3 proviennent de la Formation Puesto El Alamo qui s'est formée entre la fin du Cénomanien jusqu'au Coniacien (Crétacé supérieur), soit entre ~95 et 86 Ma. On sait que l'épaisseur de sédiments Mésozoïque-Cénozoïque dans notre zone d'étude, située sur la bordure Nord-Ouest du bassin austral, a été estimée à environ 1450 m d'après Ghiglione et al. (2016). Ceci donne une idée sur la profondeur d'enfouissement minimum de ces sédiments. Par contre, on ne sait pas si cet enfouissement s'est poursuivi au Tertiaire. Puisque certains grès ont été totalement recuit, cela implique un enfouissement dépassant la température maximale de la PAZ (~130°C). Si on considère un gradient thermique de 30°/km, typique des Cordillères (Blackwell et al., 1990), alors la profondeur minimale des grès recuits devait être autour de ~4,3 km. On arrondit donc à une profondeur de 5 km, soit ~150°C. Les boîtes de contrainte pour PYR2 et KA3 sont

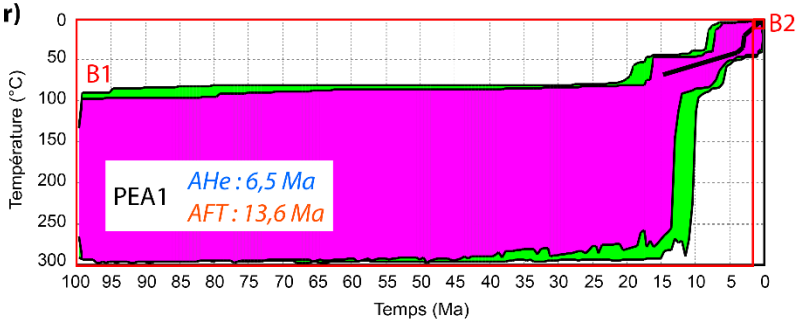
donc comprises entre 0 et 150°C en température et entre 125 et 95 Ma en temps. Pour PEA1 et PEA3, les boites s'étendent de 0 à 150°C sur une période entre 95 et 85 Ma.

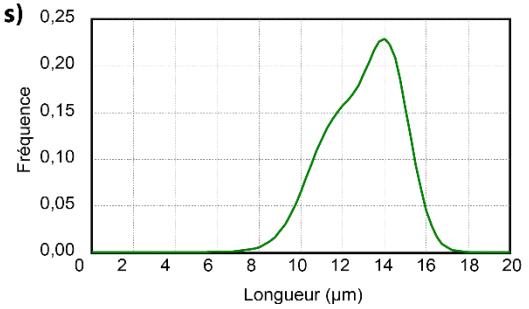
- (B2) La dernière contrainte correspond à la température de la Patagonie en surface à l'actuel, qui varie entre 0 et 5°C mais qui peut monter jusqu'à ~15°C (Coronato et Bisigato, 1998 ; Paruelo et al., 1998 ; Palazzesi et al., 2014).

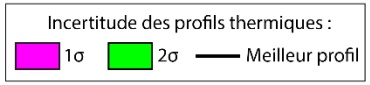

a)
FZR3
AFT : 14,7 Ma
B2
B1
b)
Fréquence
Longueur (µm)
Température (°C)
Temps (Ma)
c)
FZR4
AFT : 14,9 Ma
d)
Incertitude des profils thermiques :
1σ
2σ
Meilleur profil
e)
FZR10
AHe : 8,6 Ma
AFT : 18,4 Ma
f)
g)
FZR11
AHe : 6,3 Ma
AFT : 10,2 Ma
h)

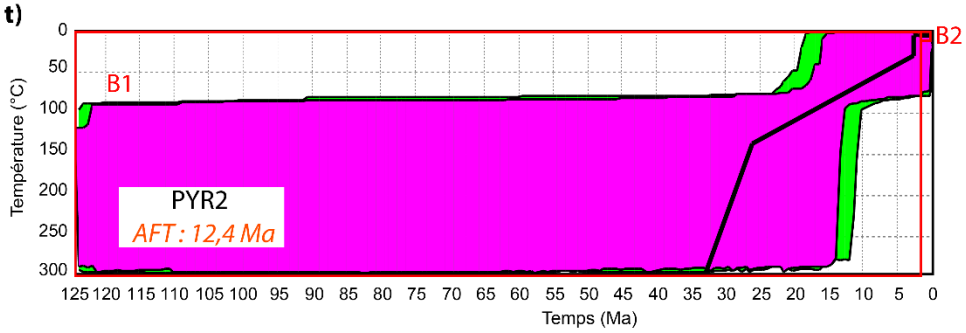

i)
B2
B1
FZR12
AHe : 7,7 Ma
AFT : 18,3 Ma
Température (°C)
Temps (Ma)
j)
Fréquence
Longueur (µm)
k)
FZR13
AHe : 6,1 Ma
AFT : 21,0 Ma
l)
Incertitude des profils thermiques :
1σ
2σ
Meilleur profil
m)
FZR14
AHe : 7,5 Ma
AFT : 16,3 Ma
n)
o)
FZR15
AHe : 6,0 Ma
AFT : 13,4 Ma
p)

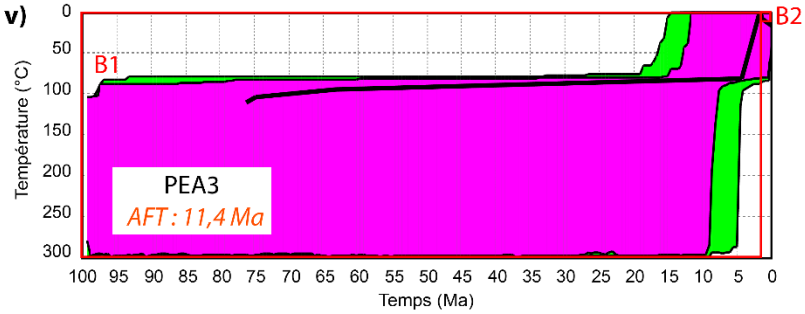

q)
B1
B2
KA3
AHe : 6,5 Ma
Température (°C)
Temps (Ma)

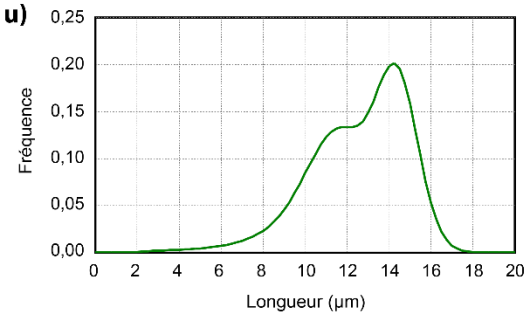

r)
B1
B2
PEA1
AHe : 6,5 Ma
AFT : 13,6 Ma
Température (°C)
Temps (Ma)


s)
Fréquence
Longueur (µm)


Incertitude des profils thermiques :
1σ
2σ
Meilleur profil


t)
B1
B2
PYR2
AFT : 12,4 Ma
Température (°C)
Temps (Ma)


v)
B1
B2
PEA3
AFT : 11,4 Ma
Température (°C)
Temps (Ma)


u)
Fréquence
Longueur (µm)

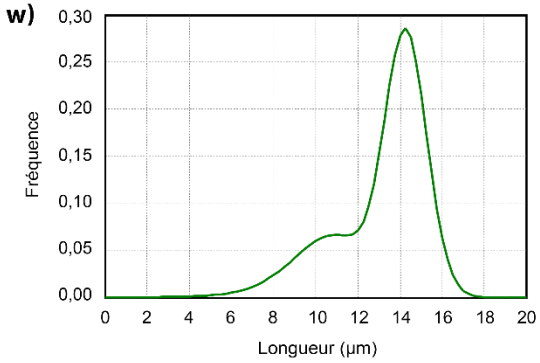

w)
Fréquence
Longueur (µm)

Fig. 4.37. Résultats des modélisations inverses sur HeFTy représentant les trajets thermiques des échantillons de granites et de grès en fonction du temps. La distribution des longueurs de traces de fission en fonction de leur fréquence calculée par le logiciel, est représentée dans un diagramme en bas de chaque modèle temps-température : **a)** et **b)** FZR3, **c)** et **d)** FZR4, **e)** et **f)** FZR10, **g)** et **h)** FZR11, **i)** et **j)** FZR12, **k)** et **l)** FZR13, **m)** et **n)** FZR14, **o)** et **p)** FZR15, **q)** KA3, **r)** et **s)** PYR2, **t)** et **u)** PEA1, **v)** et **w)** PEA3. Ces trajets représentent soit les données AFT, soit les données AHe, ou bien la combinaison des deux. Le paramètre Dpar est aussi pris en compte lorsque celui-ci est disponible. Cet ensemble de données est ensuite contraint par des boites de contraintes représentées en rouge, correspondant à des informations géologiques connues. Les chemins temps-température, représentés par des enveloppes vertes, sont dits « acceptables » et reproduisent les données d'entrée avec une précision de l'ordre de deux σ. Les enveloppes en rose sont qualifiées de « bons » chemins, avec une précision de l'ordre d'un σ. Le meilleur profil thermique est représenté par une courbe noire.

Echantillons	Nombre de chemins	Acceptables	Bons
FZR3	100 000	45601	10842
FZR4	100 000	44289	8640
FZR10	100 000	1275	196
FZR11	100 000	20679	3224
FZR12	100 000	12111	26
FZR13	100 000	24	0
FZR14	100 000	5103	243
FZR15	100 000	4645	2430
KA3	100 000	2518	1377
PEA1	100 000	22889	3896
PEA3	100 000	33340	58784
PYR2	100 000	42914	16416

Tab. 4.8. Chemins acceptables et bons issus des modèles HeFTy à partir des données AFT et AHe pour les échantillons FZR10 à FZR15 et PEA1 ; à partir uniquement des données AFT pour les échantillons FZR3, FZR4, PYR2 et PEA3 et uniquement à partir des données AHe pour l'échantillon KA3.

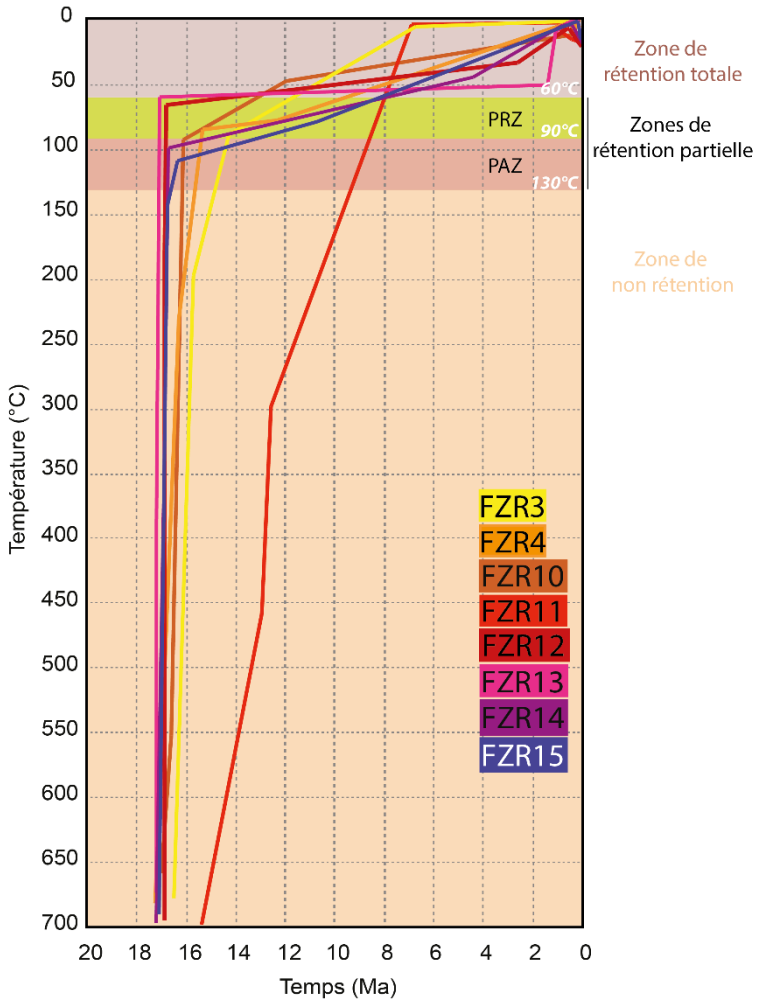


Fig. 4.38. Regroupement des meilleurs profils thermiques issus des échantillons de granite (FZR3, FZR4, FZR10, FZR11, FZR12, FZR13, FZR14, FZR15). Les zones de rétention partielles des traces de fission (PAZ) et de l'hélium (PRZ) sont également représentées.

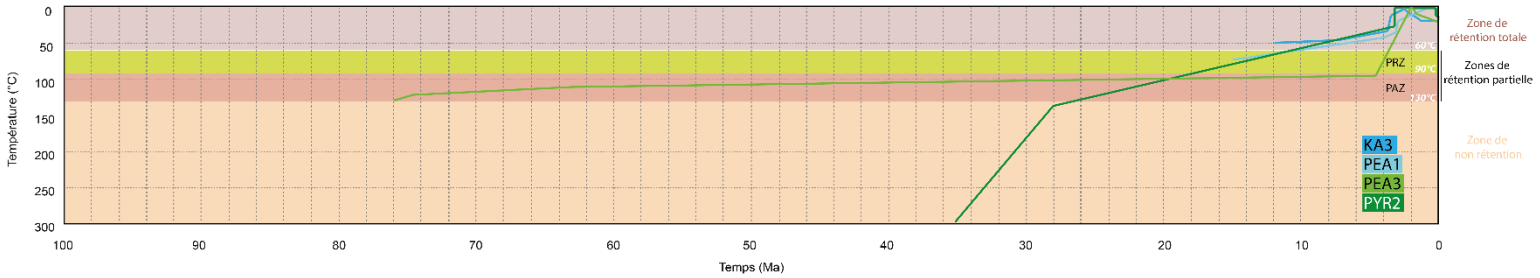


Fig. 4.39. Regroupement des meilleurs profils thermiques issus des échantillons de grès (KA3, PEA1, PEA3, PYR2). Les zones de rétention partielles des traces de fission (PAZ) et de l'hélium (PRZ) sont également représentées.

La modélisation numérique sur HeFTy permet de compléter les premières interprétations exposées plus en amont. On voit d'une part que certains échantillons ont des modèles plus robustes que d'autres, comme le démontre le nombre de chemins acceptables et bons dans le tableau 4.8. Par exemple, les échantillons FZR10, FZR12 et FZR13 sont ceux qui

présentent le moins de chemins acceptables et bons car leurs données AFT sortent de la boite de contrainte (B1), qui prend en compte la globalité des valeurs AFT des granites et leur cohérence par rapport à l'âge du pluton. En effet, la boite de contrainte (B1) pour les granites ne dépasse pas ~17 Ma puisque le pluton ne s'est formé qu'à partir de 16,9 Ma (d'après Ramirez de Arellano et al., 2012). D'autres échantillons comme FZR3 présentent un nombre important de chemins acceptables et bons.

D'autre part, les modèles des échantillons de granites montrent que ces derniers ont tous suivi la même histoire thermique. La figure 4.38 synthétise les meilleurs profils thermiques de tous les échantillons de granite, qui sont très similaires. Seul FZR11 est décalé au niveau de la PAZ car son signal AFT est daté à 10,2 Ma. C'est l'échantillon le plus jeune de la série des granites, et cet âge plus récent que le reste de la série provient fort probablement d'un réchauffement lié à des circulations de fluides. On fait donc abstraction de cet échantillon pour la suite. Des diagrammes situés en bas à droite de chaque modèle temps-température, mettent en relation la distribution des longueurs de traces de fission en fonction de leur fréquence (Fig. 4.37). Tous les échantillons de granite présentent la même géométrie des histogrammes : les courbes sont asymétriques. Cela nous renseigne sur l'histoire thermique qu'ont subi les échantillons (Gleadow et Brown, 2000). Une géométrie asymétrique traduit une exhumation progressive des échantillons au moment de leur arrivée à la température de fermeture du système AFT. Dans notre cas, cette exhumation progresse rapidement. De plus, la longueur de traces sur les graphes est autour de 14 µm, ceci témoigne d'un refroidissement rapide et est cohérent avec nos premières observations.

Les modèles des échantillons de grès ont globalement une histoire similaire à celle des granites à partir du signal AFT. La figure 4.39 montre les meilleurs profils thermiques des quatre échantillons de grès. Dans le détail on note toutefois des différences, notamment avec PEA1, PEA3 et KA3 qui traduisent un refroidissement modéré puis rapide, et PYR2 montre un refroidissement rapide suivi d'une déccélération, puis à nouveau d'une accélération du refroidissement. Ces deux derniers échantillons sont datés uniquement en AFT, ce qui peut expliquer les différences observées au niveau du signal AHe qui ne sont pas contraintes par des données. L'échantillon KA3 est en revanche le seul à être daté uniquement en AHe. L'échantillon PEA1, quant à lui, est mieux contraint que les trois autres puisqu'il possède deux signaux thermiques, issus des deux méthodes thermochronologiques, qui sont combinées lors de la modélisation sur HeFTy. Il est donc le plus significatif de la série des échantillons de grès. Concernant les histogrammes des échantillons de grès, leurs géométries présentent une distribution bimodale pour les trois échantillons datés en AFT (PEA1, PEA3 et PYR2). Celle-ci est faiblement marquée pour PEA1, alors qu'elle est bien visible pour PYR2 et PEA3. Cette géométrie traduit un épisode de recuit partiel. Ceci est cohérent dans l'ensemble avec nos premières observations et interprétations des résultats sur les grès. Ces histogrammes montrent finalement que tous les grès ont subi un recuit partiel. De plus, tout comme pour les granites, la longueur de traces dans les grès est de 14 µm, ce qui traduirait un refroidissement plutôt rapide.

4.6.4. Calcul de vitesses de dénudation

Nous considérons un gradient thermique à 30 ± 10 °C/km, typique des domaines d'arrière-arc des Cordillères (Blackwell et al., 1990 ; Hamza et Muñoz, 1996 ; Muñoz, 1999 ; Thomson et al., 2001 ; Hamza et al., 2005). On suppose que le gradient géothermique est resté similaire au cours du Miocène jusqu'à l'actuel.

- **Entre la profondeur de mise en place des roches et leur passage à l'isotherme 110°C**

Ramirez de Arellano (2011) suggère que le complexe plutonique du Fitz Roy était à une pression minimale de 2,40 ± 0,30 kbar au moment de sa cristallisation. Il s'agit en fait de la pression de cristallisation de certains minéraux du pluton, qui a été calculée à partir de différents baromètres : pyroxène, Al-hornblende. Cette valeur présente une part d'incertitude liée au moment de l'apparition de ces minéraux. Ces derniers ont pu se former lorsque le magma était encore fluide, ce qui pourrait conduire à surestimer la profondeur d'emplacement du pluton. Nous allons cependant pour la suite, nous appuyer sur cette donnée, qui est actuellement l'unique donnée renseignant la profondeur de mise en place du granite. Cette pression à 2,40 ± 0,30 kbar correspond à une profondeur minimale de 8 km. Les âges AFT sont compris entre 16,3 et 13,4 Ma pour la globalité des échantillons de granites (hormis ceux dépassant l'âge U-Pb du pluton). Si on considère un gradient thermique à 30°C/km, cela signifie que les apatites datées en AFT, dont la température de fermeture est de 110°C ± 20°C, étaient à ~3,6 km de profondeur entre 16,3 et 13,4 Ma. Si on fait une moyenne des données AFT inférieures à 16,5 Ma, on obtient un âge moyen de 14,8 Ma. La vitesse de dénudation moyenne serait alors de 2,3 ± 0,4 mm/an (Fig. 4.40.a). Pour les grès, on ne peut pas calculer leur vitesse de dénudation avant leur arrivée à l'isotherme 110°C car nous ne possédons pas d'informations sur le moment où s'est produit l'enfouissement maximal des sédiments dans le bassin.

- **Entre l'isotherme 110°C et l'isotherme 75°C**

Calculer la vitesse d'exhumation permettant le passage des échantillons de l'isotherme 110°C (température de fermeture du système AFT) à l'isotherme 75°C (température de fermeture du système AHe) revient à déterminer le pas de temps qui a permis aux échantillons de passer de ~3,6 km à 2,5 km de profondeur. Les âges AHe des granites sont relativement proches les uns des autres et le signal AHe moyen est de ~7 Ma. On obtient alors un taux de dénudation de 0,14 ± 0,03 mm/an pour les échantillons de granites (Fig. 4.40.a). Concernant le signal AHe dans les grès, celui-ci est exactement le même pour PEA1, daté à 6,5 Ma. Il s'agit du seul grès daté à la fois par AFT et AHe. Le passage de la température de fermeture du système AFT à la température de fermeture du système AHe entre 12,5 et 6,5 Ma, permet d'obtenir une vitesse d'exhumation moyenne de 0,18 ± 0,04 mm/an (Fig. 4.40.b).

- **Entre l'isotherme 75°C et la surface topographique**

Les modèles HeFTy ne mettent pas bien en évidence une seconde phase de refroidissement mais les données AHe permettent de montrer une accélération du refroidissement pour les granites entre ~7 et ~6 Ma, suivie d'une décélération entre ~6 Ma jusqu'à l'actuel. On calcule la vitesse de dénudation entre ~7 et 6 Ma qui est de 1,5 ± 0,3 mm/an pour les granites, suivie d'une vitesse de dénudation de 0,1 ± 0,01 mm/an après ~6-5 Ma jusqu'à l'actuel (Fig. 4.40.a). De même pour les grès, on observe une accélération entre ~6,5-5,5 Ma suivie d'un ralentissement du refroidissement. Leur vitesse de dénudation est de 1,8 ± 0,4 mm/an (Fig. 4.40.b) pour cette période, suivie d'une vitesse estimée à 0,08 ± 0,02 mm/an entre ~5,5 Ma et l'actuel.

La figure 4.40.c synthétise les taux de dénudation moyens des granites et des grès. Si on considère les données barométriques de Ramirez de Arellano (2011) qui indiquent une profondeur de cristallisation du pluton importante, nous obtenons un taux de dénudation extrêmement rapide qui est de 2,3 ± 0,4 mm/an entre 16,65 et 14,8 Ma. Cette vitesse suggère que le refroidissement n'est pas un simple refroidissement du granite après sa mise en place, mais une phase de dénudation importante qui a fait remonter le pluton vers la partie superficielle de la croûte en peu de temps. Les grès, quant à eux, n'ont pas de contraintes géologiques connues permettant d'estimer des vitesses entre le moment de leur enfouissement maximal et le moment de leur arrivée à ~110°C. En revanche, cette vitesse ne pourrait pas être équivalente à la vitesse d'exhumation du granite car la profondeur d'emplacement du pluton est de 8 km alors que l'épaisseur de sédiments dans notre zone d'étude n'atteint pas 2 km (d'après Ghiglione et al., 2016).

Toutefois, on remarque que les grès et les granites ont un signal AFT assez proche, qui est en moyenne de 14,8 Ma pour les granites et de 12,5 Ma pour l'intégralité des échantillons de grès. La vitesse de dénudation entre le passage des échantillons de la température de fermeture du système AFT à la température de fermeture du système AHe, est comparable pour les grès et les granite. Elle est de 0,14 ± 0,03 mm/an pour les granites et de 0,18 ± 0,04 mm/an pour les grès (Fig. 4.40). Ces valeurs similaires montrent que les grès et les granites ont été dénudés de manière très lente entre 14,8-12,5 Ma et 7-6,5 Ma. Cette période entre 7 et 6,5 Ma correspond respectivement aux signaux AHe des granites et des grès. Après le signal AHe, les échantillons subissent une vitesse d'exhumation plus importante qui atteint 1,5 ± 0,3 mm/an pour les granites, et 1,8 ± 0,4 mm/an pour les grès. Ces taux d'exhumation augmentent lorsque les échantillons franchissent la température de fermeture du système AHe (Fig. 4.40). Les âges thermochronologiques suggèrent donc deux phases d'exhumation (en gris sur la figure 4.40.c). Une première phase de dénudation s'est produite juste après l'emplacement du pluton, générant une rapide remontée de celui-ci de ~4,4 km (pour un gradient thermique de 30°C/km) en moins de ~2 Ma. La seconde phase d'exhumation s'est déroulée vers 7-6 Ma avec une vitesse un peu moins élevée que pour la première phase d'exhumation des granites. Cette phase de dénudation a aussi affecté les séries détritiques de la chaîne plissée. Il y a donc eu une dénudation assez importante vers 7-6 Ma, à la fois dans le domaine de socle et dans la chaîne plissée.

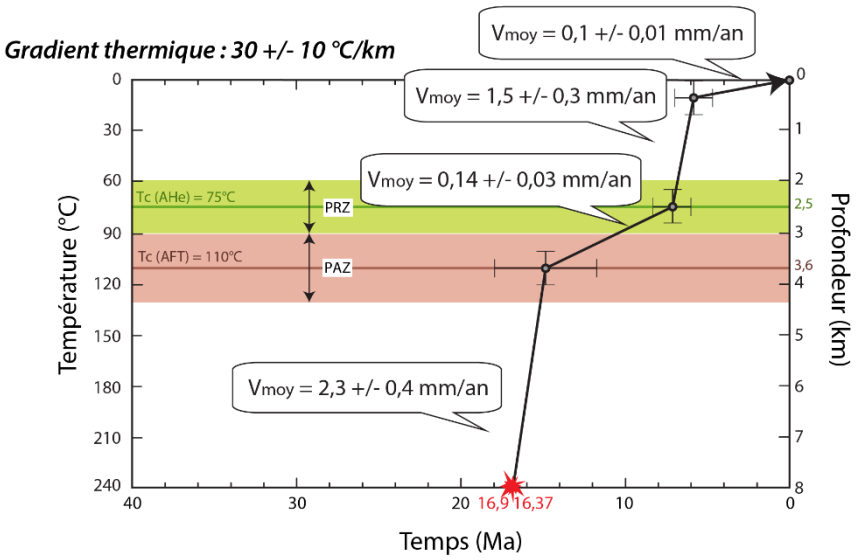
Les échantillons présentent un léger décalage entre les signaux des granites et des grès. Les signaux dans les granites apparaissent un peu plus tôt que ceux des grès. Pour le signal AFT, les granites ont un âge moyen de 14,8 Ma alors que les grès sont en moyenne autour de 12,5 Ma. De plus, on remarque que les granites situés dans le domaine de socle se retrouvent plus haut en altitude, par rapport aux grès de la chaîne plissée, ce qui justifie une vitesse d'exhumation importante dans les granites. Ces résultats montrent donc une légère

différenciation des signaux entre le domaine de socle et la chaîne plissée. Cette différenciation entre les deux domaines morpho-structuraux pourrait impliquer l'activité d'un ou plusieurs chevauchement(s) majeur(s). Le chevauchement qui sépare ces deux domaines correspond au rétro-chevauchement Cóndores. Puisque notre zone d'étude ne présente aucun dépôt sédimentaire du Cénozoïque, nous ne pouvons pas savoir précisément jusqu'à quand a fonctionné ce chevauchement majeur et si celui-ci a eu un rejet plus important que les autres chevauchements alentours. En revanche, la coupe géologique réalisée dans le Chapitre 3 (Fig. 3.18) met en évidence la présence de roches jurassiques en surface, de part et d'autre du complexe plutonique du Fitz Roy. Seules deux zones contenant des roches du Crétacé sont visibles dans le domaine de socle : la première se situe un peu plus au Nord contre le chevauchement Marconi (voir Fig. 3.18), et a donc probablement été mise à l'affleurement par le Chevauchement Torre. L'autre zone correspond au pli synclinal de la Loma de las Pizzaras, qui par sa forme synclinale a été préservée de l'érosion. Les autres roches sédimentaires dans le domaine de socle sont du Jurassique. Par contre, dans la chaîne plissée on trouve essentiellement des séries du Crétacé. Seule une zone jurassique est présente à droite du rétro-chevauchement Cóndores, délimitant les deux domaines morpho-structuraux. Cela montrerait donc que le domaine de socle a subi une dénudation plus importante que la chaîne plissée, enlevant la quasi-totalité des roches du Crétacé dans ce domaine. Toutefois, on remarque que les âges AFT dans les granites et les grès présentent de grandes barres d'erreur, mettant ainsi ces données dans le même intervalle d'âge.

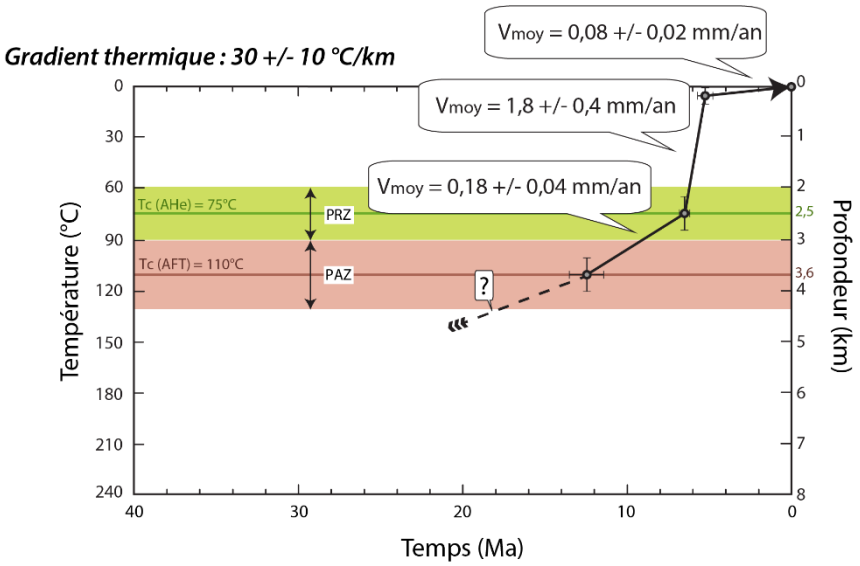
Il est possible que la phase d'exhumation précoce, antérieure aux âges AFT, qui a été intense au sein de la Cordillère soit liée à l'activité des failles majeures, ou à un autre processus générant une dénudation importante, ou bien encore par l'interaction des deux. Par ailleurs, le signal AHe des granites est de 7 Ma et celui des grès est de 6,5 Ma. Ces données sont très proches. Cette seconde phase de dénudation montre donc une histoire thermique similaire, et donc un soulèvement qui se serait produit presque simultanément sur les différents domaines morpho-structuraux. Concernant les causes responsables de ces deux phases d'exhumation, la première phase pourrait être attribuée à l'arrivée de la dorsale qui passe en subduction au niveau de notre zone d'étude (49°S) vers 12 Ma. La seconde phase comprise entre ~7 et 6 Ma, pourrait quant à elle provenir d'un forçage externe correspondant à un épisode glaciaire du Miocène supérieur. Le chapitre suivant sur les modèles analogiques (Chapitre 5) va aborder l'effet de la subduction de la dorsale sur la plaque supérieure. L'origine de ces deux phases d'exhumation sera discutée ensuite dans le Chapitre 6 de discussion, à partir de nos résultats et d'autres données tectoniques et thermochronologiques obtenues dans les Andes australes entre 47°S et 52°S de latitude.

Fig. 4.40. a) Histoire thermique des granites depuis leur mise en place (16,9-16,37 Ma) indiquant les vitesses moyennes de dénudation. **b)** Histoire thermique des grès représentant leurs vitesses d'exhumation moyennes. **c)** Synthèse des vitesses de dénudation moyennes pour les granites (en rouge) et les grès (en orange). Les deux phases d'exhumation, étendue entre 14,8 et 12,5 Ma pour la première et 7 à 6,5 Ma pour la seconde, sont indiquées en gris. Les températures de fermeture des systèmes AFT et AHe ainsi que leurs zones de rétention partielle (PAZ et PRZ) sont également représentées pour un gradient à 30°C/km.

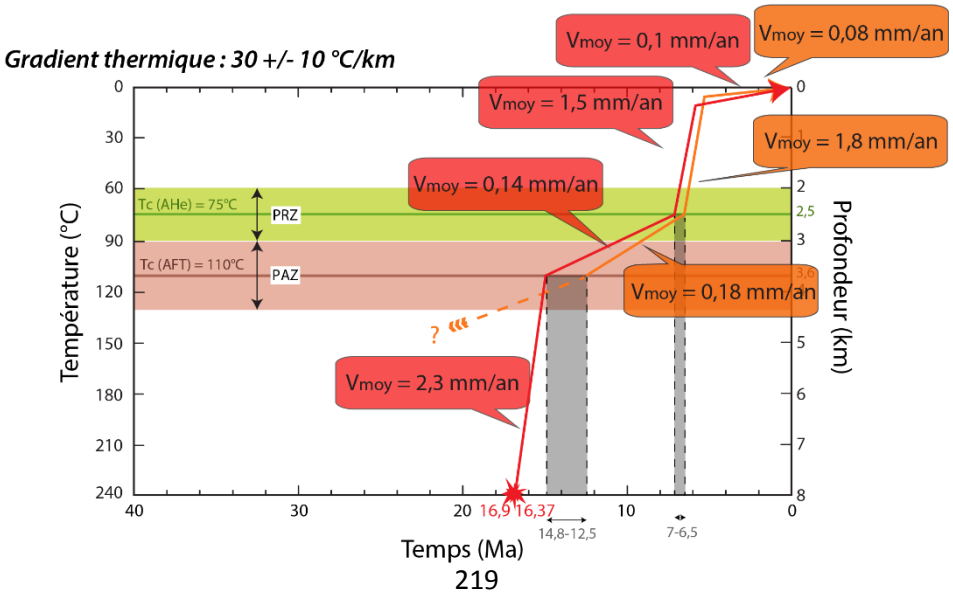
a) Histoire thermique des granites



b) Histoire thermique des grès



c) Taux de dénudation moyens des granites et des grès



CHAPITRE 5

INTERACTIONS ENTRE LA SUBDUCTION D'UNE DORSALE ET LA DYNAMIQUE DE LA PLAQUE SUPERIEURE : APPORTS DE LA MODELISATION ANALOGIQUE

5. Interactions entre la subduction d'une dorsale et la dynamique de la plaque supérieure : apports de la modélisation analogique

5.1. Introduction

Une série de modèles analogiques simulant la subduction d'une dorsale sous une plaque continentale ont été reproduits à l'échelle du laboratoire, afin de mieux comprendre ses effets sur la dynamique de la subduction d'une dorsale. Ces modèles ont été réalisés au sein du laboratoire de modélisation analogique de l'Université de Rennes 1, reprenant les procédures et le dimensionnement mis en place dans ce laboratoire et dans celui de l'Université de Rome, et qui ont été présentés dans de très nombreuses publications (e.g., Funiciello et al., 2003 ; Espurt et al., 2008 ; Guillaume et al., 2010). Ces modèles sont constitués d'un système bicouche silicone/sirop de glucose, représentant le système lithosphère-asthénosphère. Nous reproduisons expérimentalement l'amincissement progressif de la plaque océanique jusqu'à la dorsale, qui est parallèle à la fosse de subduction. L'objectif de ces expériences est d'observer l'effet de la subduction d'une plaque océanique de plus en plus jeune, et finalement de la subduction d'une dorsale, sur la géométrie du slab, la cinématique des plaques et la déformation de la plaque supérieure. Nous remarquons que la subduction d'une plaque libre qui s'aminci induit une diminution de la vitesse de subduction et une augmentation du pendage du slab. Les modèles suggèrent aussi que l'évolution de la géométrie de la plaque plongeante dépend de la vitesse de la plaque supérieure : plus la vitesse de la plaque supérieure vers la fosse est élevée, plus le pendage superficiel du slab est faible. L'aplanissement du slab, associé à la subduction d'une plaque qui s'amincie et au déplacement rapide de la plaque supérieure vers la fosse, est marqué par une augmentation de la distance entre la fosse et l'arc magmatique dans le cas naturel. Cela pourrait expliquer le déplacement vers l'Est de l'arc magmatique au Miocène, qui s'est produit quelques milliers d'années avant la subduction de la dorsale du Chili dans les Andes australes. Ces modèles analogiques ont fait l'objet d'un article scientifique. D'autres modèles sont également présentés dans la suite de ce chapitre testant plusieurs paramètres dans la subduction d'une dorsale.

Tectonophysics 737 (2018) 27–39

Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

Trench-parallel spreading ridge subduction and its consequences for the geological evolution of the overriding plate: Insights from analogue models and comparison with the Neogene subduction beneath Patagonia

Méline Salze[a,*], Joseph Martinod[b], Benjamin Guillaume[c], Jean-Jacques Kermarrec[c], Matias C. Ghiglione[d], Christian Sue[a]

[a] Chrono-environnement, CNRS-UMR6249, Université de Bourgogne–Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Besançon cedex, France
[b] ISTerre, Université de Savoie Mont-Blanc, 73376 Le Bourget du Lac cedex, France
[c] Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, F-35000 Rennes, France
[d] Instituto de Estudios Andinos IDEAN (Universidad de Buenos Aires - CONICET), Buenos Aires, Argentina

ARTICLE INFO

Keywords:
Analogue modeling
Subduction
Oceanic ridge
Slab pull force
Lithosphere
Southernmost Andes
Patagonia

ABSTRACT

A series of 3-D asthenospheric-scale analogue models have been conducted in the laboratory in order to simulate the arrival of a spreading ridge at the trench and understand its effect on plate kinematics, slab geometry, and on the deformation of the overriding plate. These models are made of a two-layered linearly viscous system simulating the lithosphere and asthenosphere. We reproduce the progressive decrease in thickness of the oceanic lithosphere at the trench. We measure plate kinematics, slab geometry and upper plate deformation. Our experiments reveal that the subduction of a thinning plate beneath a freely moving overriding continent favors a decrease of the subduction velocity and an increase of the oceanic slab dip. When the upper plate motion is imposed by lateral boundary conditions, the evolution of the subducting plate geometry largely differs depending on the velocity of the overriding plate: the larger its trenchward velocity, the smaller the superficial dip of the oceanic slab. A slab flattening episode may occur resulting from the combined effect of the subduction of an increasingly thinner plate and the trenchward motion of a fast overriding plate. Slab flattening would be marked by an increase of the distance between the trench and the volcanic arc in nature. This phenomenon may explain the reported Neogene eastward motion of the volcanic arc in the Southern Patagonia that occurred prior to the subduction of the Chile Ridge.

1. Introduction

Subduction is primarily driven by the negative buoyancy of the oceanic lithosphere (i.e. slab pull force) that depends on its age and thickness (e.g. Spence, 1987). Oceanic plates, indeed, become denser than the asthenosphere when they get older than ~10 Ma (Cloos, 1993). The buoyancy of the subducting oceanic plate depends on the age of the oceanic floor, the thickness of the oceanic crust and also the degree of eclogite formation in the sinking crust (Spence, 1987). Bathymetric highs on old ocean floors generally correspond to thick crustal segments, marking an area of larger average buoyancy of the plate. Many analytical (Chung and Kanamori, 1978), numerical (e.g., Geist et al., 1993; Van Hunen et al., 2004; Mason et al., 2010; Arrial and Billen, 2013) and analogue models (Martinod et al., 2005, 2013) describe the effect of aseismic ridges or oceanic plateaus on the process of subduction. These models show that oceanic ridges and thick plateaus may have large consequences on uplift, tectonic, sedimentary, and erosional processes in the overriding plate. They also show that the dynamics of subduction and the dip of the subducting slab may be largely modified by density variations of the oceanic plate. Boundary conditions that apply on the subducting and overriding plates together with density variations may also modify overall plate kinematics, including subduction velocity.

The slab pull force largely depends on the subducting plate volume (Spence, 1987). Analogue models cited above consider the effect of varying slab pull on subduction, but they generally model passive ridges, i.e. oceanic subduction zones in which the thickness of the subducting lithosphere remains essentially unchanged (i.e. constant volume). In this paper, we focus on the subduction of active spreading ridges, i.e. subduction zones in which the thickness of the oceanic plate at trench decreases with time. We present simple analogue models using viscous materials to explore the influence of the arrival of an

* Corresponding author.
E-mail address: meline.salze@univ-fcomte.fr (M. Salze).

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.04.018
Received 9 November 2017; Received in revised form 28 March 2018; Accepted 24 April 2018
Available online 27 April 2018
0040-1951/ © 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

increasingly thinner plate at the trench on subduction dynamics. How does the decreasing thickness of the subducting plate and the associated decreasing slab-pull force modify the geometry of the slab? How does it change the velocity of subduction and the forces that apply on the overriding plate? How does the interaction with the upper plate influence the process of ridge subduction? Finally, we compare our models with the Chile spreading ridge subduction that occurred during the Miocene beneath Southern Patagonia. The adopted experimental set-up in which the velocity of the plates is largely controlled by far-field boundary conditions is particularly relevant to study this example of ridge subduction, as will be explained below. We propose that ridge subduction could explain the Miocene spatial migration of the locus of arc magmatism in this region.

2. Models set-up

We perform 3-D analogue models simulating the subduction of an oceanic ridge beneath a continental plate. The experimental procedure is close to that used by Funiciello et al. (2004), Heuret et al. (2007) and Espurt et al. (2008). We use Newtonian viscous materials within a Plexiglas tank ($100 \times 100 \times 10\ cm^3$) to reproduce the subduction of an oceanic lithosphere in the upper mantle (Fig. 1).

Plates are modeled using PDMS silicone (Polydimethylsiloxane Silicone) mixed with iron fillers to increase and tune their densities. They initially float above a glucose syrup layer modeling the sub-lithospheric upper mantle (Fig. 1). We vary the density of the silicone putties to reproduce the different lithosphere buoyancies (see Table 1 for the description of the physical parameters of the experiments). The oceanic lithosphere has a negative buoyancy of $-91\ kg/m^3$ on average while the continental lithosphere has an average positive buoyancy of $+92\ kg/m^3$. The bottom of the Plexiglas tank simulates the 660 km-deep upper/lower mantle discontinuity. We assume that this boundary acts as an impermeable barrier where the slab remains temporarily stalled for the adopted experimental timescale (Funiciello et al., 2003). The thickness of the glucose syrup layer modeling the upper mantle is 100 mm, which imposes the length ratio ($L^* = L_M/L_N \sim 1.5\ 10^{-7}$) between the models and the natural system (see Table 2 presenting the parameters used for the scaling of these experiments).

To model the subduction of an oceanic ridge segment parallel to the trench and mimic the age-dependence thickness of an oceanic lithosphere, we progressively diminish the thickness of the silicone plate representing the oceanic lithosphere. We model old oceanic lithosphere, far from the ridge using a constant 12 mm-thick silicone plate. Plate thickness decreases linearly up to 3 mm in the 200 mm segment closer to the ridge (Figs. 1 and 2). This trench-perpendicular profile is a simplification of the half-space cooling model that approximates the increasing thickness of an oceanic plate with distance from an active ridge accommodating 7.5 cm/yr of plate divergence. This velocity approximately corresponds to the average divergence velocity between the Antarctic and Nazca/Farallon plates for the last 40 My. It is slightly higher than the mean divergence rate of all the present-day active spreading ridges (~5 cm/yr; Conrad and Lithgow-Bertelloni, 2007).

The subduction process is initiated manually by pushing the leading edge of the oceanic plate to a depth of ~3 cm inside the glucose syrup. Subduction is then driven by the negative buoyancy of the slab. At the end of the experiment, the thinner part of the dense silicone plate progressively subducts until it is entirely consumed into the subduction zone. The role of thermal convection is neglected assuming that the flow within the syrup is only generated by plate motion and subduction. Moreover, the system is isothermal, which implies that the density contrast between the lithosphere and the upper mantle stays constant (Funiciello et al., 2003). In nature, the average buoyancy of an oceanic plate depends on the oceanic crust and mantle lithosphere thicknesses, i.e. on the age of the oceanic floor. Oceanic lithospheres younger than ~10 Ma have positive buoyancy (Cloos, 1993). The density contrast between young oceanic lithosphere and asthenosphere, however, is modified by metamorphic changes in the subduction zone from basaltic/gabbroic crust into denser amphibolitic or eclogitic rocks (Spence, 1987). This metamorphism reaction may shift the buoyancy of young oceanic plates from positive to negative (Cloos, 1993). In this experimental set, we consider that the average buoyancy of the subducting lithosphere does not depend on the age of the plate and that the decrease in slab pull when the ridge approaches the trench only results from the thinning of the subducting plate.

The lateral distance between the plates and the sides of the Plexiglas tank is larger than the equivalent size of advected cells within the upper mantle, in order to minimize lateral boundary effects. Thus, in our models, we assume that each lithospheric plate is completely surrounded by weakness zones (i.e. ridges or transform faults) whose viscosity is that of the surrounding mantle (see Funiciello et al., 2004 for more details). The subducting and overriding plates are decoupled by a weak layer of glucose syrup at trench, which prevents plates to stick during the experiment. In addition, the entire surface of the subducting plate is covered with a thin layer (~1 mm) of 30% of petrolatum and 70% of paraffin oil, in order to minimize the friction at the plates interface (Duarte et al., 2013, 2014, 2015). The proportion of paraffin oil is slightly smaller than that recommended by Duarte et al. (2014) to scale the interplate friction in this kind of experiments, but the two plates being additionally separated by a glucose syrup layer further diminishes the interplate friction.

3. Experimental results

Five experiments have been performed (Fig. 3). We use model 1, in which the subducting plate has a constant thickness, as a reference. The other four models reproduce the subduction on an oceanic ridge parallel to the trench: model 2 does not include any overriding plate while models 3 to 5 include an overriding plate advancing towards the trench at different velocities.

For each experiment, we measure the ridge and trench velocities (Vr and Vt respectively, see Fig. 1) every 2 min. Vr is noted positive when the ridge advances towards the subduction zone, while Vt is considered positive when the slab is rolling back (trench motion towards the oceanic plate). In all experiments, the trench-perpendicular deformation of the subducting plate is generally two orders of magnitude smaller than plates velocities (see top views of experiments in Supplementary data). Then, we compute the subduction velocity $Vs \sim Vr + Vt$. We also note the dip of the slab every 2 min at different depths: at a depth of 2 cm (~130 km in nature) below the surface of the model, and in the middle of the upper mantle at a depth of 5 cm (330 km in nature) below the surface of the model. In models 3, 4 and 5, we also measure the horizontal distance between the trench and the point where the top of the slab is 2 cm beneath the surface. The depth of the top of the slab beneath volcanic arcs being 120 ± 40 km (England and Katz, 2010), this horizontal distance would globally correspond to the distance separating the trench from the arc region in nature.

3.1. Model 1 (reference): constant thickness - free oceanic plate

This model consists of the subduction of an oceanic plate with constant thickness, in the absence of any overriding plate. Such experiments have already been described in several papers (e.g., Funiciello et al., 2004; Bellahsen et al., 2005; Martinod et al., 2005). During subduction initiation, slab interaction with the base of the Plexiglas tank modeling the upper/lower mantle transition results in large variations of the subduction velocity (see Fig. 4b). This transitory evolution is described in detail in Funiciello et al. (2004). Following this transitory episode, the slab rests horizontally on the bottom of the tank and subduction becomes steady: both the dip of the slab and the subduction velocity keep an almost constant value. The steady-state subduction velocity is close to 1.05 cm/min which may correspond to 3.7 cm/yr in nature (see Table 2), 80% resulting from slab roll-back

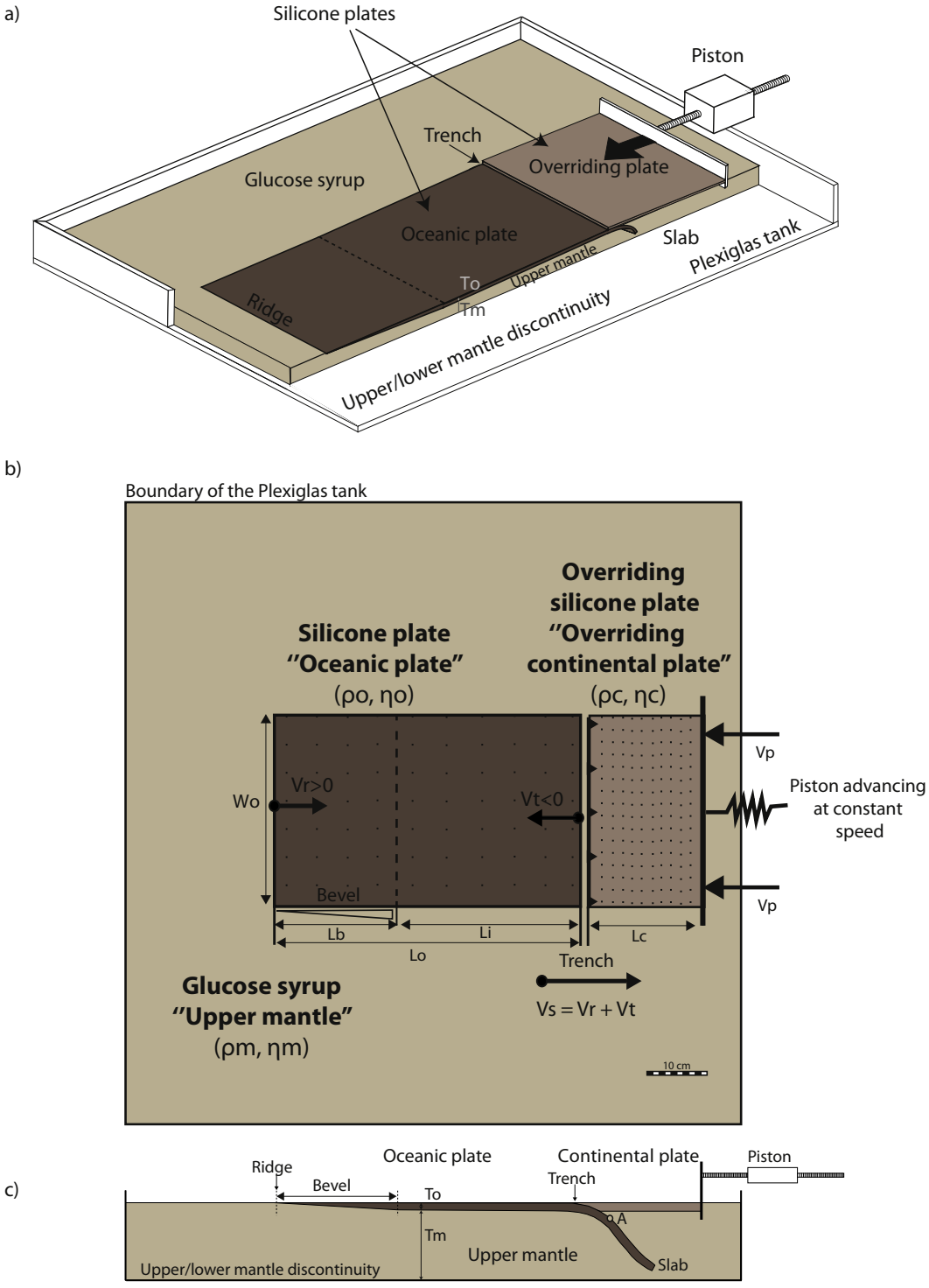


Fig. 1. a) Schematic sketch of an experiment in which the trenchward overriding plate motion is imposed by a piston moving at a constant speed. b) Scaled top views and c) lateral views of the experimental set up. Silicone plates initially float above a layer of glucose syrup modeling the upper mantle. Oceanic and continental silicone plates have different densities (ρo, ρc) and viscosities (ηo, ηc). See Table 1 for more details. The thickness of the oceanic plate decreases towards the left to reproduce the age-dependence thickness of oceanic lithosphere, the left boundary of the plate representing the oceanic ridge that will be subducted during the experiment.

(Fig. 4c). The remaining 20% results from the advance of the oceanic plate towards the trench. The dip of the slab is ~55° at 5 cm beneath the surface of the model, and close to 40–45° at 2 cm-depth (Fig. 4d). All these values remain constant until the trailing edge of the plate reaches the trench and subducts in the upper mantle.

3.2. Model 2: subduction of an oceanic plate with decreasing thickness

This model is similar to model 1, except the thickness of the subducting plate that decreases after the subduction of 30 cm (~2000 km in nature) of 12 mm-thick (80 km in nature) lithosphere. The thickness of the remaining 20 cm-long segment of the plate linearly decreases from 12 mm to 3 mm, to reproduce the decreasing thickness of a

Table 1
Experimental parameters. Lengths are measured in the direction perpendicular to the trench and widths in the direction parallel to the trench. The length (Lm) and the width (Wm) of the box are 1000 mm. The thickness of the upper mantle (Tm) is 100 mm which corresponds to 660 km in nature. The length of the oceanic plate (Lo = Lb + Li) is 500 mm. The length of the thinning part of the oceanic plate (Lb) is 200 mm and the length of the part with constant thickness (Li) is 300 mm. The thickness of the subducting plate varies gradually from a maximum of 12 mm (To_{max}) in the part of the subducting plate with constant thickness to a minimum of 3 mm (To_{min}). The width of both plates is 300 mm. The length of the overriding plate (Lc) is 200 mm and its thickness (Tc) is 9 mm. See also Fig. 1.

Experiment number		(Units)	1	2	3	4	5
Oceanic plate	Density (ρo)	$kg{\cdot}m^{-3}$	1508	1507	1507	1505	1511
	Viscosity (ηo)	Pa·s	140,000	140,000	140,000	140,000	140,000
Continental plate	Density (ρc)	$kg{\cdot}m^{-3}$	–	–	1316	1330	1326
	Viscosity (ηc)	Pa·s	–	–	115,000	115,000	115,000
Upper mantle	Density (ρm)	$kg{\cdot}m^{-3}$	1417	1417	1416	1415	1417
	Viscosity (ηm)	Pa·s	83.1	86.5	83.1	72.9	74.8
	Buoyancy (ρo-ρm)	$kg{\cdot}m^{-3}$	91	90	91	90	94
	Piston velocity (Vp)	cm/min	–	–	–	1.05	2.3
	Glucose syrup temperature	°C	17.4	17.1	17.4	18.4	17.7
	Room temperature	°C	17.7	17.9	18	19	18.6

progressively younger oceanic plate (Fig. 2). The first part of model 2 is comparable to that described for model 1: subduction initiation, followed by a steady-state regime of subduction as long as the thick slab segment is subducting. During this steady-state period, both the dip of the slab (~55° at 5 cm depth and 40–45° 2 cm below the surface) and the velocity of subduction (~1.01 cm/min) are similar to those measured in model 1 (Fig. 4). When the thickness of the slab at the trench starts decreasing, the velocity of subduction slows down and the dip of the slab progressively increases. Changes in the dynamics of subduction occur slowly, and progressively accelerate after 30 min of experiment when ~10 cm of thinning plate have subducted (Fig. 4). At the end of the model, when the ridge subducts, the slab is folding forward and its dip exceeds 90° (Fig. 5F). The increasing dip of the slab is accompanied by a diminution of the radius of curvature of the subducting plate close to the trench (Fig. 5). The progressive decrease of the subducting plate thickness at the trench is accompanied by a decrease of the trench velocity (Vt) from ~0.8 cm/min to ~0.1 cm/min (Fig. 4b). In contrast, the trenchward velocity of the oceanic plate (Vr) increases from ~0.2 cm/min to ~0.5 cm/min. This increase does not compensate the large diminution of Vt, and the subduction velocity at the end of model is only half the steady-state velocity of subduction that prevailed during the subduction of the thick part of the plate.

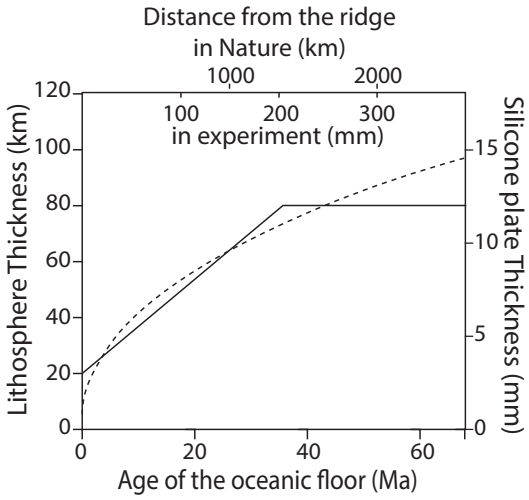


Fig. 2. Thickness of the oceanic lithosphere vs. distance from the ridge in experiments (solid line) and in nature (dotted line), calculated following Cloos (1993) for a ridge accommodating 76 mm/yr of plates divergence.

3.3. Model 3: subduction beneath a free continental plate

The subducting plate in model 3 is identical to that in model 2. The difference between these models was a buoyant overriding plate that moves freely above the subduction zone that was added in model 3. The free upper plate does not significantly modify the dynamics of subduction (Fig. 4). During the steady-state regime, the subduction velocity is ~1.14 cm/min (4 cm/yr in nature), close to the steady-state subduction velocity in models 1 and 2. As in model 2, the subduction velocity progressively decreases when the subducting plate thins (Fig. 4b). Trench retreat accounts for ~80% of the subduction velocity during the steady-state period as in models 1 and 2 (Fig. 4c). This ratio decreases during the subduction of the thinning slab segment, and eventually reaches ~50% at the end of the experiment vs. ~20% in model 2. The dip of the slab increases after the slab starts thinning (Fig. 4d). However, the increase in slab dip is less marked than in model 2, the final dip of the slab at mid-mantle depth being ~70° in model 3 while it exceeded 90° in model 2.

3.4. Models 4 and 5: subduction beneath a trenchward advancing continental plate

In these two models, the motion of the continental plate is imposed by a piston pushing the overriding plate towards the subducting plate. In model 4, the continental plate is pushed at a velocity of 1.05 cm/min,

Table 2
Scaling parameters and ratios for the reference experiment (model 1).

	Model 1	Nature	Ratio
L (length)	0.1 m	660 km	$L^* = 1.5 \times 10^{-7}$
Δρ (buoyancy)	$91\ kg{\cdot}m^{-3}$	$50\ kg{\cdot}m^{-3}$	$\Delta\rho^* = 1.82$
g (gravity)	$9.81\ m{\cdot}s^{-2}$	$9.81\ m{\cdot}s^{-2}$	$g^* = 1$
η (viscosity)	83 Pa·s	3×10^{20} Pa·s	$\eta^* = 2.8 \times 10^{-19}$
t (time)	1 min	1.9 Myr	$t^* = \eta^*/\Delta\rho^*{\cdot}g^*{\cdot}L^* = 10^{-12}$
U (velocity)	1 cm/min	3.5 cm/yr	$U^* = \Delta\rho^*{\cdot}g^*{\cdot}L^{*2}/\eta^* = 1.5 \times 10^{5}$
dε/dt (strain rate)	$5 \times 10^{-5}\ s^{-1}$	$5 \times 10^{-17}\ s^{-1}$	$(d\varepsilon/dt)^* = \Delta\rho^*{\cdot}g^*{\cdot}L^*/\eta^* = 10^{12}$
F (force per unit length)	1 N/m	2.4×10^{13} N/m	$F^* = \Delta\rho^*{\cdot}g^*{\cdot}L^{*2} = 4.2 \times 10^{-14}$

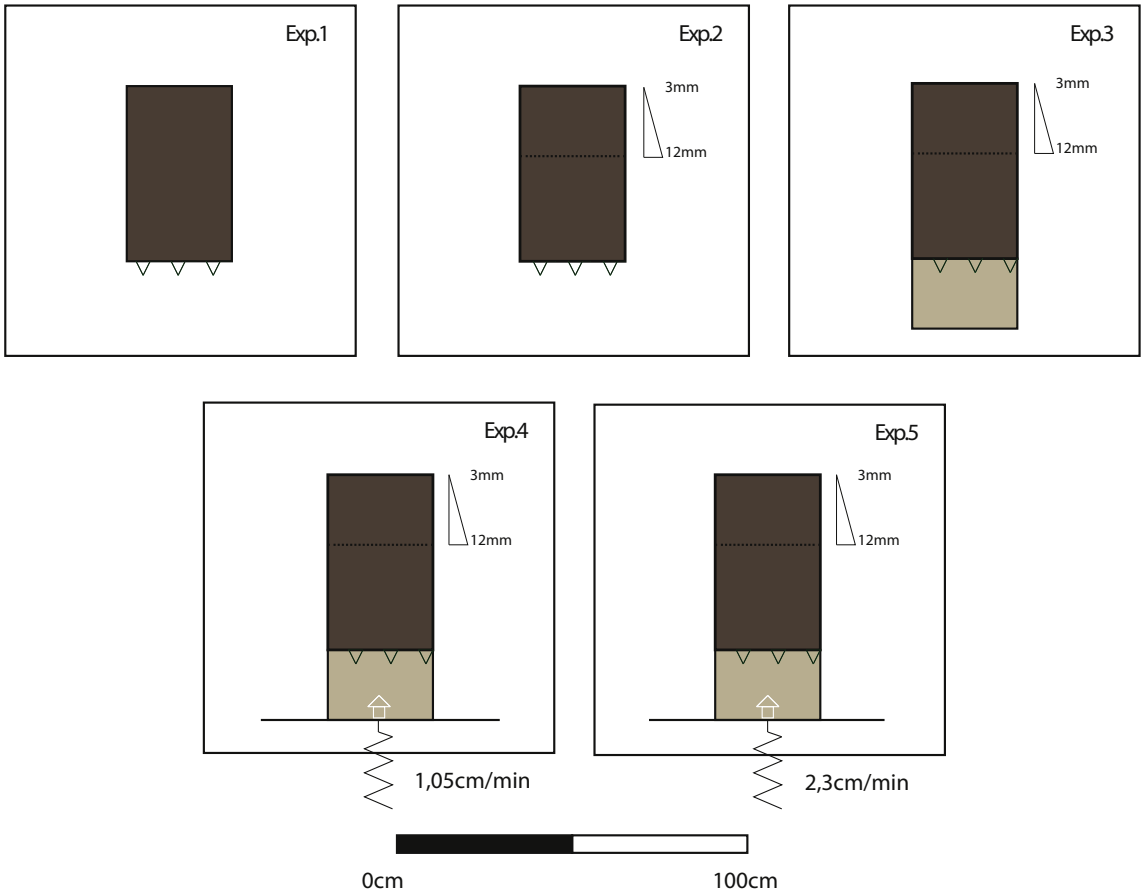


Fig. 3. Scaled top view of the different subduction set-up used in this study. White areas correspond to the upper mantle, light brown areas to the overriding plate and dark brown areas to oceanic lithosphere. The following models are: (1) Subduction of an oceanic plate with constant thickness (reference model); (2) Subduction of an oceanic plate with decreasing thickness; (3) Subduction of an oceanic plate with decreasing thickness beneath a free continental plate; (4) and (5) Subduction of an oceanic plate with decreasing thickness beneath a continental plate whose trenchward motion is imposed by a piston. See Table 1 for details. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

close to the steady-state subduction velocity of a thick oceanic plate beneath a free continent. In model 5, the piston velocity is 2.3 cm/min, approximately twice the steady-state subduction velocity. In these experiments, Vt (trench velocity) is close to the velocity imposed by the piston (Vp), the difference between them corresponding to the deformation velocity of the overriding plate (V_d) which is one order of magnitude smaller than Vt (Fig. 6b). The ridge velocity (Vr), which corresponds to the difference between the subduction velocity (Vs) and the trench velocity (Vt), varies between 0.02 and 0.25 cm/min in model 4, and between −0.24 and 0 cm/min in model 5. Here, we do not observe any decrease of subduction velocity when the ridge approaches the trench, as in the previous experiments, because this velocity is largely controlled by lateral boundary conditions.

We report in Fig. 6c the deep dip of the slab. It is ~45° during steady-state subduction in model 4, vs. 35° in model 5. In model 4, we do not observe any increase of the slab dip when the thinning segment of the plate is subducting. Instead, in model 5, the dip of the slab decreases below 30°.

We also measure the evolution of the trench-perpendicular length of the overriding plates during experiments (Fig. 6d). While the free overriding plate does not deform significantly in the previously described model 3, some gentle shortening occurs in model 4 during the initiation of subduction at rates of $\sim 5 \times 10^{-5}\,s^{-1}$. The corresponding shortening rate in nature would be $5 \times 10^{-17}\,s^{-1}$ (Table 2). During the steady-state subduction of the thick plate segment, the upper plate does not record any significant shortening. At the end of model 4, when the ridge is approaching the subduction zone (after 23 min), bulk shortening is recorded again at gentle rates of $\sim 5 \times 10^{-5}\,s^{-1}$. The final bulk strain is ~6% in this model (Fig. 6d). In model 5, shortening occurs during the entire duration of the experiment. The rate is faster than model 4 with a value of $\sim 1 \times 10^{-4}\,s^{-1}$ on average during the subduction initiation, then a slightly lower value of $\sim 7 \times 10^{-5}\,s^{-1}$ during the steady-state stage, and a final increase to $\sim 1 \times 10^{-4}\,s^{-1}$ on average during the slab thinning phase. The final bulk strain is 13% in this model (Fig. 6d).

4. Discussion

4.1. Free subduction of a trench-parallel oceanic ridge

The evolution of model 1 is similar to the evolution of experiments described in Funiciello et al. (2004), Bellahsen et al. (2005) and Martinod et al. (2005). It corresponds to the first mode of subduction (mode 1) described by Bellahsen et al. (2005), in which subduction essentially results from slab roll-back. Following subduction initiation, the slab deposits on the bottom of the box modeling the upper/lower mantle discontinuity, and the process of subduction becomes steady-state with a constant slab dip. All the parameters describing the evolution of subduction (slab dip, subduction velocity, ratio between subduction velocity and roll-back velocity) remain constant until the end of experiment (Fig. 4).

Comparison between models 1 and 2 readily shows the effects of changes in the thickness of the subducting plate on subduction dynamics. Model 2 presents the same initial evolution than model 1.

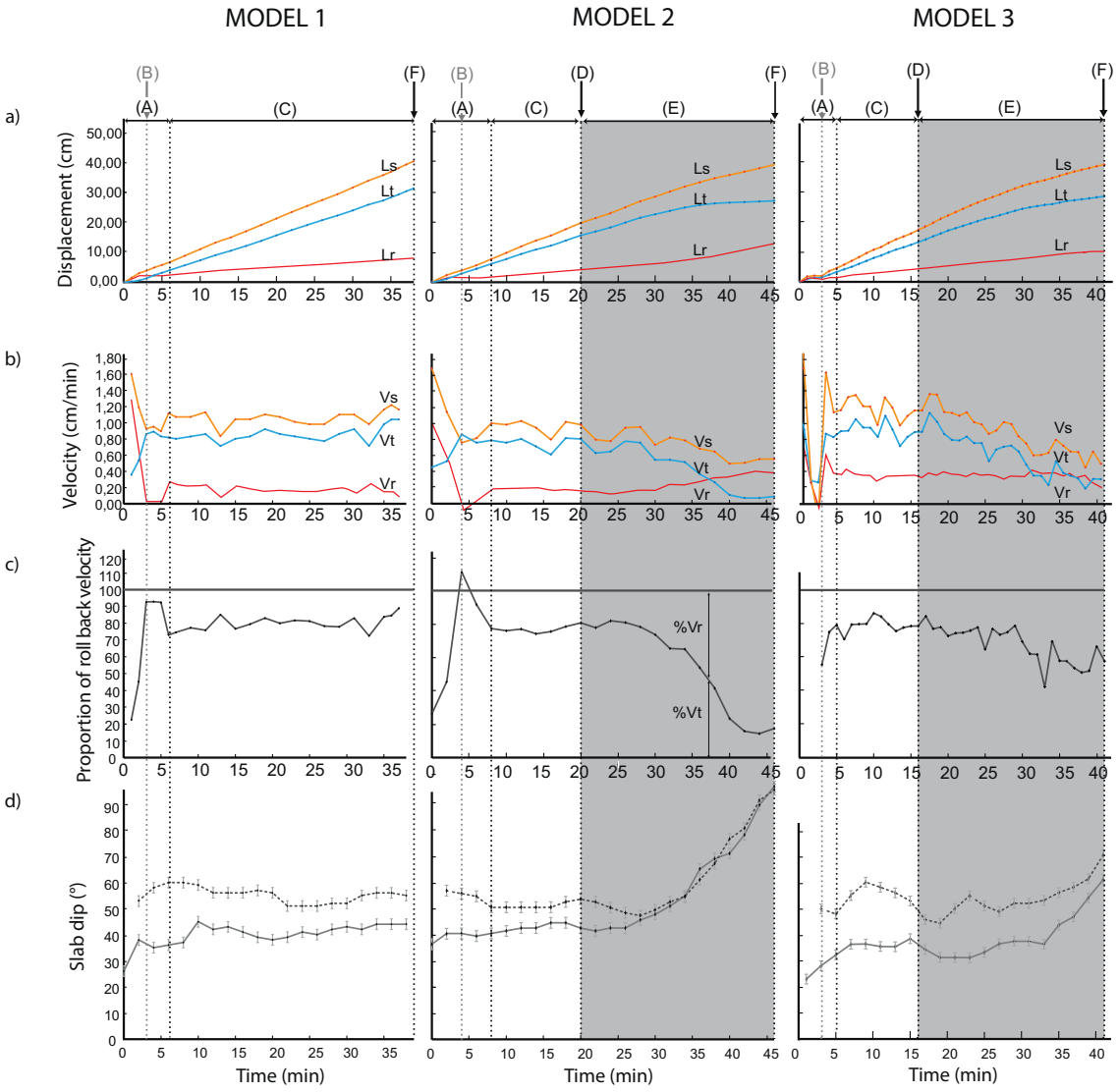


Fig. 4. Time evolution of models 1, 2 and 3. a) Trench displacement (Lt) in blue, ridge displacement (Lr) in red and amount of subduction (Ls) in orange: Ls = Lr + Lt. b) Trench velocity (Vt) in blue, ridge velocity (Vr) in red and subduction velocity (Vs) in orange: Vs = Vr + Vt. c) Ratio of roll back velocity with respect to subduction velocity Vt/Vs. d) Dip of the slab measured in the middle of the upper mantle (deep dip, dashed line) and 2 cm below the surface (shallow dip, solid line). The error on dip measurement is ± 2°. The different experimental stages are: (A) initiation of subduction; (B) the subducting plate touches the bottom of the box; (C) steady-state subduction; (D) initiation of subducting plate thickness decrease; (E) subduction of a progressively thinner plate; (F) ridge subduction. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Subduction becomes rapidly steady and remains constant until the thinner plate segment reaches the trench. Then, the subduction velocity decreases. Subduction velocity results from equilibrium between the slab pull force that drives subduction on the one hand, and resisting forces on the other hand. Resisting forces arise from the bending of the slab (Rb), slab-mantle shear (Rs), and toroidal mantle flow induced by slab roll-back (Rt) (e.g., Funiciello et al., 2003). Materials used in these models being Newtonian, all these resisting forces depend on the subduction velocity.

Thinner slab subduction results in a diminution of the slab pull force. The density of the subducting plate being constant, the slab pull force is proportional to the volume of the slab and hence depends on the thickness of the subducting plate. Therefore, thinner slab subduction explains the decreasing subduction velocity. This effect is not visible as soon as the thinning plate segment reaches the trench. Indeed, the slab pull force only changes markedly when a significant portion of the slab is thinner. In model 2, the diminution of subduction velocity is noticeable following 30 min of the experiment, i.e. 10 min after the arrival at trench of the thinning plate segment (Fig. 4b). At that moment, 8.7 cm (corresponding to 570 km in nature) of the beveled slab segment has subducted (Fig. 4a), which is almost half of the beveled plate length in this experiment, and the thickness of the slab at trench is 8 mm vs. 12 mm for the thick slab segment. But the slab pull force has only dropped by 11%, which explains why the diminution of the subduction velocity is only barely noticeable at that time. Fig. 7a shows that the decreasing subduction velocity can be correlated with the decrease of the slab pull in model 2.

The diminution of the subduction velocity results from the large decrease of the roll-back velocity Vt. This velocity decrease is partly compensated by an increase of the trenchward velocity of the overriding plate (Vr). Indeed, the force Rb necessary to achieve slab bending depends on the thickness of the plate: it is proportional to: ($\eta_O T_O^3/r^3$), where η_O is the subducting plate viscosity, T_O the thickness of the plate, and r the radius of curvature of the slab at trench (e.g., Conrad and Hager, 1999; Schellart, 2009). Other resistive forces (Rs and Rt), in contrast, do not depend on the thickness of the slab. We observe that

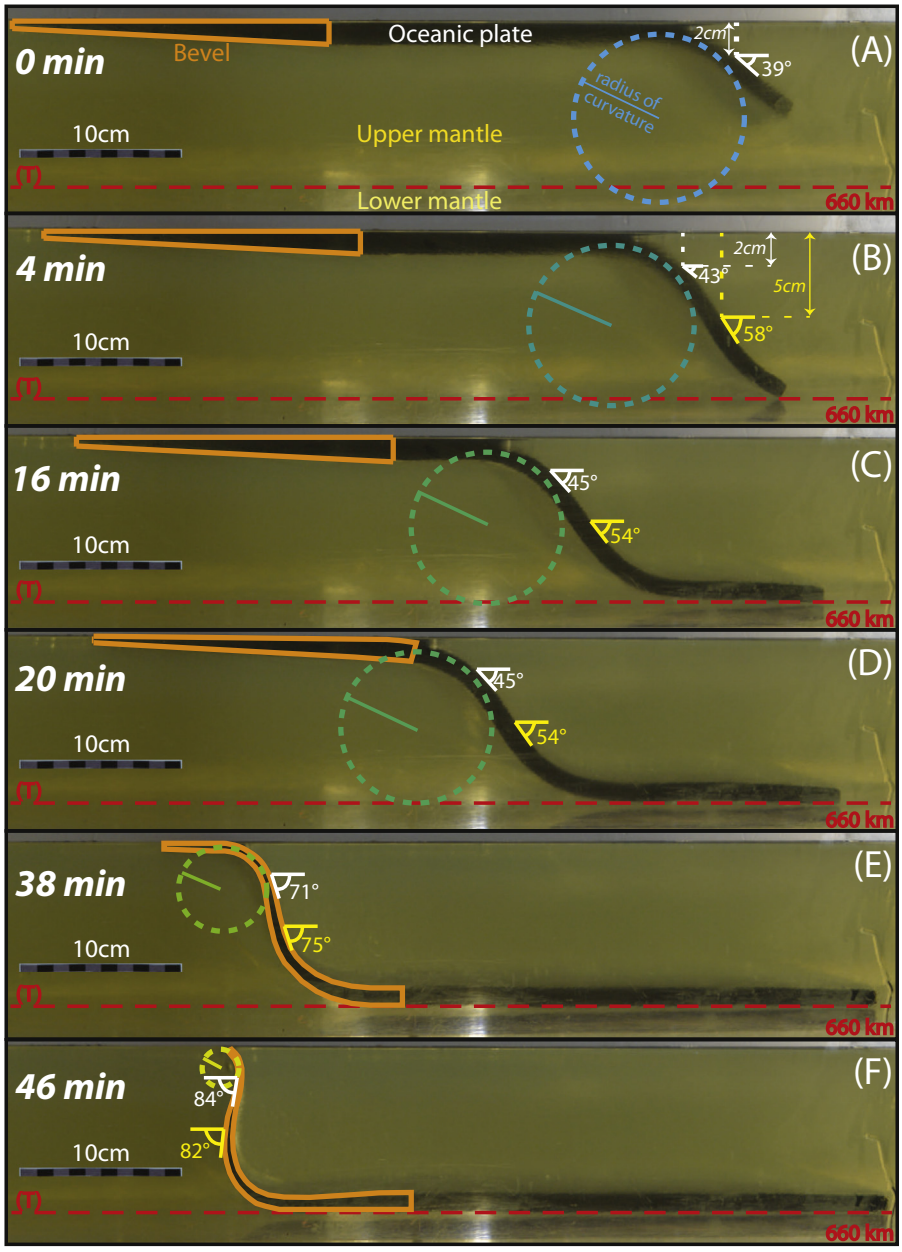


Fig. 5. Successive lateral views of model 2. The thinning part of the subducting plate is highlighted in orange. The red dotted line (T) represents the bottom of the box simulating the 660 km depth discontinuity in nature. The different stages of the experiment are those reported on Fig. 4: (A) Initiation of subduction; (B) the slab touches the bottom of the box; (C) steady-state subduction; (D) the thinning plate reaches the trench; (E) subduction of the thinning plate, the radius of curvature of the slab at trench decreases and the dip of the slab increases; (F) ridge subduction. Slab dip is measured both at 2 cm-depth (in white) and at 5 cm-depth (in yellow). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the thinner the slab, the smaller its radius of curvature, and hence the larger the dip of the slab. Slab dip increase leads to larger trenchward velocity of the oceanic plate (Vr). With a thinner slab, it becomes easier to achieve subduction diminishing the radius of curvature of the slab and increasing its dip which, in turn, increases the trenchward plate motion Vr, instead of pursuing slab roll-back.

The evolution of model 3 is very comparable to that of model 2, showing that a free overriding plate passively follows slab roll-back. The dip of the slab is similar in both experiments during steady-state subduction. The thinner subducting plate in model 3 also results in slab steepening and in a diminution of the subduction velocity, although these changes are smoother than in model 2 (Fig. 4). Indeed, both the superficial poloidal and toroidal mantle flow above the steepening slab are directed towards the trench (Funiciello et al., 2006), which favors the trenchward motion of the overriding plate. This motion, in turn, limits the diminution of trench retreat velocity. However, the analysis of subduction velocity vs. slab pull (Fig. 7) shows a similar evolution for models 2 and 3.

4.2. Effects of boundary conditions on oceanic ridge subduction

The effect of the overriding plate on the dynamics of ridge subduction is largely different depending on the adopted boundary conditions. If the upper plate is free to move (model 3), it passively follows the retreating trench and the velocity of subduction decreases when the ridge approaches the trench (see Section 4.1). In contrast the trenchward upper plate motion in models 4 and 5 is essentially controlled by lateral boundary conditions. The modeled trench-perpendicular dimension of the plates is moderate, at only 200 mm (corresponding to ~1300 km) for the overriding plate. Then, the shortening velocity of the overriding plate is more than one order of magnitude smaller than the piston velocity, and the trench retreat is almost as rapid as the advance of the piston.

The deep steady-state dip of the slab is 53° in model 3, vs. 45° and 35° in models 4 and 5, respectively. The smaller slab dip in model 5 results from the larger piston velocity: the larger the trenchward overriding plate velocity, the smaller the dip of the slab, as already noted by several authors, both in models reproducing oceanic

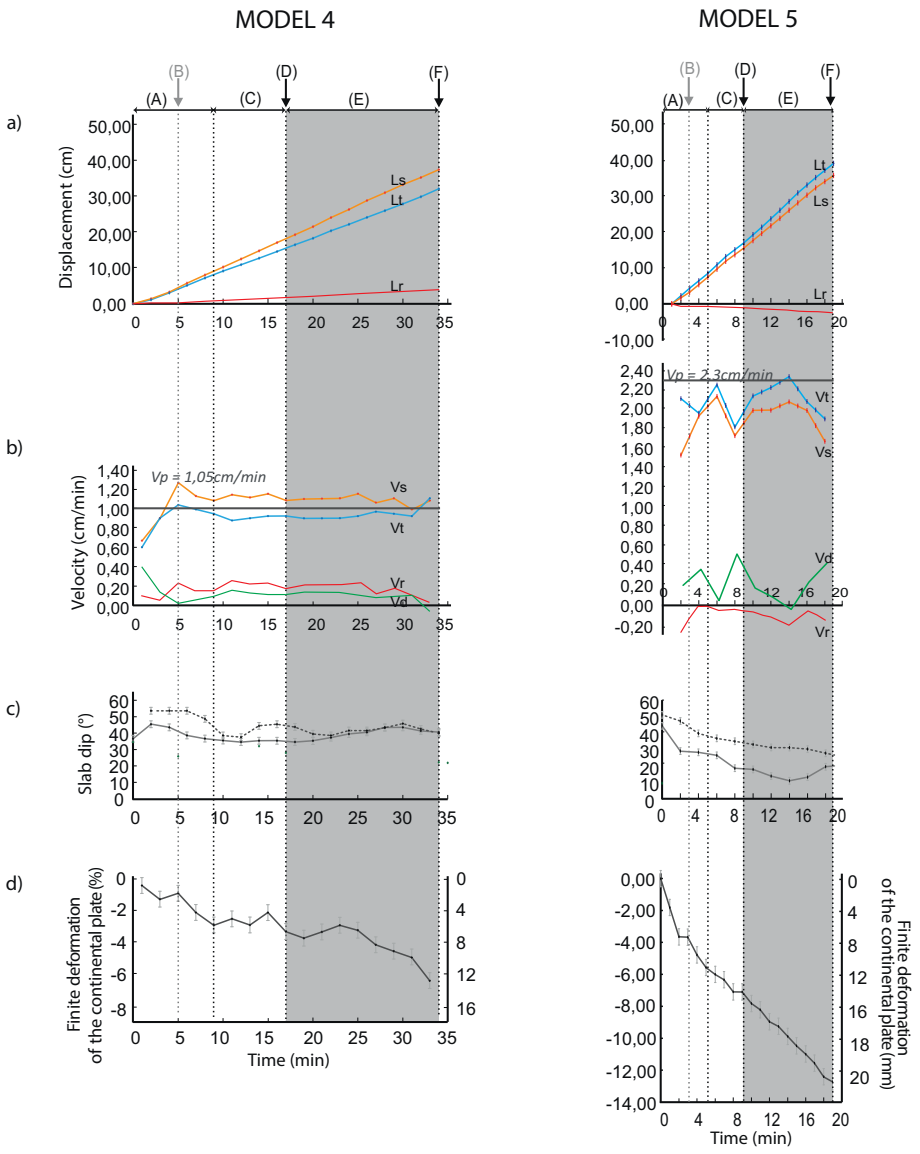


Fig. 6. Time evolution of models 4 and 5. a) Trench displacement (Lt) in blue, ridge displacement (Lr) in red and amount of subduction (Ls) in orange: Ls = Lr + Lt. b) Trench velocity (Vt) in blue, ridge velocity (Vr) in red, subduction velocity (Vs) in orange: Vs = Vr + Vt, and shortening velocity (Vd) in green: Vd = Vp − Vt. The piston velocity Vp is: 1,05 cm/min and 2,3 cm/min in models 4 and 5, respectively. c) Deep (dashed line) and shallow (solid line) slab dip. The error on dip measurement is ± 2°. d) Trench-perpendicular shortening of the overriding plate. The error bar on deformation measurement is ± 1 mm, which corresponds here to ± 0.5%. The different experimental stages (A–F) are similar to those reported in Fig. 4. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

subduction (e.g., Heuret et al., 2007; Espurt et al., 2008; Guillaume et al., 2018) as well as in global analysis of present-day subduction zones (Lallemand et al., 2005).

When the thinner slab segment subducts, the evolution of the subducting plate geometry largely differs depending on the overriding plate velocity. It is visible comparing the deep slab dip measured in the middle of the upper mantle: in model 3, the dip of the slab increases from 53° to 70° while the trenchward upper plate motion slows down (Fig. 4b). In model 4, it remains approximately constant (~45°) until the end of experiment (Fig. 5c). In model 5, in contrast, the dip of the slab decreases from 35° to 27° during slab thinning (Fig. 5c). In Fig. 8, we report the horizontal distance between the trench and the projection at the surface of the point located on top of the slab at a depth of 2 cm. In models 3 and 4, this distance slightly decreases when the slab is thinning: from 13 to 6 mm (87 to 41 km in nature) and from 26 to 20 mm (165 to 127 km in nature) in models 3 and 4, respectively. When the radius of curvature of the slab close to the trench is smaller, the dip of the slab increases more rapidly beneath the overriding plate. In model 5, in contrast, this distance increases from 50 to 110 mm (~330 to 720 km in nature) during beveled plate subduction, accompanying slab flattening. Approximately 90% of this increase is achieved during the last 6 min of the experiment. The lateral migration velocity (~5 cm/min) would correspond to 37 km/Ma in nature.

The diminution of the superficial slab dip in model 5 can be understood by considering the evolution of free subduction experiments (models 2 and 3): when the ridge approaches the trench, the pull of the slab is not large enough to produce the toroidal mantle flow necessary to accommodate slab retreat. On the other hand, in model 5, trench retreat is imposed by the lateral boundary conditions that force the overriding plate to move trenchward. Then, the trench moves rapidly towards the oceanic plate while the deep part of the slab instead is not able to move back as rapidly. This situation results in the appearance of a superficial slab segment with a very small dip which would, in nature, be marked by an increase of the distance between the trench and the volcanic arc (Figs. 8 and 9).

The upper plate shortening also depends on lateral boundary conditions applied on the overriding plate, as shown by negligible deformation in “free” model 3 contrasting with the upper plate shortening observed in models with imposed kinematic boundary conditions. In model 4, plate shortening occurs during subduction initiation and at the end of the experiment when the ridge approaches the trench. It corresponds to periods during which the imposed trenchward velocity of the plate is larger than the spontaneous trench retreat velocity in the free subduction experiments (models 2 and 3). During steady-state

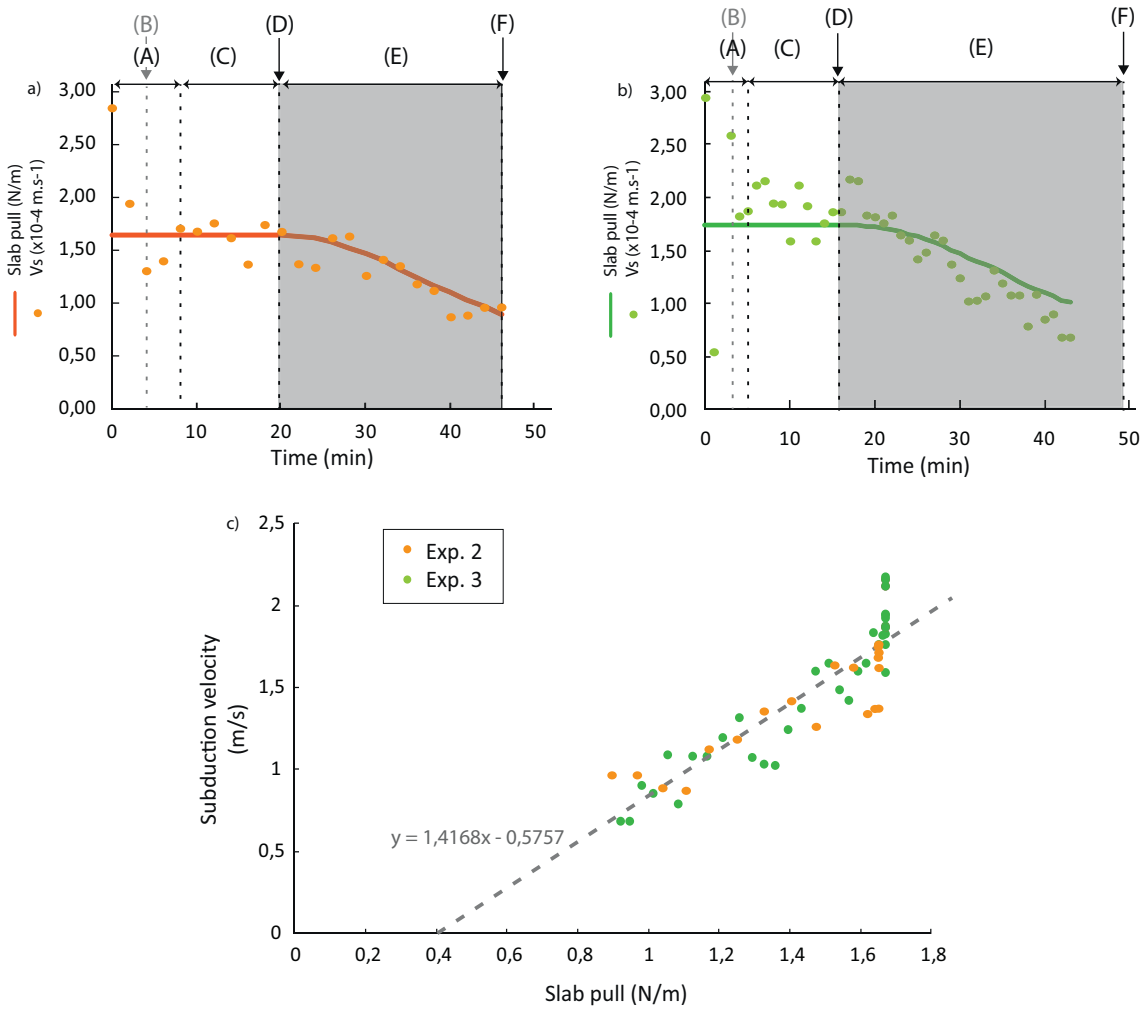


Fig. 7. a) Subduction velocity and slab pull vs. time in model 2. The different stages (A–F) are those reported in Fig. 4. b) Subduction velocity and slab pull vs. time in model 3. c) Subduction velocity vs. slab pull in models 2 and 3.

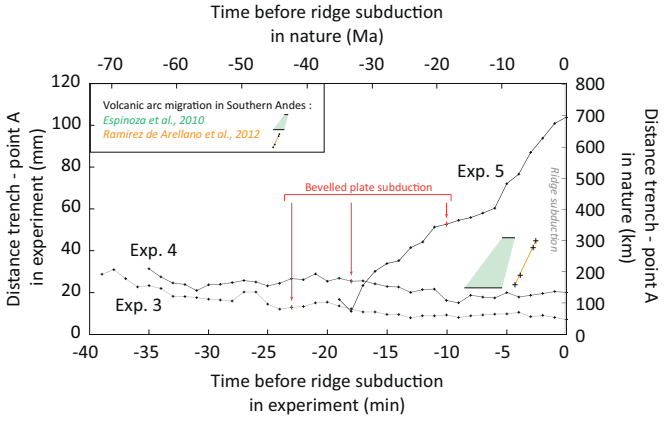


Fig. 8. Horizontal distance between the trench and the point for which the upper part of the slab is 2 cm beneath the surface of experiment in models 3, 4 and 5. This distance approximately corresponds to the distance between the trench and the magmatic arc. Red arrows mark the beginning of the subduction of the thinning plate. For comparison, we report the time evolution before ridge subduction of the distance between the trench and the volcanic arc in Southern Patagonia at 47.5°S (Espinoza et al., 2010; green area) and at 49°S (Ramírez de Arellano et al., 2012; orange curve). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

subduction of the thick plate, the velocity of the piston is close to the "free" trench retreat velocity, and the upper plate does not shorten. When the ridge approaches the trench, the upper plate shortening rate is on average $5 \times 10^{-5}\,s^{-1}$. The force per unit length applied by the piston on the overriding plate can be simply estimated considering the superficial strain rate and assuming the plate behaves as a thin plate (e.g., Chen et al., 2015). We observe that deformation is homogeneous in the overriding plate, meaning that forces arising from shear traction at the base of the plate are small compared to horizontal forces exerted by the piston and the oceanic plate. The trench perpendicular horizontal force is $F_{piston} = 2(d\Sigma/dt)\,\eta\,h$, where $d\Sigma/dt$ is the strain rate, η and h are the viscosity and thickness of the upper plate, respectively. The force applied by the piston is 0.09 N/m in model 4 during the subduction of the thinner part of the plate, which would correspond to 2.2×10^{12} N/m in nature (Table 2). The slab pull force in these experiments decreases from 1.57 N/m during the subduction of the thick plate to 0.91 N/m at the end of experiment, i.e. it is always more than one order of magnitude larger than the force exerted by the piston on the upper plate.

In model 5, plate shortening occurs during the entire time of the experiment as the imposed overriding plate velocity (2.3 cm/min) is always higher than the spontaneous trench retreat velocity. The shortening rate is $\sim 7 \times 10^{-5}\,s^{-1}$ during the steady-state stage, and it increases to $\sim 1 \times 10^{-4}\,s^{-1}$ during the slab thinning phase. The force applied by the piston varies from 0.13 to 0.19 N/m in this experiment, which is larger than in model 4 but remains largely smaller than the

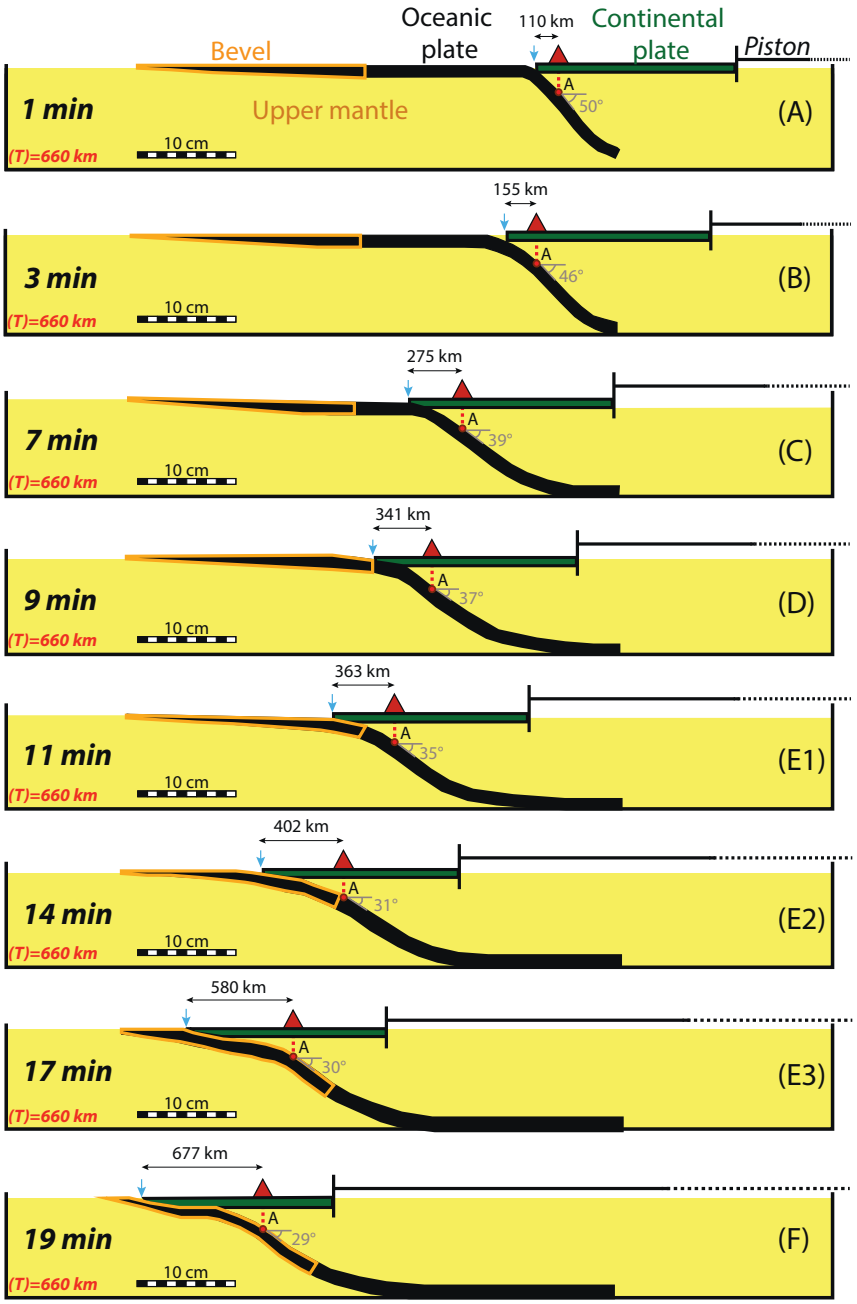


Fig. 9. Successive interpreted lateral views of model 5. The thinning part of the subducting plate is highlighted in orange. The different stages (A–F) are those reported in Fig. 6. The distance between the volcanic arc (red triangle) and the trench (blue arrow) is indicated with scaled values. Point A is located at the surface of the slab at 2-cm depth (130 km in nature). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

slab pull force.

4.3. Comparison with Neogene ridge subduction in Southern Patagonia

The NNW-SSE oriented Chile spreading ridge separates the Nazca and Antarctic plates. The divergence between these two plates is approximately E-W, and the plate boundary consists in ridge segments oriented ~N165°E, i.e. approximately parallel to the trench in Southern Patagonia (Fig. 10), separated by transform faults. The ridge segments reached the subduction zone ~16 Ma ago beneath the South American plate at 55°S (Cande and Leslie, 1986; Breitsprecher and Thorkelson, 2009). Plate reconstructions show that a ~700 km-long trench-parallel ridge segment subducted beneath the South American plate between 13.5 and 12 Ma (Fig. 10). The geometry of transform faults and ridge segments resulted in a rapid northward migration of the triple junction between the Antarctic, Nazca and South American plates. Two other shorter segments subducted beneath South America 6 and 3 Ma ago, resulting in the present-day position of the triple junction located near the Taitao peninsula at 46°30′S (Cande and Leslie, 1986; Lagabrielle et al., 2004; Guillaume et al., 2009; Ramírez de Arellano et al., 2012).

South America plate is a major lithospheric plate whose dimensions largely exceed the size of Southern Patagonia. Then, although subduction is a major engine of plate kinematics, we consider that the motion of South America was not significantly modified by the subduction of a 700 km-long oceanic ridge beneath Southern Patagonia. Data published in Sdrolias and Müller (2006) confirm that the westward velocity of South America in the hot spot reference frame did not change significantly during the Cenozoic. Then, we consider that the

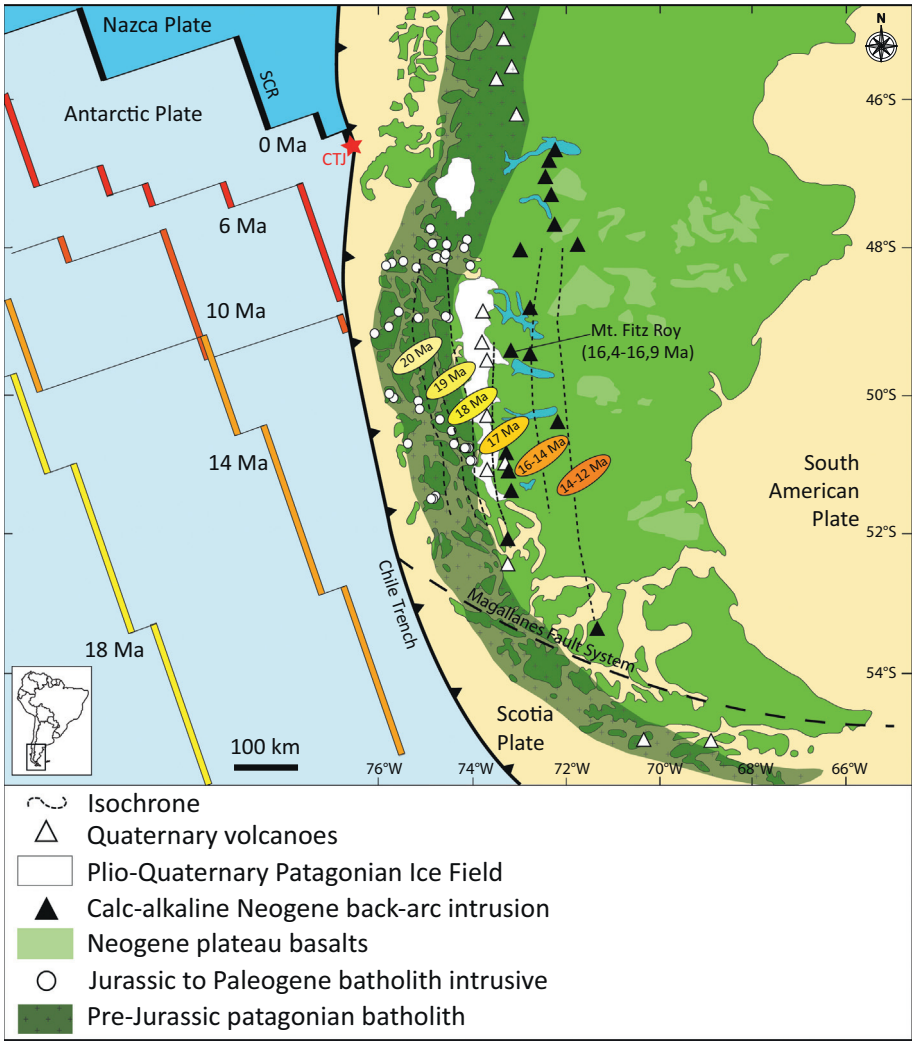


Fig. 10. Simplified geological map of Southern Patagonia showing the location and age of the Miocene magmatic arc (after Espinoza et al., 2010; Ramírez de Arellano et al., 2012). The present-day location of the South Chile Ridge (SCR) is indicated in black, and the red star indicates the present-day position of the Chile Triple Junction (CTJ), west of the Taitao Peninsula. Red to yellow lines represent past locations of the Chile Ridge segments with respect to South America at 6 Ma, 10 Ma, 14 Ma and 18 Ma, respectively. Dark green area along the western border of the continent indicates the position of the Southern Patagonian Batholith (Pankhurst et al., 1999; Hervé et al., 2007). Light green areas in the central and eastern part of the South American continent correspond to the Neogene Patagonian plateau basalts, with ages ranging from 12 to 7 Ma in the western part of the back-arc and from 5 to 2 Ma farther to the northeast (Gorring et al., 1997). Dashed lines on the continent show the Miocene eastward migration of the magmatic arc (after Espinoza et al., 2010 and Ramírez de Arellano et al., 2012). Small white circles correspond to Jurassic to Paleogene batholith intrusives. Black triangles are calc-alkaline Miocene plutons (see references in Espinoza et al., 2010 and Ramírez de Arellano et al., 2012). White triangles are the Quaternary volcanoes (Stern and Kilian, 1996). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

set-up adopted in models 4 and 5, in which the motion of the overriding plate is not free but is instead imposed by lateral boundary conditions is particularly appropriate to study the effects of ridge subduction beneath Southern Patagonia.

4.3.1. Migration of the magmatic arc

An eastward migration of the magmatic arc during the early Miocene has been observed in Southern Patagonia (Michael, 1983). It resulted in the occurrence of several calco-alkaline to alkaline plutons located ~150 km east of the Patagonian batholith which was the previous locus of magmatism (Ramírez de Arellano et al., 2012). Noticeably, those isolated plutons located in the retroarc were rapidly exhumed, and constitute important mountains ranges (Fig. 10) such as the San Lorenzo massif (~6.5 Ma old, Welkner, 1999), Fitz Roy and Cerro Torre massif (~17–16 Ma, Ramírez de Arellano et al., 2012). This migration of magmatism has been explained either by the development of a transient low-angle subduction under Patagonia that produced the eastward migration of the arc front, by subduction erosion of the continental forearc, or by a combination of the two phenomena (Espinoza et al., 2010; Ramírez de Arellano et al., 2012). According to Espinoza et al. (2010), the eastward migration of the arc is possibly associated with the arrival of the Chile Ridge and the later ridge-trench collision. Ramírez de Arellano et al. (2012) note, however, that this period also recorded particularly high convergence velocities between the Nazca subducting plate and South America. Indeed, both the angle and rate of convergence changed markedly at the Oligocene-Miocene transition. During the Oligocene, the subduction velocity was moderate (~5 cm/yr) and oblique to the trench (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998; Somoza and Ghidella, 2012). Following the rupture of the Farallon plate that occurred 23 Ma ago (Lonsdale, 2005), the relative velocity between the Nazca plate and South America increased to 13 cm/yr at the latitude of South Patagonia, and the azimuth of convergence became approximately perpendicular to the trench. Then, Ramírez de Arellano et al. (2012) propose that the early Miocene eastward migration of the magmatic arc may also result from subduction erosion due to the larger convergence velocity at that time.

The analogue experiments we performed mimic the behavior of a subduction zone with a trench-perpendicular convergence and an approaching trench-parallel ridge, i.e. similar to the early Miocene Patagonian situation. These models show that the dynamics of the slab before ridge subduction depends on plate-convergence velocities. If the overriding plate motion is not imposed by lateral boundary conditions (model 3) or if its trenchward motion is moderate (model 4), the dip of the slab increases and the distance between the volcanic arc and the trench should decrease. In contrast, if the continental plate is quickly moving towards the trench (model 5), the slab flattens beneath the overriding plate resulting in an increase of the distance between the trench and the volcanic arc preceding ridge subduction (Fig. 9).

Figs. 8 and 10 show that the magmatic arc in Southern Patagonia at 49°S started to migrate eastward ~20 Ma ago, i.e. approximately 7 Ma before the subduction of the ridge. Close to 47.5°S, Espinoza et al. (2010) propose that the eastward migration of the magmatic arc

initiated more than 10 Ma ago, before the 6 Ma-old subduction of the ridge. The ridge segment that subducted beneath this part of Patagonia, however, was short, and it is possible that the geometry of the slab at this latitude was modified by the long ridge segment that previously subducted south of this region.

South-America has been moving westward in the hot-spot reference frame since the separation from Africa and the opening of the Southern Atlantic Ocean (e.g., Silver et al., 1998) during Late Cretaceous times (Torsvik et al., 2009; Heine et al., 2013), triggering initiation of Andean deformation along the Southern Patagonian Andes (Ghiglione et al., 2014, 2015). Models suggest that this westward motion explains the gentle dip of slabs beneath South America, and the Cenozoic appearance of horizontal slab segments beneath the Central Andes (e.g., Husson et al., 2008; Espurt et al., 2008; Martinod et al., 2010; Schepers et al., 2017). The Miocene evolution of the Southern Patagonia may thus correspond to model 5, in which the ridge is subducting beneath an overriding plate that moves rapidly towards the trench. Models do not exclude the possibility that part of the magmatic arc migration resulted from subduction erosion. They show, however, that some Miocene migration of the magmatic arc, and eventually the total amount of arc migration may have resulted from slab flattening when the ridge was approaching the trench, as proposed by Espinoza et al. (2010). Moreover, note that these models do not take into account the possible positive buoyancy of the young subducting plate, which should furthermore favor slab flattening and arc migration towards the inner part of the continent (Espurt et al., 2008).

4.3.2. Continental shortening

The early Miocene has also been marked by a major episode of shortening in the Southern Patagonian Andes. Close to 51°S, Fosdick et al. (2011) note a resumption of shortening resulting in the migration of thrusting towards the Magallanes retroarc foreland basin. Rio Rincon and Rio Castillo thrusting occurred in the Late Oligocene-Lower Miocene after 27 Ma, which approximately coincides with the rupture of the Farallón Plate, and a final episode of continental shortening occurred between 21 and 18 Ma, prior to the subduction of the ridge beneath South America. In contrast, Fosdick et al. (2011) note that tectonic shortening following 18 Ma has been very small.

A similar evolution is reported by Ramos (1989), Coutand et al. (1999), Scalabrino et al. (2009) and Guillaume et al. (2009) at latitudes varying between 49 and 47°S. These authors note an early Miocene episode of tectonic shortening. Deformed series are covered by upper Miocene basalts that emplaced following the subduction of the ridge. Basalts are gently inclined towards the East, but they are not affected by thrust faults. This geometry evidences long-wavelength uplift of the Southern Patagonian Andes and of its retroarc foreland basin. Middle Miocene regional uplift and foreland exhumation is also observed by Fosdick et al. (2011). Guillaume et al. (2009) propose this uplift to be the dynamic response of the South American lithosphere to ridge subduction, which explains why it affects both the Andean range and its foreland and why it is not accompanied by tectonic shortening.

Many parameters probably interacted and resulted in the early Miocene episode of shortening that occurred in Southern Patagonia. Experiments show that the shortening of the overriding plate is favored by the trenchward motion of the continent (model 3 vs. models 4 and 5) (see also e.g., Sobolev and Babeyko, 2005; Guillaume et al., 2018). The fast convergence that occurred between the Nazca and South American plate at that time also favored continental shortening (e.g., Pardo-Casas and Molnar, 1987). We observe that shortening periods in our experiments occur when the imposed trenchward velocity of the overriding plate is larger than the spontaneous trench retreat velocity. The trench retreat velocity of a free subducting plate is smaller when the trench approaches the ridge (see model 2). Then, it explains the increasing shortening velocity of the upper plate when the ridge approaches the trench observed in models 4 and 5. Therefore, models suggest that the early Miocene episode of shortening observed in the Southern Patagonian Andes may also partly result from the ridge approaching the trench, and that the end of shortening in Southern Patagonia coincides with ridge subduction.

5. Conclusions

Subduction of an increasingly thinner plate simulating the arrival of an oceanic spreading ridge at the trench results in a change of the force balance within the subduction system. Slab roll-back velocity decreases because the slab pull cannot anymore maintain the toroidal mantle flow. If the convergence velocity is not imposed by lateral boundary conditions, the thinner the slab, the smaller its radius of curvature, and the larger the dip of the slab. In contrast, if the overriding plate motion is controlled by far-field boundary conditions and if it moves rapidly trenchward, then the superficial dip of the slab decreases. It results in an increase of the distance between the trench and the volcanic arc prior to ridge subduction. Models then suggest that the Miocene eastward migration of the magmatic arc that occurred in the Southern Patagonian region a few Myrs before the arrival at trench of the Chile Ridge may have resulted from the combination of a relatively fast westward motion of the South American plate over an increasingly younger and thinner Nazca plate.

Acknowledgments

Authors thank INSU-CNRS (Institut National des Sciences de l'Univers – Centre National de la Recherche Scientifique, France) (Syster program), the ECOS-Sud program (A15-U02 project), and the University of Bourgogne–Franche-Comté for financial support. Analogue models were realized in the Laboratory of Analogue Modeling of the University of Rennes. We acknowledge Philippe Goncalves for advices and discussions, and Edwin Baynes for his help in polishing the manuscript. We would also like to thank the reviewers David Boutelier and Joao Duarte for their insightful and constructive comments.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.04.018.

References

Arrial, P.A., Billen, M.I., 2013. Influence of geometry and eclogitization on oceanic plateau subduction. Earth Planet. Sci. Lett. 363, 34–43.
Bellahsen, N., Faccenna, C., Funiciello, F., 2005. Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments: insights into the "plate tectonics" behavior of the Earth. J. Geophys. Res. Solid Earth 110 (B1).
Breitsprecher, K., Thorkelson, D.J., 2009. Neogene kinematic history of Nazca–Antarctic–Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. Tectonophysics 464 (1), 10–20.
Cande, S.C., Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. J. Geophys. Res. Solid Earth 91 (B1), 471–496.
Chen, Z., Schellart, W.P., Duarte, J.C., 2015. Quantifying the energy dissipation of overriding plate deformation in three-dimensional subduction models. J. Geophys. Res. Solid Earth 120, 519–536.
Chung, W.Y., Kanamori, H., 1978. Subduction process of a fracture zone and aseismic ridges— the focal mechanism and source characteristics of the New Hebrides earthquake of 1969 January 19 and some related events. Geophys. J. Int. 54 (1), 221–240.
Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. Geol. Soc. Am. Bull. 105 (6), 715–737.
Conrad, C.P., Hager, B.H., 1999. Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics. J. Geophys. Res. Solid Earth 104 (B8), 17551–17571.
Conrad, C.P., Lithgow-Bertelloni, C., 2007. Faster seafloor spreading and lithosphere production during the mid-Cenozoic. Geology 35 (1), 29–32.
Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Miller, M., 1999. Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30′S). J. S. Am. Earth Sci. 12, 1–15.
Duarte, J.C., Schellart, W.P., Cruden, A.R., 2013. Three-dimensional dynamic laboratory models of subduction with an overriding plate and variable interplate rheology. Geophys. J. Int. 195 (1), 47–66.
Duarte, J.C., Schellart, W.P., Cruden, A.R., 2014. Rheology of petrolatum–paraffin oil

mixtures: applications to analogue modelling of geological processes. J. Struct. Geol. 63, 1–11.
Duarte, J.C., Schellart, W.P., Cruden, A.R., 2015. How weak is the subduction zone interface? Geophys. Res. Lett. 42 (8), 2664–2673.
England, P.C., Katz, R.F., 2010. Melting above the anhydrous solidus controls the location of volcanic arcs. Nature 467 (7316), 700–703.
Espinoza, F., Morata, D., Polve, M., Lagabrielle, Y., Maury, R.C., Rupelle, A.D.L., Suarez, M., 2010. Middle Miocene calc-alkaline volcanism in Central Patagonia (47 S): petrogenesis and implications for slab dynamics. Andean Geol. 37 (2).
Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset, S., 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: insights from analog modeling. Tectonics 27 (3).
Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51 30′ S. Geol. Soc. Am. Bull. 123 (9–10), 1679–1698.
Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., Regenauer-Lieb, K., 2003. Dynamics of retreating slabs: 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments. J. Geophys. Res. Solid Earth 108 (B4).
Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., 2004. Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: insights from laboratory experiments. Geophys. J. Int. 157 (3), 1393–1406.
Funiciello, F., Moroni, M., Piromallo, C., Faccenna, C., Cenedese, A., Bui, H.A., 2006. Mapping mantle flow during retreating subduction: laboratory models analysed by feature tracking. J. Geophys. Res. Solid Earth 111 (B03402).
Geist, E.L., Fisher, M.A., Scholl, D.W., 1993. Large-scale deformation associated with ridge subduction. Geophys. J. Int. 115 (2), 344–366.
Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, M.B., Suarez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. Basin Res. 26, 726–745.
Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B., Ramos, V.A., 2015. U–Pb zircon ages from the northern Austral basin Patagonia. Cretac. Res. 55, 116–128.
Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I., Panza, J.L., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. Tectonics 16 (1), 1–17.
Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M., Riquelme, R., 2009. Neogene uplift of central eastern Patagonia: dynamic response to active spreading ridge subduction? Tectonics 28 (2).
Guillaume, B., Hertgen, S., Martinod, J., Cerpa, N., 2018. Slab dip, surface tectonics: how and when do they change following an acceleration/slow down of the overriding plate? Tectonophysics 726, 110–120.
Heine, C., Zoethout, J., Müller, R.D., 2013. Kinematics of the South Atlantic Rift.
Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. Lithos 97 (3), 373–394.
Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., Lallemand, S., 2007. Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: a comparison between laboratory models and current subduction zones. Earth Planet. Sci. Lett. 256 (3), 473–483.
Husson, L., Conrad, C.P., Faccenna, C., 2008. Tethyan closure, Andean orogeny, and westward drift of the Pacific Basin. Earth Planet. Sci. Lett. 271 (1), 303–310.
Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E.A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M., De la Cruz, R., 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. Tectonophysics 385 (1), 211–241.
Lallemand, S., Heuret, A., Boutelier, D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. Geochem. Geophys. Geosyst. 6 (9).
Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. Tectonophysics 404 (3), 237–264.
Martinod, J., Funiciello, F., Faccenna, C., Labanieh, S., Regard, V., 2005. Dynamical effects of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models. Geophys. J. Int. 163 (3), 1137–1150.
Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. Earth Planet. Sci. Lett. 299 (3), 299–309.
Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funiciello, F., Regard, V., 2013. Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: insights from analogue modeling. Tectonophysics 588, 39–55.
Mason, W.G., Moresi, L., Betts, P.G., Miller, M.S., 2010. Three-dimensional numerical models of the influence of a buoyant oceanic plateau on subduction zones. Tectonophysics 483 (1), 71–79.
Michael, P.J., 1983. Emplacement and Differentiation of Miocene Plutons in the Foothills of the Southernmost Andes (Doctoral dissertation). Columbia University.
Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F., Larrondo, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysen, southern Chile. J. Geol. Soc. 156 (4), 673–694.
Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6 (3), 233–248.
Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O., Ovtcharova, M., 2012. High precision U/Pb zircon dating of the Chaltén Plutonic Complex (Cerro Fitz Roy, Patagonia) and its relationship to arc migration in the southernmost Andes. Tectonics 31 (4).
Ramos, V.A., 1989. Andean foothills structures in Northern Magallanes Basin, Argentina. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 73 (7), 887–903.
Scalabrino, B., Ritz, J.F., Lagabrielle, Y., 2009. Using glacial morphology to constrain the impact of the Chile active spreading ridge subduction in Central Patagonia. In: EGU General Assembly Conference Abstracts. 11. pp. 8518.
Schellart, W.P., 2009. Evolution of the slab bending radius and the bending dissipation in three-dimensional subduction models with a variable slab to upper mantle viscosity ratio. Earth Planet. Sci. Lett. 288 (1–2), 309–319.
Schepers, G., van Hinsbergen, D.J., Spakman, W., Kosters, M.E., Boschman, L.M., McQuarrie, N., 2017. South-American plate advance and forced Andean trench retreat as drivers for transient flat subduction episodes. Nat. Commun. 8.
Sdrolias, M., Müller, R.D., 2006. Controls on back-arc basin formation. Geochem. Geophys. Geosyst. 7 (4).
Silver, P.G., Russo, R.M., Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. Science 279 (5347), 60–63.
Sobolev, S.V., Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes? Geology 33 (8), 617–620.
Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. J. S. Am. Earth Sci. 11 (3), 211–215.
Somoza, R., Ghidella, M.E., 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. Earth Planet. Sci. Lett. 331, 152–163.
Spence, W., 1987. Slab pull and the seismotectonics of subducting lithosphere. Rev. Geophys. 25 (1), 55–69.
Stern, C.R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. Contrib. Mineral. Petrol. 123 (3), 263–281.
Torsvik, T.H., Rousse, S., Labails, C., Smethurst, M.A., 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. Geophys. J. Int. 177 (3), 1315–1333.
Van Hunen, J., Van den Berg, A.P., Vlaar, N.J., 2004. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: a numerical parameter study. Phys. Earth Planet. Inter. 146 (1), 179–194.
Welkner, D., 1999. Geología del área del cerro San Lorenzo: Cordillera Patagónica Oriental, XI Región de Aysén, Chile (47 25′–47 50′S). Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.

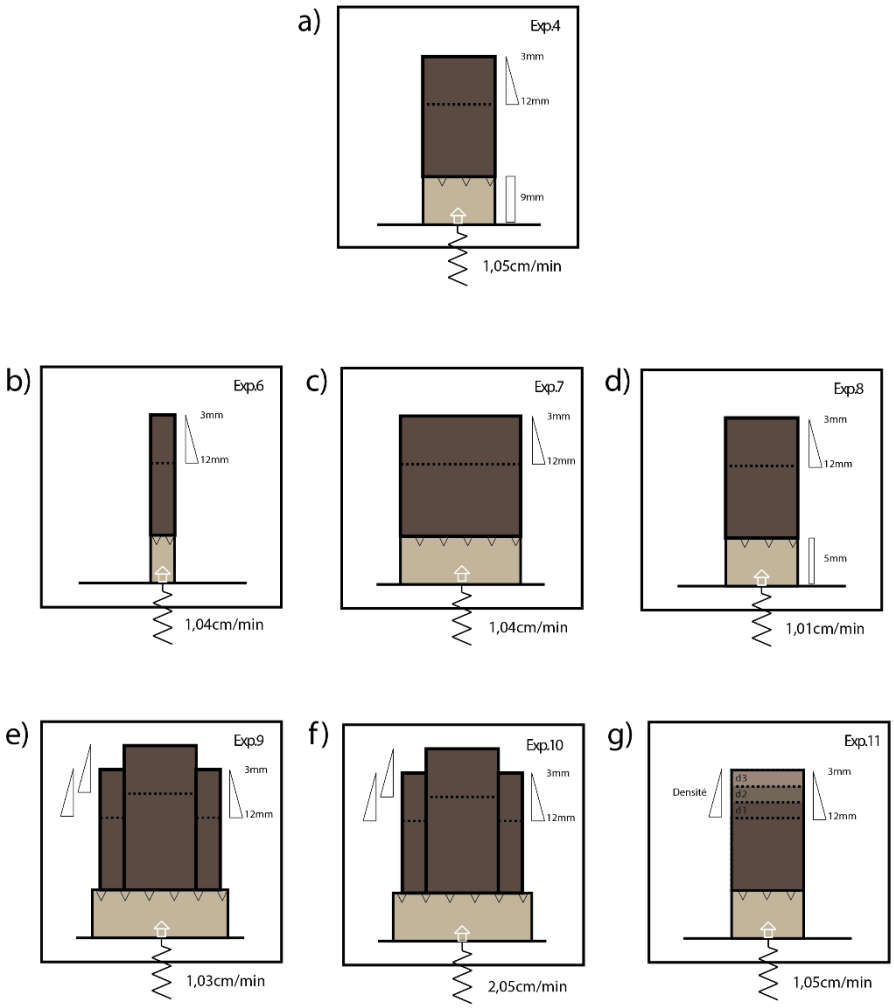
5.3. Dynamique de la subduction d'une dorsale lors de changements géométriques, cinématiques et densimétriques

5.3.1. Introduction

Six autres modèles expérimentaux ont été effectués en complément des modèles figurant dans l'article précédent. Ils ont été réalisés afin de comprendre et de quantifier l'effet d'un ou plusieurs paramètres dans le cadre de l'étude de la subduction, en testant des variations dans une gamme de valeurs « raisonnables ». Nous réutilisons le modèle 4 de l'article comme référence, qui est comparé aux six nouvelles expériences (Fig. 5.1). Ces modèles reproduisent comme le modèle 4, la subduction d'une dorsale parallèle à la fosse incluant une plaque chevauchante, qui avance vers la fosse à différentes vitesses. Les modèles 6 et 7 sont similaires au modèle 4, hormis la largeur des plaques océaniques et continentales, qui est plus petite dans le modèle 6 et plus grande dans le modèle 7. Le modèle 8 diffère du modèle 4 par l'épaisseur de sa plaque supérieure qui est plus fine. La comparaison des modèles 9 et 10 est similaire à la comparaison des modèles 4 et 5 de l'article, excepté la configuration expérimentale qui devient plus complexe en faisant intervenir une plaque plus large, incluant deux autres segments de dorsales qui plongent avant l'ensemble de la plaque. Enfin, le modèle 11 change du modèle 4 car il fait intervenir un gradient de densité dans la plaque océanique, parallèlement à la diminution de son épaisseur.

Pour chaque expérience comme dans l'article, les vitesses de la dorsale (Vr) et de la fosse (Vt) sont mesurées toutes les deux minutes. La vitesse de la dorsale (Vr) est positive quand la dorsale avance vers la zone de subduction, alors que la vitesse de la fosse (Vt) est considérée comme positive quand le slab effectue un roll back, c'est-à-dire un déplacement de la fosse vers la plaque océanique. La déformation de la plaque plongeante étant faible, la vitesse de subduction (Vs) correspond alors approximativement à la somme des vitesses de la fosse et de la dorsale : $Vs \sim Vr + Vt$. Le pendage du slab est mesuré toutes les deux minutes à différentes profondeurs : à 2 cm de profondeur sous la surface du modèle (ce qui correspond à ~130km dans la nature), et au milieu du manteau à ~5 cm de profondeur sous la surface du modèle (~330 km dans la nature). Enfin, on regarde le taux de raccourcissement total obtenu pour chaque expérience.

Fig. 5.1. Schéma représentant la vue de dessus de différents modèles de subduction à l'échelle. Les zones blanches correspondent au manteau supérieur, les zones marron clair à la plaque chevauchante et celles en marron foncé à la plaque plongeante. Le début du biseau est marqué d'une ligne en pointillé.



5.3.2. Résultats expérimentaux et interprétations

5.3.2.1. Effet du changement de largeur des plaques inférieure et supérieure, avec une vitesse imposée à la plaque supérieure : comparaison du modèle 4 (référence) aux modèles 6 et 7

La comparaison des modèles 4, 6 et 7 a pour objectif de montrer l'effet du changement de largeur des plaques inférieure et supérieure sur la subduction. Les modèles 6 et 7 constituent la subduction d'une dorsale sous une plaque continentale avançant vers la fosse (Fig. 5.1) et ils ont la même configuration expérimentale que le modèle 4 décrit dans l'article précédemment. La première partie de la plaque océanique est d'une épaisseur de 12 mm (80 km dans la nature) constante sur 30 cm de long (~2000 km dans la nature). Puis, sur les derniers 20 cm de la plaque plongeante, l'épaisseur diminue linéairement de 12 à 3 mm, afin de reproduire la diminution d'épaisseur d'une plaque océanique devenant progressivement de plus en plus jeune. De plus, ces modèles sont constitués d'une plaque continentale dont le mouvement est imposé par un piston avançant vers la plaque inférieure à ~1cm/min (1,05 cm/min, 1,04 cm/min et 1,04 cm/min pour les modèles 4, 6 et 7 respectivement). Cette vitesse correspond approximativement à la vitesse de subduction (Vs) d'état stable d'une plaque océanique épaisse sous un continent ''libre'', pour une plaque de 30 cm de largeur (se référer

à l'expérience 3 décrite dans l'article précédent). Ici, la seule différence entre ces trois modèles est la largeur des plaques, qui est de : 10, 30 et 50 cm pour les modèles 6, 4 et 7 respectivement. Cette comparaison de modèle pourrait permettre de tester si la longueur des différents segments de la dorsale du Chili, qui sont passés sous le continent Sud-américain, a eu ou non un impact sur la subduction.

Dans ces expériences (Fig. 5.2), les déplacements de la dorsale (Lr) et de la fosse (Lt) ainsi que la quantité de subduction (Ls) sont dans les mêmes gammes de valeurs pour les trois modèles. Par exemple, la quantité de subduction (Ls) est de 40 cm pour le modèle 6, de 39 cm pour le modèle 4 et de 35,9 cm pour le modèle 7. Concernant les vitesses, la vitesse de la fosse (Vt) est proche de la vitesse imposée par le piston (Vp). La différence entre (Vp) et (Vt) correspond à la vitesse de déformation de la plaque supérieure, notée (Vd). Ici, on n'observe aucune diminution de la vitesse de subduction (Vs) lorsque la dorsale s'approche de la fosse, contrairement aux expériences 2 et 3 de l'article, car cette vitesse est contrôlée par le piston.

Dans le modèle 6, on observe un pendage du slab à 2cm de profondeur qui augmente progressivement de 22° à 52°, avec une augmentation rapide sur les 4 dernières minutes, juste avant la subduction de la dorsale. Ce pendage superficiel varie de 38° à 48° pour le modèle 4, et il devient constant dans le modèle 7 avec des valeurs variant de 31° à 37°. Concernant le pendage du slab à 5 cm de profondeur, celui-ci augmente aussi progressivement de 46° à 52° pour le modèle 6. Il varie de 39° à 53° pour le modèle 4. Par contre, pour le modèle 7, celui-ci diminue de 54° à 46° au cours de l'initiation de la subduction, puis se stabilise autour de 46-47° à partir de l'état stable jusqu'à la fin de l'expérience. On ne voit donc pas de variations significatives des pendages lorsque la partie de la plaque qui s'amincie passe en subduction. Pour les modèles 4 et 7, qui ont des largeurs de 30 et 50 cm respectivement, les pendages sont globalement constants tout au long des expériences. En revanche, pour le modèle 6 dont la largeur n'est que de 10 cm, le pendage a tendance à augmenter au cours de l'expérience.

L'évolution de la déformation de la plaque supérieure au cours des expériences est montrée sur la figure 5.2. Un léger raccourcissement se produit au cours de l'initiation de la subduction pour les modèles 4 et 6. Durant l'état stable de la subduction, la plaque supérieure n'enregistre pas de raccourcissement significatif pour ces deux modèles. A la fin du modèle, lorsque la dorsale s'approche de la fosse de subduction (après 23 min et 27 min pour les modèles 4 et 6 respectivement), du raccourcissement se produit pour atteindre un volume final déformé de 8,1% pour le modèle 6 et de 6,5 % pour le modèle 4. En revanche, dans le modèle 7, le raccourcissement se produit durant toute la durée de l'expérience de manière progressive. La quantité finale de raccourcissement est de 7,6% pour ce modèle. Le raccourcissement est donc dans les mêmes gammes de valeur pour les trois modèles : entre 6,5 et 8%. Toutefois, on remarque pour le modèle 7 dont la plaque est très large, qu'un abaissement voire un arrêt de la déformation se produit quelques minutes avant la subduction de la dorsale. A l'inverse, pour le modèle 6 dont la plaque est très étroite, la déformation s'accélère lorsque la partie la plus fine du biseau passe en subduction.

La comparaison de ces modèles montre donc que l'effet de la largeur des plaques, et donc de la largeur de la dorsale, ne semble pas affecter la cinématique de la subduction, lorsque le piston pousse la plaque. On pourrait alors penser que les segments de la dorsale du Chili, qui ont été de différentes longueurs, n'ont pas eu d'effet sur la dynamique de la subduction au cours du temps. Les modèles numériques de Schellart et al. (2007) et de

Guillaume et al. (2010) ont en revanche montré que la vitesse de subduction « libre » dépend de la largeur de la plaque. Plus la plaque est large, moins le roll-back est rapide car il nécessite un mouvement toroïdal très important, c'est-à-dire que le manteau doit contourner le slab qui recule.

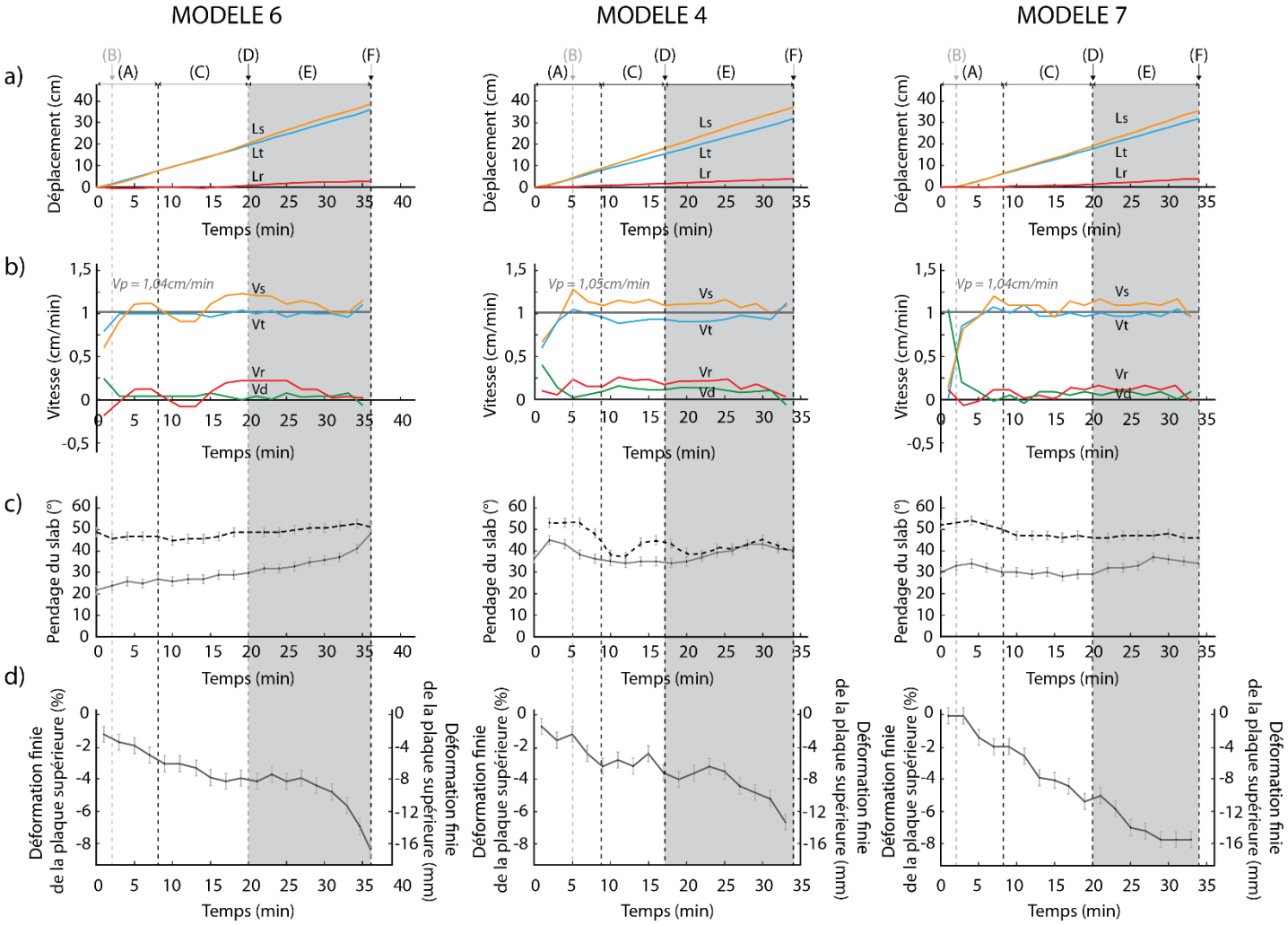


Fig 5.2. Evolution des modèles 4, 6 et 7 au cours du temps. **a)** Le déplacement de la fosse (Lt) est représenté en bleu, le déplacement de la dorsale (Lr) est en rouge et la quantité de subduction (Ls) en orange : Ls = Lr + Lt. **b)** La vitesse de la fosse (Vt) figure en bleu, la vitesse de la dorsale en rouge (Vr) et la vitesse de subduction (Vs) en orange ; Vs = Vr + Vt. La vitesse de raccourcissement (Vd) en vert sur la figure correspond à : Vd = Vp – Vt. Dans le modèle 4, la vitesse du piston est de : Vp = 1,05 cm/min et pour les modèles 6 et 7 cette vitesse est proche : Vp = 1,04 cm/min. **c)** Le pendage du slab, mesuré au milieu du manteau supérieur est représenté d'une courbe en pointillée. Le pendage mesuré à 2 cm sous la surface figure en trait plein. L'erreur sur la mesure du pendage est estimée à ±2°. **d)** Le raccourcissement de la plaque chevauchante, perpendiculairement à la fosse, est représenté en gris avec une barre d'erreur sur la mesure de la déformation estimée à ±1mm, ce qui correspond à une déformation de ±0.5%. Les différentes étapes expérimentales sont : (A) l'initiation de la subduction ; (B) la plaque plongeante atteint le fond de la boite, simulant la limite entre le manteau supérieur et le manteau inférieur ; (C) la subduction d'état stable ; (D) l'initiation de

la subduction de la partie amincie de la plaque plongeante ; (E) la subduction progressive du biseau ; et (F) la subduction de la dorsale.

5.3.2.2. Effet du changement d'épaisseur de la plaque supérieure : comparaison du modèle 4 (référence) au modèle 8

La comparaison du modèle 8 au modèle 4 permet de voir l'effet d'un changement d'épaisseur de la plaque supérieure sur la dynamique de subduction. Le modèle 8 a donc la même configuration expérimentale que le modèle 4, hormis l'épaisseur de la plaque supérieure qui est de 5 mm pour le modèle 8, et de 9 mm pour le modèle 4 (Fig. 5.3). La vitesse imposée par le piston est la même, autour de 1 cm/min (1,05 cm/min et 1,01 cm/min pour les modèles 4 et 8 respectivement).

Dans l'expérience 8, les déplacements de la fosse (Lt) et de la dorsale (Lr) et la quantité de subduction (Ls) sont dans les mêmes gammes de valeurs que celles des expériences 6 et 7 : (Ls) par exemple est de 36 cm. La vitesse de la fosse (Vt) est proche de la vitesse du piston (Vp) comme dans les modèles précédents. Les quatre vitesses (Vr), (Vt), (Vs) et (Vd) sont plus au moins constantes tout au long de l'expérience, et on n'observe aucun changement lors de la subduction de la dorsale, tout comme dans les expériences précédentes.

Le modèle 8 montre une augmentation progressive des pendages. Le pendage du slab à 2 cm de profondeur augmente de 22° à 38°, et celui à 5 cm de profondeur augmente de 42° à 54°. Ces pendages sont aussi dans les mêmes gammes de valeurs que celles de l'expérience 4, mais ils présentent une augmentation au cours du temps contrairement au modèle 4. De plus, les pendages ne montrent aucune variation lorsque la plaque qui s'amincie progressivement passe en subduction.

Un léger raccourcissement de la plaque supérieure, dans le modèle 8, se produit au cours de l'initiation de la subduction. Lors de l'état stable de la subduction, le raccourcissement devient quasiment nul avant de reprendre quatre minutes avant la subduction du biseau. A partir de cette phase, la plaque se déforme progressivement, pour atteindre un volume final déformé de 6,3%, ce qui est similaire au modèle 4 où le raccourcissement est de 6,5%. Ce résultat est surprenant car on s'attendrait à une déformation plus importante dans une plaque continentale plus fine.

La comparaison de ces deux modèles montre que l'épaisseur n'a pas d'impact sur la subduction. Les changements géométriques n'ont donc pas d'effets sur la cinématique de subduction, la géométrie du slab et la déformation de la plaque supérieure, lorsque la convergence est contrainte par l'avancée de la plaque supérieure poussée par un piston. Une variabilité des vitesses pourrait être observée dans le cas où le mouvement de la plaque serait « libre » et non dépendant des conditions aux limites. Comme nous l'avons vu dans l'article, l'effet de la plaque supérieure sur la dynamique de la subduction de la dorsale, dépend des conditions aux limites adoptées. A l'inverse, la plaque supérieure suit passivement le retrait de la fosse lorsque celle-ci est « libre », et une diminution de la vitesse de subduction (Vs) peut alors être observée quand la dorsale arrive à la fosse. Il est probable que des variations

s'observent également dans les pendages et dans la déformation de la plaque supérieure.

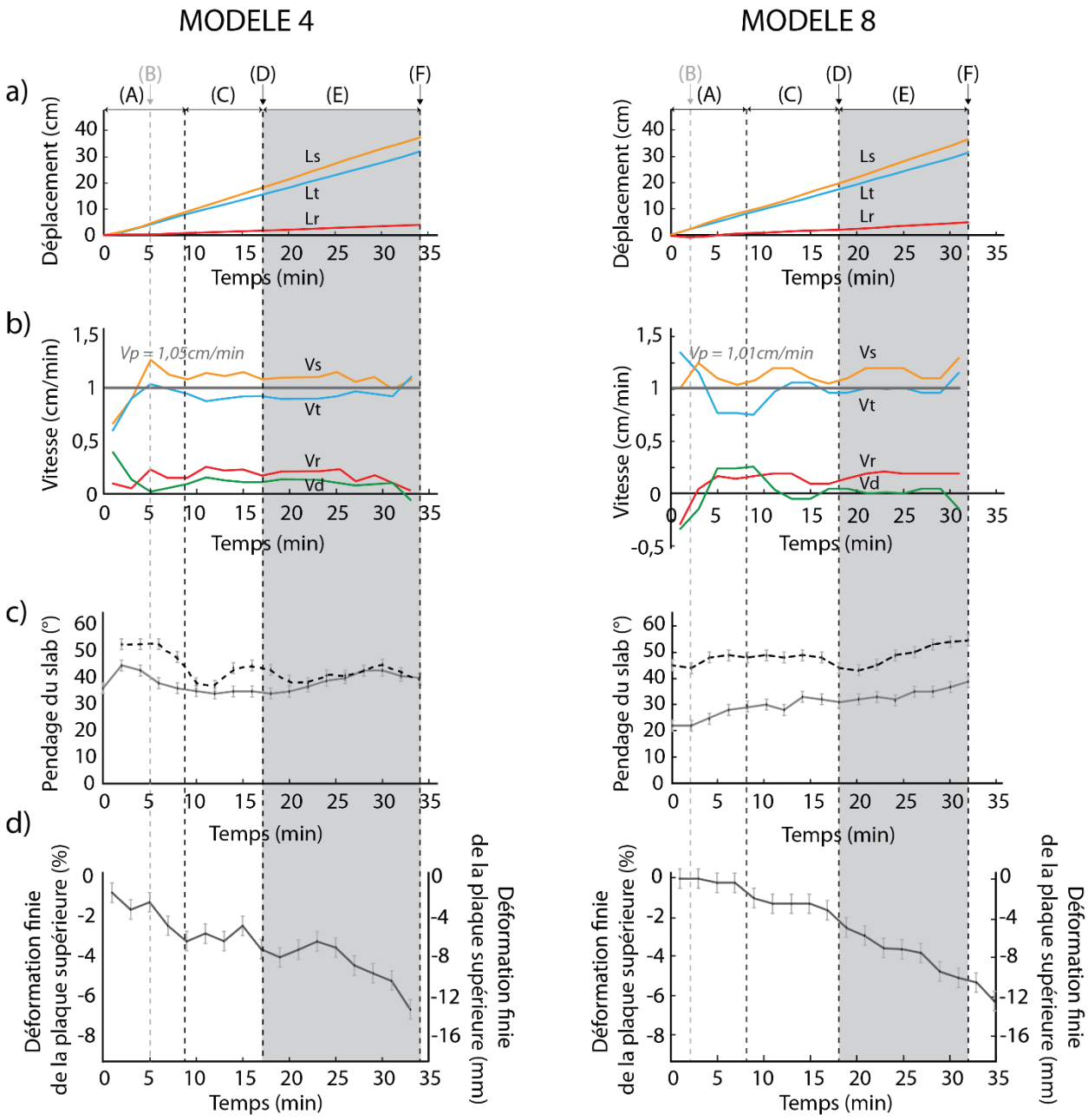


Fig. 5.3. Evolution des modèles 4 et 8 au cours du temps. **a)** Le déplacement de la fosse (Lt) est représenté en bleu, le déplacement de la dorsale (Lr) est en rouge et la quantité de subduction (Ls) en orange, qui correspond à : Ls = Lr + Lt. **b)** La vitesse de la fosse (Vt) figure en bleu, la vitesse de la dorsale en rouge (Vr) et la vitesse de subduction (Vs) en orange, où Vs = Vr + Vt. La vitesse de raccourcissement (Vd) en vert sur la figure correspond à : Vd = Vp – Vt. Dans le modèle 4, la vitesse du piston est de : Vp = 1,05 cm/min, similaire à celle du modèle 8 : Vp = 1,01 cm/min. **c)** Le pendage du slab, mesuré au milieu du manteau supérieur est représenté d'une courbe en pointillée. Le pendage mesuré à 2 cm sous la surface figure en trait plein. L'erreur sur la mesure du pendage est estimée à ±2°. **d)** Le raccourcissement de la

plaque chevauchante perpendiculaire à la fosse est représenté en gris avec une barre d'erreur sur la mesure de la déformation estimée à ±1mm, ce qui correspond ici à ±0.5%. Les différentes étapes expérimentales (A-F) sont similaires à celles reportées dans la figure 5.2.

5.3.2.3. Effet des conditions aux limites sur la subduction de plusieurs segments de dorsales sous une plaque supérieure se déplaçant à différentes vitesses : modèles 9 et 10

Les expériences 9 et 10 sont des modèles 3D plus complexes que le modèle 4 de référence. Leur particularité est l'ajout de deux autres segments de dorsales décalés par rapport à la dorsale principale (Fig. 5.4). La comparaison de ces modèles permet de voir ce qu'il se passe lorsque plusieurs segments de dorsales passent en subduction et lorsque la vitesse de la plaque supérieure varie. En effet, le mouvement de la plaque continentale est imposé par un piston avançant à 1,03 cm/min dans le modèle 9 et à 2,05 cm/min dans le modèle 10, soit le double de celui du modèle 9. L'intérêt est de représenter la subduction de plusieurs segments de dorsales comme ceux formant la dorsale du Chili dans l'océan Pacifique, à l'Ouest de la Patagonie. On essaye donc ici de caractériser d'éventuelles variations latérales, notamment pour la déformation de la plaque supérieure et les pendages du slab. La comparaison des modèles 9 et 10 revient à la comparaison des modèles 4 et 5 de l'article concernant les vitesses de poussée mais avec une configuration des plaques plus complexe.

La plaque océanique est constituée d'une partie centrale, dont la longueur (segment perpendiculaire à la fosse) est de 55 cm, avec une partie longue de 35 cm où l'épaisseur est constante, et une autre de 20 cm où l'épaisseur diminue progressivement. La largeur (segment parallèle à la fosse) est de 30 cm. Les deux autres bandes latérales sont de dimensions plus petites : leur longueur est de 45 cm au lieu de 55 cm. La partie d'épaisseur constante mesure 25 cm de long et celle dont l'épaisseur diminue est de 20 cm de long. Leur largeur est de 10cm. La mise en place des deux bandes latérales au même niveau permet d'avoir une plaque symétrique et ainsi d'éviter toute rotation de la plaque plongeante lors de l'expérience (Fig. 5.4). Ces plaques océaniques complexes s'étendent donc sur une longueur de 55 cm et une largeur de 50 cm. Les plaques continentales, quant à elles, mesurent 20 cm en longueur sur 55 cm de large.

Les mesures de déplacements ont été prises sur la partie centrale et sur les deux parties latérales de la plaque océanique (représentées en traits pleins et pointillés respectivement, sur la Fig. 5.4). Les déplacements diffèrent entre les modèles 9 et 10. Dans le modèle 9, la quantité de subduction (Ls), qui correspond à la somme des déplacements de la dorsale (Lr) et de la fosse (Lt), est de 39 cm. Pour le modèle 10, le déplacement de la fosse (Lt) est de 40 cm, et il est plus élevé que la quantité de subduction (Ls) qui est à 33cm, contrairement au modèle 9. Concernant les vitesses, la vitesse de raccourcissement (Vd) de la plaque supérieure dans ces modèles est d'un ordre de grandeur plus petit que la vitesse du piston (Vp). Le retrait de la fosse (Vt) pour le modèle 9 est presque aussi rapide que l'avancée du piston (Vp). En revanche, pour le modèle 10, (Vt) dépasse la vitesse du piston (Vp) et la vitesse de subduction (Vs). On n'observe, ici aussi, aucune diminution de la vitesse de subduction (Vs) lorsque le biseau passe en subduction. Ces observations sont similaires à celles issues de la comparaison des modèles 4 et 5 de l'article.

Le pendage du slab, pour la partie centrale de la plaque océanique, a été pris à 2 cm de profondeur (ligne grise en pointillés – Fig. 5.4) et à 5 cm de profondeur (ligne noire en pointillés). Il a aussi été relevé sur la bande latérale du côté droit de la plaque (dans le sens de la poussée du piston), à 2 cm de profondeur (trait plein en gris) et à 5 cm de profondeur (trait plein en noir). Pour le modèle 9, tous les pendages ont tendance à diminuer au cours de l'initiation de la subduction puis à se stabiliser pendant l'état stable. Ces observations sont semblables à celles du modèle 4, dont la vitesse de la plaque supérieure est aussi à ~1cm/min. On peut également comparer le modèle 9 au modèle 7 qui est constitué de plaques larges, et qui montre aussi un pendage constant tout au long de l'expérience, à n'importe quelle profondeur. Lorsque la partie amincie de la plaque océanique du modèle 9 passe en subduction, le pendage de la bande latérale devient constant : 28° à 2 cm de profondeur et 38° à 5 cm de profondeur. Dix minutes avant la subduction de la dorsale du côté latéral, le pendage superficiel augmente légèrement jusqu'à 32°, et le pendage profond du slab augmente rapidement atteignant les 60°. Concernant les pendages superficiels et profonds de la partie centrale de la plaque océanique, ceux-ci diminuent au cours de la subduction du biseau jusqu'à environ 16° et 22° respectivement. Quatre minutes avant la subduction de la dorsale, les pendages superficiels et profonds augmentent jusqu'à 22° et 27° respectivement.

Par contre, pour les modèles 5 et 10 dont la vitesse est doublée par rapport aux modèles 4 et 9, les pendages vont diminuer au cours du temps. Cette diminution des pendages du slab durant ces expériences, résulte de la vitesse du piston (Vp) qui est plus élevée : plus la vitesse de la plaque supérieure vers la fosse est grande, plus le pendage du slab est faible, ce qui a déjà été observé par Lallemand et al. (2005), Heuret et al. (2007), Espurt et al. (2008), Guillaume et al. (2017) ou encore dans le modèle 5 présenté dans notre article (Salze et al., 2018). Par conséquent, lorsque la partie amincie de la plaque océanique passe en subduction, l'évolution de sa géométrie sera dépendante de la vitesse imposée à la plaque supérieure. Pour le modèle 10, le pendage profond diminue plus rapidement. A l'inverse, le pendage superficiel devient à peu près constant et a même tendance à augmenter légèrement au cours de la subduction du biseau. On observe donc des variations latérales pour les pendages du slab, mesurés à 2 cm et à 5 cm sous la surface du modèle, qui sont principalement dépendants de la vitesse imposée au piston.

La déformation finie de la plaque supérieure a été calculée à partir de mesures prises sur la partie centrale (trait plein dans la figure 5.4) et sur les deux bandes latérales de la plaque océanique (en pointillé). Le modèle 9 montre un raccourcissement plus ou moins continu depuis l'initiation de la subduction jusqu'à la subduction de la dorsale. Le raccourcissement final est d'en moyenne 9%, ce qui est relativement proche du modèle 7 dont le raccourcissement est estimé à 7,6%. Concernant le modèle 10, la déformation de la plaque est continue tout au long de l'expérience et la plaque supérieure atteint un raccourcissement final de ~14%.

Le raccourcissement de la plaque supérieure dépend aussi des conditions aux limites appliquées sur cette dernière, car il est plus faible pour la plaque supérieure du modèle 9 qui avance à ~1cm/an, que celui du modèle 10 dont la plaque avance deux fois plus vite. Nous avons noté ces mêmes observations pour les modèles 4 et 5 de l'article. Finalement, la comparaison des modèles 9 et 10 entre eux et par rapport aux modèles 4 et 5 de l'article, montre que le passage en subduction de plusieurs segments de dorsale ou d'un seul segment ne modifie pas la géométrie du slab et la cinématique de subduction. Cela dépend

majoritairement de la vitesse imposée. En revanche, il serait intéressant de réaliser ces modèles avec une plaque supérieure « libre ».

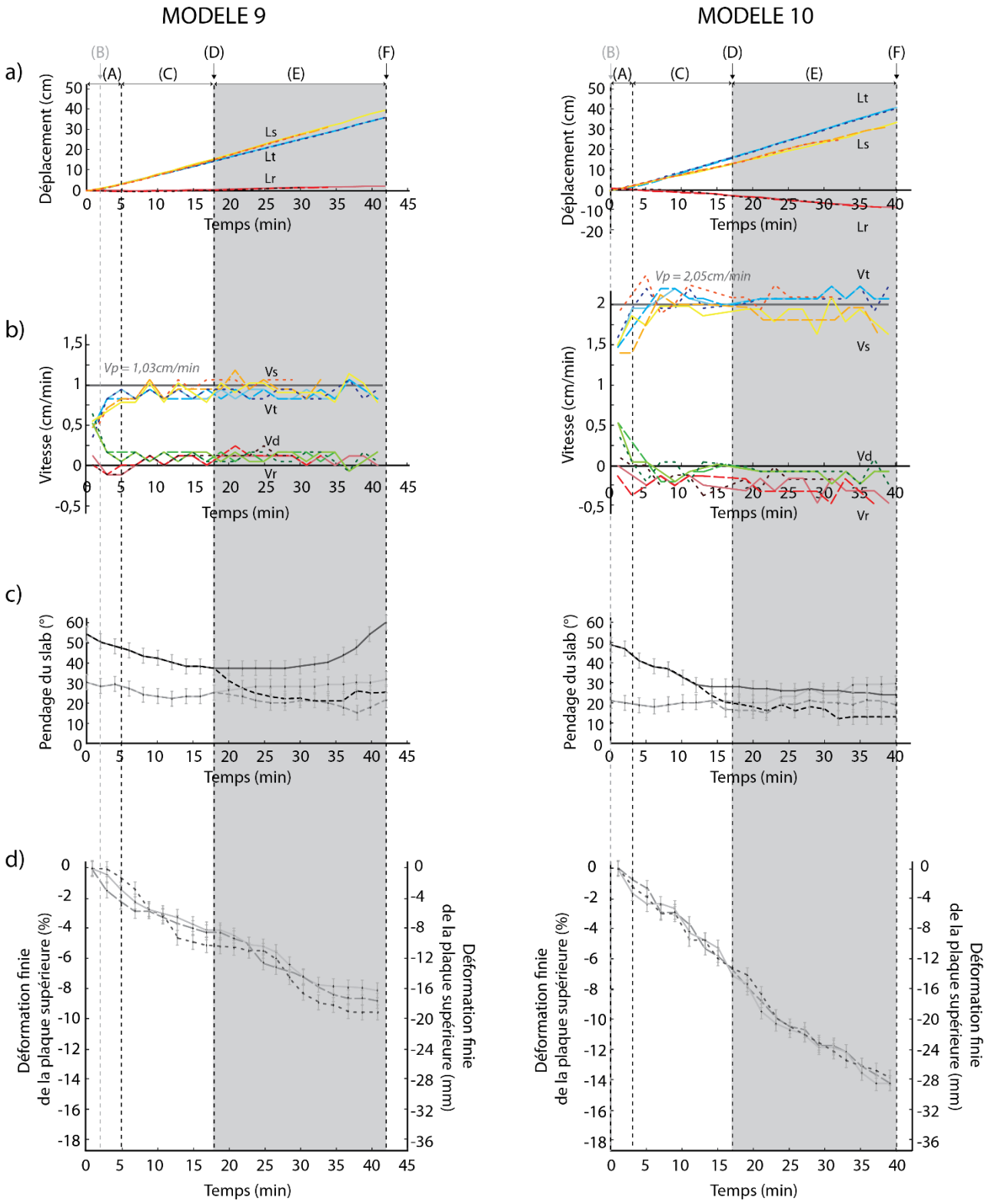


Fig 5.4. Evolution des modèles 9 et 10 au cours du temps. Le schéma des modèles représente les deux segments de dorsales supplémentaires avec la limite du biseau marqué par des pointillés. **a)** Le déplacement de la fosse (Lt) est représenté en bleu, le déplacement de la dorsale (Lr) est en rouge et la quantité de subduction (Ls) en orange, qui correspond à : Ls = Lr + Lt. **b)** La vitesse de la fosse (Vt) figure en bleu, la vitesse de la dorsale en rouge (Vr) et la vitesse de subduction (Vs) en orange, où : Vs = Vr + Vt, Vt>Vs et Vr<0. La vitesse de raccourcissement (Vd) en vert sur la figure correspond à : Vd = Vp – Vt. Dans le modèle 9, la vitesse du piston est : Vp = 1,03 cm/min, et celle du modèle 10 est : Vp = 2,05 cm/min. **c)** Le pendage du slab mesuré au milieu du manteau supérieur est représenté d'une courbe en pointillés gris pour la bande centrale et en pointillés noirs pour la bande latérale. Le pendage mesuré à 2 cm sous la surface figure en trait plein grisé pour la bande centrale et en trait plein noir pour la bande latérale. L'erreur sur la mesure du pendage est estimée à ±5°. **d)** Le raccourcissement de la plaque chevauchante, perpendiculaire à la fosse, est représenté en trait plein grisé pour la bande centrale et en pointillé pour les bandes latérales, avec une barre d'erreur sur la mesure de la déformation estimée à ±1mm, ce qui correspond ici à ±0.5%. Les différentes étapes expérimentales (A-F) sont similaires à celles reportées dans la figure 5.2.

5.3.2.4. Subduction d'une dorsale ayant un gradient de densité avec une vitesse imposée à la plaque supérieure : comparaison du modèle 4 (référence) au modèle 11

Le modèle 11 a la même configuration expérimentale que le modèle 4, hormis la densité de la partie de la plaque océanique qui s'amincit. L'objectif est de voir l'effet du gradient de densité dans le biseau parallèlement à la diminution de l'épaisseur de la plaque inférieure, sur la dynamique de la subduction. Dans le modèle 4, la plaque océanique a une masse volumique homogène : 1505 $kg.m^{-3}$, ce qui donne une flottabilité de : 85 kg.m-3. Par contre, pour le modèle 11, on considère qu'une plaque océanique devient plus épaisse en vieillissant mais aussi plus dense (Cloos, 1993). En s'approchant de la dorsale, la plaque devient plus jeune, plus fine et moins dense. La partie amincie du modèle 11 est donc divisée en trois bandes. Depuis la fin de la partie d'épaisseur constante jusqu'à la dorsale, ces trois bandes mesurent : 6 cm, 7 cm et 7 cm ; et leurs masses volumiques sont de : 1502 $kg.m^{-3}$, 1421 $kg.m^{-3}$ et 1372 $kg.m^{-3}$ respectivement (Tab. 5.1). Leurs flottabilités respectives sont donc de : 85 $kg.m^{-3}$, 4 $kg.m^{-3}$ et -45 $kg.m^{-3}$. Ce dernier modèle constitué d'un gradient de densité est donc comparé à un modèle comportant une plaque océanique de densité homogène.

La quantité de subduction (Ls) est de 39 cm dans les deux modèles. En revanche, pour le modèle 11, le déplacement de la fosse (Lt) est identique à la quantité de subduction (Ls). (Lt) devient légèrement plus élevé que (Ls) lors de la subduction du biseau, pour atteindre un déplacement de 45 cm. Il en est de même pour les vitesses, où (Vt) et (Vs) sont approximativement similaires jusqu'au début de la subduction du biseau. La vitesse de la fosse (Vt) devient plus élevée que (Vs) au cours de la subduction de la seconde bande du biseau (de densité ~1,4). Dans le modèle 11, les pendages superficiels et profonds ont tendance à diminuer, au cours de l'initiation et de l'état stable de la subduction, tout comme dans le modèle 4. Durant la subduction du biseau, le pendage profond varie entre ~30° et 40°, et le pendage superficiel varie de ~20° à 30° (Fig. 5.5).

Concernant la déformation de la plaque supérieure, celle-ci augmente de manière quasiment continue 2 minutes après l'initiation de la subduction, durant l'état stable de la subduction, et jusqu'à la subduction de la première bande du biseau (ayant la même densité que la partie d'épaisseur constante de la plaque océanique). Lorsque la seconde et la troisième bande à densités plus faibles (1,4 et 1,3 respectivement) passent en subduction, on n'observe plus de déformation. Le raccourcissement total atteint 14% dans le modèle 11, alors qu'il est de 6% dans le modèle 4 (Fig. 5.5).

Cette comparaison des modèles montre que, lorsqu'un biseau ayant un gradient de densité passe en subduction, la vitesse de subduction (Vs) diminue alors que la vitesse de la fosse (Vt) reste proche de la vitesse du piston (Vp). Les pendages, quant à eux, ne sont pas significativement différents entre les deux modèles. En revanche, le raccourcissement de la plaque supérieure est deux fois plus important lorsqu'il y a un gradient de densité dans la plaque océanique, que lorsque la plaque est de densité homogène. On peut comparer ces deux modèles à des cas naturels et envisager deux scénarios distincts : (1) le modèle 4 comprenant une plaque océanique de densité homogène pourrait être comparé à une croûte océanique totalement éclogitisée, où la densité de la lithosphère ne varie pas ou peu avec l'âge (bien que dans la nature, l'écologisation vient plus tard). (2) A l'inverse, le modèle 11 avec une plaque ayant un gradient de densité peut se raccorder à une croûte océanique pas (ou peu) éclogitisée, où la densité va augmenter avec l'âge, et donc diminuer lorsqu'on se rapproche de la dorsale (Cloos, 1993). Les résultats montrent une variation de la vitesse de subduction (Vs), et un retrait de la fosse (Vt) aussi rapide que l'avancée du piston (Vp), ainsi qu'un raccourcissement plus important lorsque la densité de la plaque inférieure n'est pas homogène.

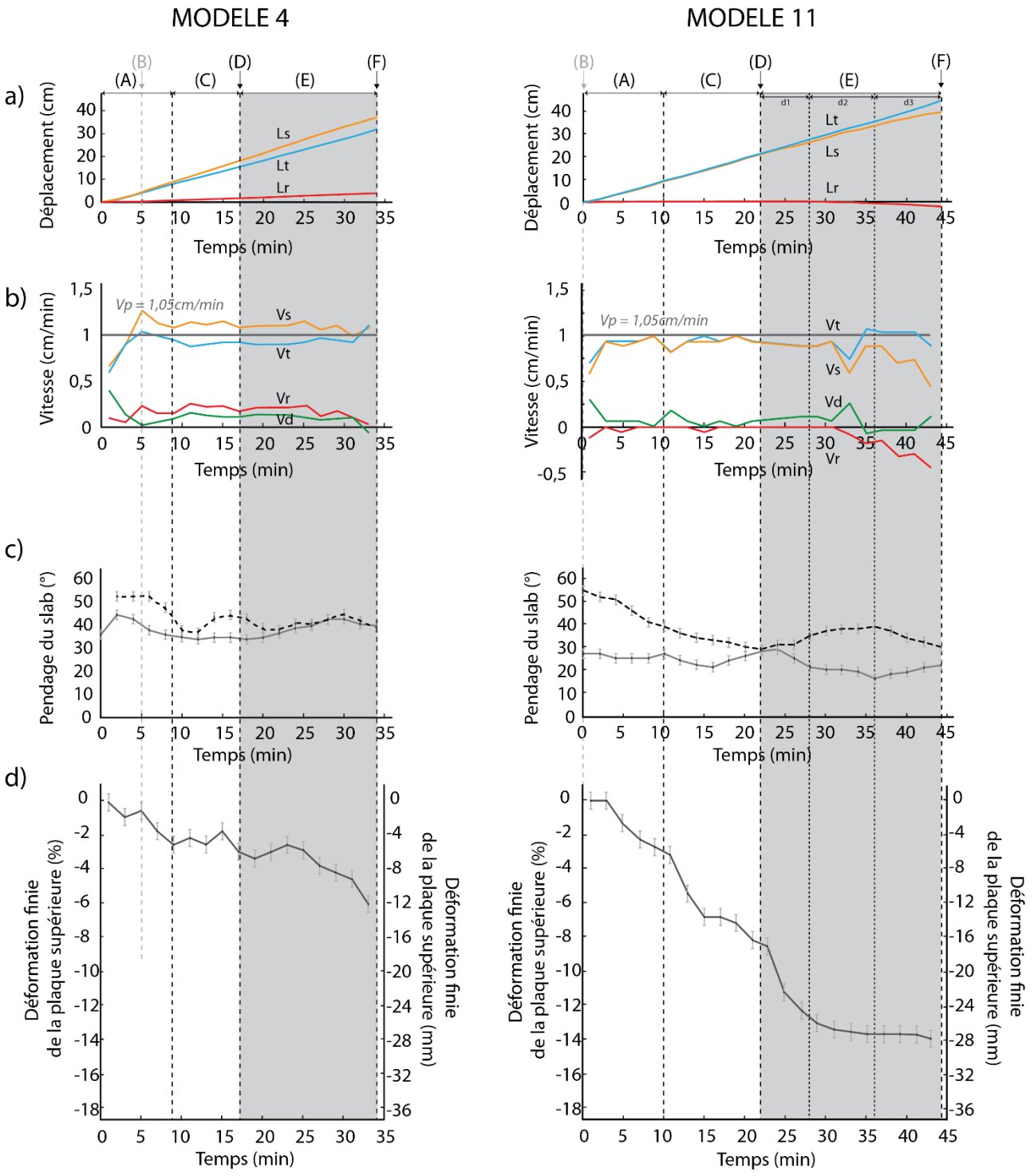


Fig 5.5. Evolution des modèles 4 et 11 au cours du temps. Le schéma du modèle 11 présente le gradient de densité matérialisé par un dégradé de couleur, avec trois valeurs de densité, qui sont respectivement : d_1=1,502 (marron foncé), d_2=1,421 (marron intermédiaire) et d_3=1,372 (marron clair). **a)** Le déplacement de la fosse (Lt) est représenté en bleu, le déplacement de la dorsale (Lr) est en rouge et la quantité de subduction (Ls) en orange, qui correspond à : Ls = Lr + Lt. **b)** La vitesse de la fosse (Vt) figure en bleu, la vitesse de la dorsale

en rouge (Vr) et la vitesse de subduction (Vs) en orange, où Vs = Vr + Vt, Vt>Vs et Vr<0. La vitesse de raccourcissement (Vd) en vert sur la figure correspond à : Vd = Vp – Vt. Dans le modèle 11, la vitesse du piston est : Vp = 1,05 cm/min, identique à celle du modèle 4. **c)** Le pendage du slab, mesuré au milieu du manteau supérieur est représenté d'une courbe en pointillée. Le pendage mesuré à 2 cm sous la surface figure en trait plein. L'erreur sur la mesure du pendage est estimée à ±5°. **d)** Le raccourcissement de la plaque chevauchante, perpendiculaire à la fosse, est représenté en gris avec une barre d'erreur sur la mesure de la déformation estimée à ±1mm, ce qui correspond ici à ±0.5%. Les différentes étapes expérimentales (A-F) sont similaires à celles reportées dans la figure 5.2.

Numéros d'expériences		*(Unités)*	4	6	7	8	9	10	11
Plaque océanique	**Densité (ρo)**	*kg.m-3*	1505	1509	1509	1509	1511	1502	1502, 1421, 1372
	Viscosité (ηo)	*Pa.s*	114000	114000	114000	114000	114000	114000	114000
Plaque continentale	**Densité (ρc)**	*kg.m-3*	1330	1325	1325	1325	1326	1326	1326
	Viscosité (ηc)	*Pa.s*	150000	150000	150000	150000	150000	150000	150000
Manteau sup.	**Densité (ρm)**	*kg.m-3*	1415	1415	1415	1417	1417	1417	1417
	Viscosité (ηm)	*Pa.s*	72,9	72,9	72,9	72,9	72,9	72,9	72,9
	Flottabilité (ρo-ρm)	*kg.m-3*	90	94	94	92	94	85	85, 4, -45
	Vitesse du piston (Vp)	*cm/min*	1,05	1,04	1,04	1,01	1,03	2,05	1,05

Tab. 5.1. Paramètres expérimentaux des modèles 4, 6, 7, 8, 9, 10 et 11.

CHAPITRE 6

DISCUSSION –

SOULEVEMENT ET DENUDATION DU RELIEF ANDIN AU MIOCENE :

ROLE DE LA SUBDUCTION DE LA DORSALE DU CHILI, DE LA TECTONIQUE REGIONALE ET DU CLIMAT

6. Discussion - Soulèvement et dénudation du relief andin au Miocène : rôle de la subduction de la dorsale du Chili, de la tectonique régionale et du climat.

Dans ce chapitre, je vais d'abord exposer les mécanismes qui contrôlent l'évolution tectonique et la dénudation des Andes australes au Cénozoïque. Le rôle de la dorsale sur l'évolution tectonique des Andes australes sera décrit avant que celle-ci n'arrive à la fosse et après son passage en subduction. Différentes études tectoniques mettent en évidence un épisode de raccourcissement au Miocène inférieur attribué principalement à l'approche de la dorsale. Après le passage de la dorsale à la fosse, lors de la migration du point triple vers le Nord, la plupart des études montrent que le soulèvement observé au Miocène moyen s'accompagne d'un arrêt de la tectonique compressive. Ensuite, nous allons voir quels sont les autres facteurs qui contrôlent le soulèvement et la dénudation des Andes australes, à partir des études thermochronologiques de basse température réalisées en Patagonie. Nous verrons que la plupart du temps, les auteurs privilégient une cause unique pour pouvoir expliquer les signaux thermochronologiques observés, qui est soit géodynamique (effet de la subduction de la dorsale), soit tectonique, soit climatique. Ces études correspondent à celles de Thomson et al. (2001, 2010), Thomson (2002), Haschke et al. (2006), Fosdick et al. (2013), Guillaume et al. (2013), Georgieva et al. (2016) et Christeleit et al. (2017), réalisées à partir des méthodes (U-Th)/He et traces de fission sur apatite et sur zircon (AHe, AFT, ZHe, ZFT). Les zones étudiées dans ces différents travaux sont réparties le long des Andes australes et leur localisation est reportée sur la figure 6.1.

Dans la seconde partie de ce chapitre, je vais montrer quelle est la contribution de ce travail de thèse dans la compréhension du soulèvement des Andes australes. L'étude tectonique réalisée de la région du Fitz Roy met bien en évidence un raccourcissement, qui a démarré au Crétacé supérieur et qui s'est arrêté avant l'épanchement de coulées de basaltes d'âge Pliocène. Toutefois, notre zone d'étude ne permet pas de dater précisément l'arrêt du raccourcissement. Des modèles analogiques simulant la subduction d'une dorsale ont été réalisés en laboratoire pour étudier l'effet de la dorsale sur le comportement de la plaque supérieure. Ces modèles suggèrent que l'épisode de raccourcissement observé au début du Miocène dans les Andes australes, provient au moins en partie de l'approche de la dorsale à la fosse, et que la fin du raccourcissement en Patagonie coïncide avec la subduction de la dorsale. Ils expliquent aussi que la migration de l'arc magmatique vers l'avant-pays au Miocène peut provenir de l'aplanissement du slab lorsque la dorsale s'approche de la fosse. Enfin, nos données AFT suggèrent un épisode de dénudation lié à la géodynamique au Miocène moyen (~16-10 Ma) et les données AHe un signal climatique au Miocène supérieur (~8-6 Ma). Au final, les modèles analogiques, l'étude tectonique et les données thermochronologiques de la région du Fitz Roy montrent que le soulèvement et la dénudation des Andes australes ne résultent pas que d'un seul processus mais proviennent de la combinaison de plusieurs phénomènes.

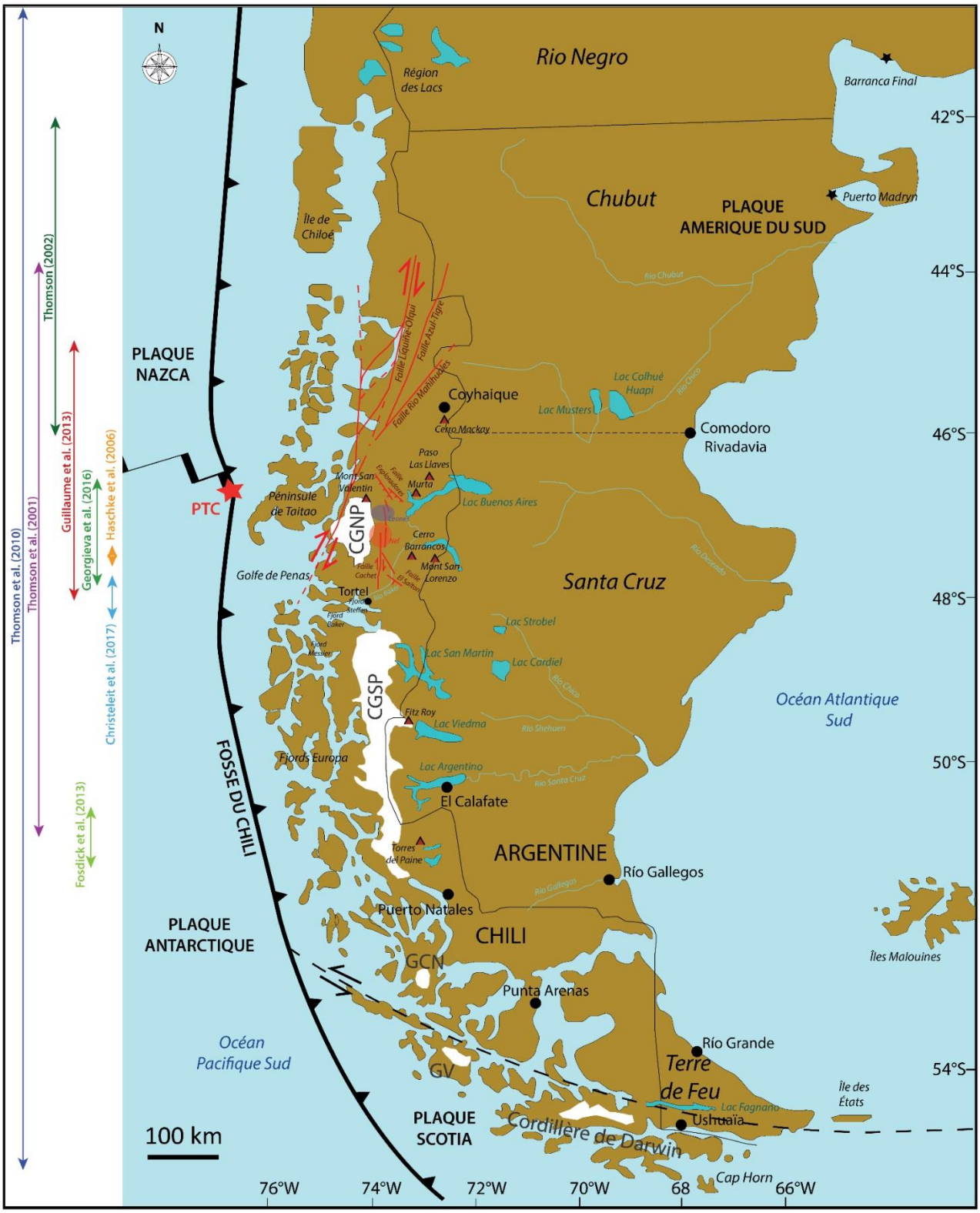


Fig. 6.1. Carte de la Patagonie représentant les zones d'étude de Thomson et al. (2001, 2010), Thomson (2002), Haschke et al. (2006), Fosdick et al. (2013), Guillaume et al. (2013), Georgieva et al. (2016) et Christeleit et al. (2017). CGNP : Champ de Glace Nord de Patagonie, CGSP : Champ de Glace Sud de Patagonie, GCN : Gran Campo Nevado, GV : Grandes Ventisqueros.

6.1. Les mécanismes contrôlant l'évolution tectonique et la dénudation des Andes australes au Cénozoïque

6.1.1 Rôle de la dorsale sur l'évolution tectonique des Andes australes

6.1.1.1. Avant l'arrivée de la dorsale

Un épisode de raccourcissement s'est produit au cours du Miocène inférieur le long des Andes australes. Ramos (1989, 2005) et Coutand et al. (1999) proposent que les déformations observées dans la chaîne plissée et le soulèvement initial de la chaîne aient d'abord été contrôlés par une vitesse de convergence élevée entre les plaques Nazca et Sud-américaine au Miocène inférieur. Toutefois, Ramos (1989) a souligné les coïncidences spatio-temporelles entre le moment de la déformation et les épisodes de la collision de la dorsale avec la fosse. Il suggère donc que cette déformation a été renforcée par la subduction de la dorsale durant une période de rapide convergence, correspondant à la phase Quechua de l'orogène Andine.

Certains auteurs tels que Suárez et al. (2000), Lagabrielle et al. (2004), Guillaume et al. (2009), Folguera et al. (2018) attribuent directement cette déformation de la chaîne plissée à l'approche de la dorsale à la fosse. En effet, Folguera et al. (2018) indiquent que la mise en place de dépôts syn-tectoniques entre 18,7 et 12,3 Ma a commencé 4,5 Ma avant la subduction de la dorsale du Chili en Terre de Feu et s'est terminé 6 Ma avant que la dorsale passe en subduction en Patagonie Centrale (45-47°S). De même, Fosdick et al. (2011) expliquent que le raccourcissement détecté dans la chaîne plissée, entre 22 et 18 Ma peut refléter le renforcement du couplage entre la plaque continentale et la plaque océanique, générant un soulèvement de l'avant-pays avant l'arrivée de la dorsale du Chili à la fosse. Par ailleurs, Coutand et al. (1999) et Lagabrielle et al. (2004) proposent que la phase compressive soit accompagnée d'une composante décrochante dextre parallèle à la Cordillère, via leurs analyses sur des plans de failles.

Les données d'isotopes de carbone et d'oxygène obtenues dans des carbonates pédogéniques par Blisniuk et al. (2005), au sein de la Formation continentale Santa Cruz, impliquent des changements climatiques et écologiques durant le soulèvement andin au Miocène inférieur. En effet, ces auteurs attribuent l'aridification observée en Patagonie orientale au soulèvement qui a démarré vers 16,5 Ma. Blisniuk et al. (2005) proposent aussi qu'une augmentation de la compression et du raccourcissement tectonique soit à l'origine du soulèvement, et provienne : (1) de la subduction de différents segments de la dorsale du Chili depuis 15Ma, et (2) d'une augmentation dans la force de couplage entre les plaques Nazca et Sud-américaine, à cause de l'absence d'un remplissage important de sédiments dans la fosse. En effet, le soulèvement de la surface entrainé par la flottabilité d'une dorsale en subduction par rapport à une lithosphère océanique plus vieille, peut être très conséquent (Cloos, 1993). De ce fait, d'après Blisniuk et al. (2005), un soulèvement du relief de plus de 1 km se trouve dans la gamme attendue des réponses tectoniques à la subduction de la dorsale. Cela est cohérent avec les 700 m de soulèvement déterminés par les données thermochronologiques de Guillaume et al. (2013) dès 5 Ma, au moment où la dorsale migre vers leur zone d'étude, qui se retrouve à l'aplomb de la fenêtre asthénosphérique.

6.1.1.2. Après le passage de la dorsale

Pour certains auteurs, le soulèvement s'accompagne d'un arrêt de la tectonique compressive au cours du Miocène lors du passage de la dorsale à la fosse (Ramos, 1989 ; Lagabrielle et al., 2004 ; Guillaume et al., 2009 ; Fosdick et al., 2011). Le moment de l'arrêt de la compression est différent selon les latitudes. À la latitude 51°30'S, Fosdick et al. (2011) montrent que la derrière phase de déformation s'est produite au Miocène inférieur (entre 21 et 18 Ma), juste avant la subduction de la dorsale du Chili. Entre 47 et 49°S, Ramos (1989) propose un intervalle durant lequel s'est produite la dernière phase de raccourcissement. En effet, la plus jeune couche sédimentaire qui a subi de la déformation, appartenant à la Formation Santa Cruz, a été datée à 18,2 Ma. Celle-ci a été recouverte de coulées de basaltes, formant des plateaux horizontaux et non déformés. L'âge de la plus ancienne coulée basaltique en contact discordant avec la plus jeune couche sédimentaire de la Formation Santa Cruz, permet de dater la fin du raccourcissement avant 8,6 Ma. Entre 45 et 47°S de latitude, Folguera et al. (2018) mettent également en évidence que la déformation de la chaîne plissée a progressé d'Ouest en Est, entre 18,7 et 12,3 Ma (Miocène inférieur-moyen). Ils l'ont démontré de la même manière que Ramos (1989), à partir de l'âge des coulées de basalte non-déformées recouvrant les séries sédimentaires plissées et faillées. A la latitude du point triple du Chili, Lagabrielle et al. (2004) ont également détecté l'arrêt de l'épisode compressif entre 15 et 9 Ma (Miocène moyen – supérieur). Blisniuk et al. (2005) a estimé, à partir de datations radiométriques, la mise en place de la Formation Santa Cruz entre 22 et 14 Ma dans l'avant-pays andin (entre 47 et 48°S). Cette séquence sédimentaire a cessé de se déposer vers 14 Ma, période pendant laquelle l'avant-pays cesse de subsider et où démarre la subduction de la dorsale du Chili.

D'autres auteurs en revanche n'observent pas de déformations mais des basculements très faibles de la plaque continentale dus à la topographie dynamique. Coutand et al. (1999) avaient proposé une poursuite très faible du raccourcissement E-W à la latitude 49°S, pour pouvoir expliquer le basculement de plateaux basaltiques vers l'Est. Mais l'inclinaison de ces plateaux non déformés a été plus tard expliquée par l'étude morphologique de Guillaume et al. (2009), comme étant reliée à la topographie dynamique suite à la subduction de la dorsale. En effet, l''inclinaison des terrasses fluviales présentes sur toute la Patagonie change selon la latitude considérée. Au Sud du point triple, ils observent un changement d'inclinaison du Nord vers le Sud durant le Miocène supérieur pour des terrasses fluviales d'âge de la fin du Miocène moyen. Les terrasses plus jeunes que le début du Pliocène ne montrent pas d'inclinaison parallèle à la fosse. En revanche, au Nord du point triple, seulement une inclinaison vers le Nord a été enregistrée comme étant active jusqu'au Pléistocène. Cette évolution morphologique se corrèle bien avec la migration de la dorsale du Chili vers le Nord. Guillaume et al. (2009) proposent donc que la topographie dynamique associée à la subduction de la dorsale du Chili exerce un contrôle majeur sur l'élévation de la Patagonie au Néogène. L'ouverture de la fenêtre asthénosphérique annule la déflexion dynamique vers le bas de la plaque continentale au-dessus de la zone de subduction, et induit l'élévation de la plaque supérieure. Cette élévation explique elle-même la configuration actuelle du réseau hydrographique dirigée vers le Nord pour la région localisée au Nord du point triple, et dirigé vers le Sud dans la région située au Sud de ce point (Guillaume et al., 2009). Tout comme Coutand et al. (1999), Ramos (1989) et Lagabrielle et al. (2004) ont également observé un basculement majeur des plateaux basaltiques vers l'Est à proximité du lac Buenos Aires. Lagabrielle et al. (2007) suggèrent que l'activité compressive se soit arrêtée avant 13 Ma,

moment de la mise en place des premiers plateaux basaltiques. Par conséquent, les surfaces horizontales telles que les terrasses alluviales et les plateaux de basaltes auraient donc subi un basculement vers le Nord avant le passage de la dorsale, puis une inclinaison vers le Sud après son passage, mais avec une composante majeure du basculement incliné vers l'Est. Le raccourcissement quant à lui se serait arrêté juste avant l'arrivée de la dorsale à la fosse.

Enfin, certains auteurs suggèrent un changement du régime tectonique : Coutand et al. (1999) observent de l'extension N-S dès 3,5 Ma à la latitude 49°S, alors que Lagabrielle et al. (2004, 2007) et Scalabrino et al. (2009, 2011) observent une extension orientée E-W à la latitude du point triple du Chili (46,5°S) qui aurait commencé vers 5 Ma. Des mouvements décrochants dextres ont été mis en évidence au Nord du point triple, au niveau de la zone de faille de Liquiñe-Ofqui (42°S-46°S), par Hervé et al. (1979), Lavenu et Cembrano (1999), Cembrano et al. (2000, 2002) et Thomson (2002). Cette faille décrochante se poursuit sur plus de 1000 km vers le Nord (entre 46°S et 39°S), le long de l'arc volcanique actif et elle serait issue de la convergence oblique entre la plaque Nazca et la plaque Sud-américaine (Hervé, 1994 ; Cembrano et al., 1996, 2002 ; Rosenau et al., 2006). Ce système de faille transpressif s'est développé au cours du Miocène et il est toujours actif aujourd'hui comme le démontrent les enregistrements sismiques (Lange et al., 2008). Le soulèvement tectonique important le long de la faille Liquiñe-Ofqui serait un autre acteur contribuant à la dénudation rapide des reliefs (Thomson, 2002).

Au Sud du point triple, des déplacements ont été suggérés à partir de marqueurs géomorphologiques, et de données thermochronologiques (Georgieva et al., 2016). La Faille Cachet est une faille décrochante dextre parallèle à la marge, située le long du flanc Est du CGNP. Georgieva et al. (2016) proposent que l'activité de cette faille ait été déclenchée par la collision oblique de 3 segments peu espacés de la dorsale du Chili avec la fosse, depuis les derniers 6 Ma avec un pic d'activité à 2-3 Ma. Ces trois segments sont passés en subduction entre 6, 3 et 0,3 Ma, à côté de leur zone d'étude. Selon ces auteurs, les failles dextres Cachet et Liquiñe-Ofqui ont déclenché un découplage et un mouvement vers le Nord du bloc CGNP par rapport à l'avant-pays patagon (Fig. 6.2). Le mouvement vers le Nord de ce fragment de croûte est accommodé par du raccourcissement Nord-Sud à travers des failles inverses. Il s'agit de la zone de faille Exploradores au Nord du CGNP, qui agit comme une rampe crustale sur laquelle se soulève le bloc CGNP et se développent les reliefs, tel que le Mont San Valentin (4058 m), composé de méta-sédiments paléozoïques.

Les mécanismes de déformation dans cette région seraient similaires à celui de la faille Liquiñe-Ofqui qui entraine aujourd'hui l'ouverture du bassin en pull-apart du Golfe de Penas plus à l'Ouest. Cette faille décrochante dextre découple et accommode le mouvement vers le Nord du bloc Chiloé par rapport à l'avant-pays Sud-américain (Forsythe et Nelson, 1985 ; Murdie et al., 1993 ; Thomson, 2002 ; Cembrano et al., 2002 ; Adriasola et al., 2006 ; Rosenau et al., 2006). D'après Georgieva et al. (2016), le bloc CGNP serait un équivalent du bloc Chiloé, et la faille Cachet l'équivalent au Sud-Est de la faille Liquiñe-Ofqui, lorsque le point triple était plus au Sud. Cette configuration traduirait une propagation de la déformation vers l'Est d'abord sur la faille Liquiñe-Ofqui puis sur la faille Cachet. De plus, ils pensent que de l'extension locale se serait produite au Sud du bloc CGNP, le long de failles normales comme en témoignent leurs observations sur la faille normale El Salton. Cette extension est parallèle à la marge, et se trouve dans la région de Tortel, où les fjords caractérisent une région anormalement peu élevée le long de l'axe de la chaîne.

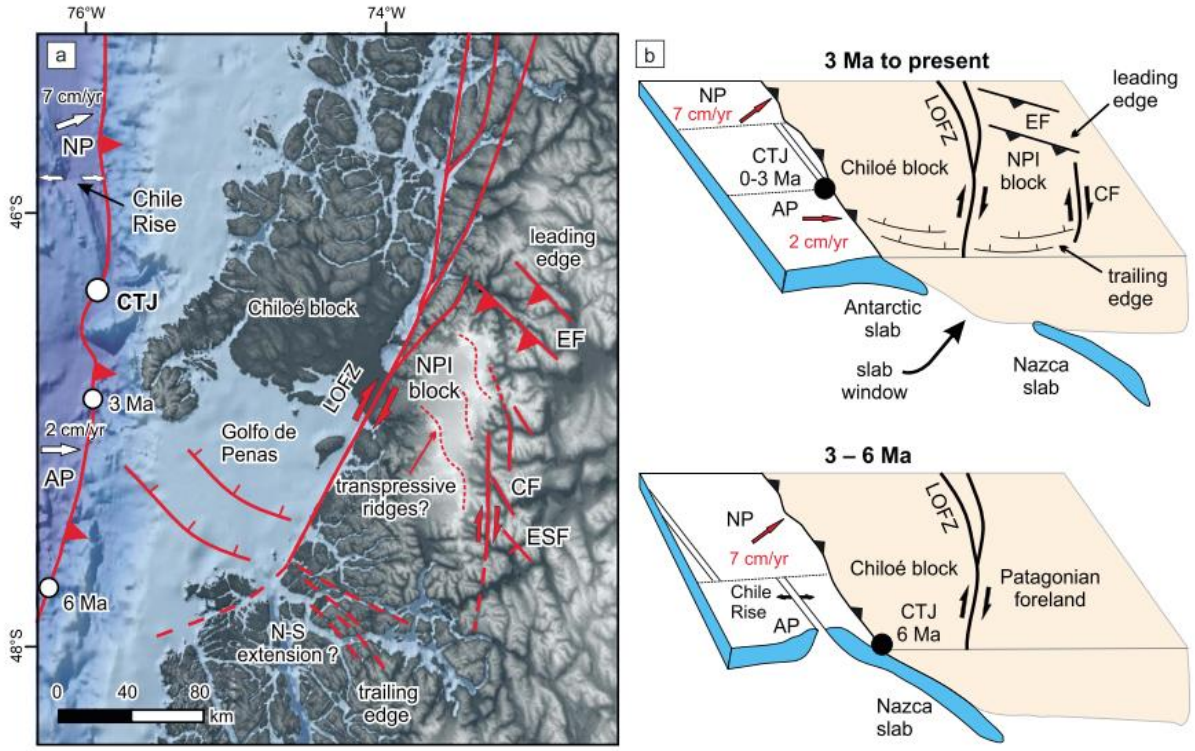


Fig. 6.2. Modèle néotectonique de la région du Champ de Glace Nord de Patagonie (noté NPI sur la carte - Northern Patagonian Icefield), situé quasiment à la même latitude du point triple du Chili (CTJ), réalisé par Georgieva et al. (2016). **a)** Carte représentant la topographie, la localisation et la cinématique des principales structures tectoniques. Les failles Exploradores, Cachet et El Salton sont notées respectivement : EF, CF et ESF ; la zone de faille Liquiñe-Ofqui : LOFZ ; et les plaques Nazca et Antarctique : NP et AP. **b)** Evolution structurale de la région du Champ de Glace Nord de Patagonie entre 6 et 3 Ma (schéma du bas) et de 3 Ma à l'actuel (schéma du haut).

6.1.2. Evolution du relief patagon : variations topographiques latitudinales

6.1.2.1. A l'extrémité Sud de la Patagonie

Le Sud de la Patagonie vers 51°S est caractérisé par des reliefs peu élevés (Fig. 6.3). Ce secteur des Andes correspond à la première zone qui se trouvait au-dessus de la fenêtre asthénosphérique il y a 14 Ma (Cande et Leslie, 1986). C'est aussi la première zone à avoir connu la subduction de la plaque Antarctique. Les modèles de topographie dynamique de Guillaume et al. (2013) affichent une subsidence dynamique produisant une déflection de 150 m à la latitude 52°S, sur le versant oriental de l'orogène, associée à la subduction naissante de la lithosphère Antarctique. Le développement du slab Antarctique agissant comme une barrière, a peut-être limité les flux du manteau produits à travers la fenêtre asthénosphérique à l'Est, induisant une diminution de la température moyenne de la lithosphère. Ces deux effets

ont donc pu, d'après Guillaume et al. (2013), favoriser la subsidence de cette portion des Andes australes. De plus, les Andes australes sont plus étroites vers 51°S de latitude que plus au Nord (Fosdick et al., 2013). Ceci a pu induire un passage plus facile des vents d'Ouest et des précipitations sur le versant oriental, générant ainsi plus d'érosion, ce qui expliquerait pourquoi le taux de dénudation maximal de 5-6 km depuis 22-18 Ma a été obtenu dans ce secteur par Fosdick et al. (2013).

6.1.2.2. Au Sud du point triple du Chili

En remontant vers le point triple du Chili, la topographie s'élève abruptement vers les hauts sommets du Champ de Glace Sud de Patagonie (CGSP) et du Champ de Glace Nord de Patagonie (CGNP ; Fig. 6.3). L'altitude maximale de la chaîne varie entre 2000 et 4000 m, et peut atteindre 4058m pour le Mont San Valentin, plus haut sommet de Patagonie, légèrement au Sud du point triple du Chili. On note que les reliefs au niveau du CGSP et du CGNP (entre 46 et 51°S), et plus au Sud à 55°S où se trouve la Cordillère de Darwin, dépassent largement la ligne d'équilibre glaciaire **(**Fig. 6.3)**.**

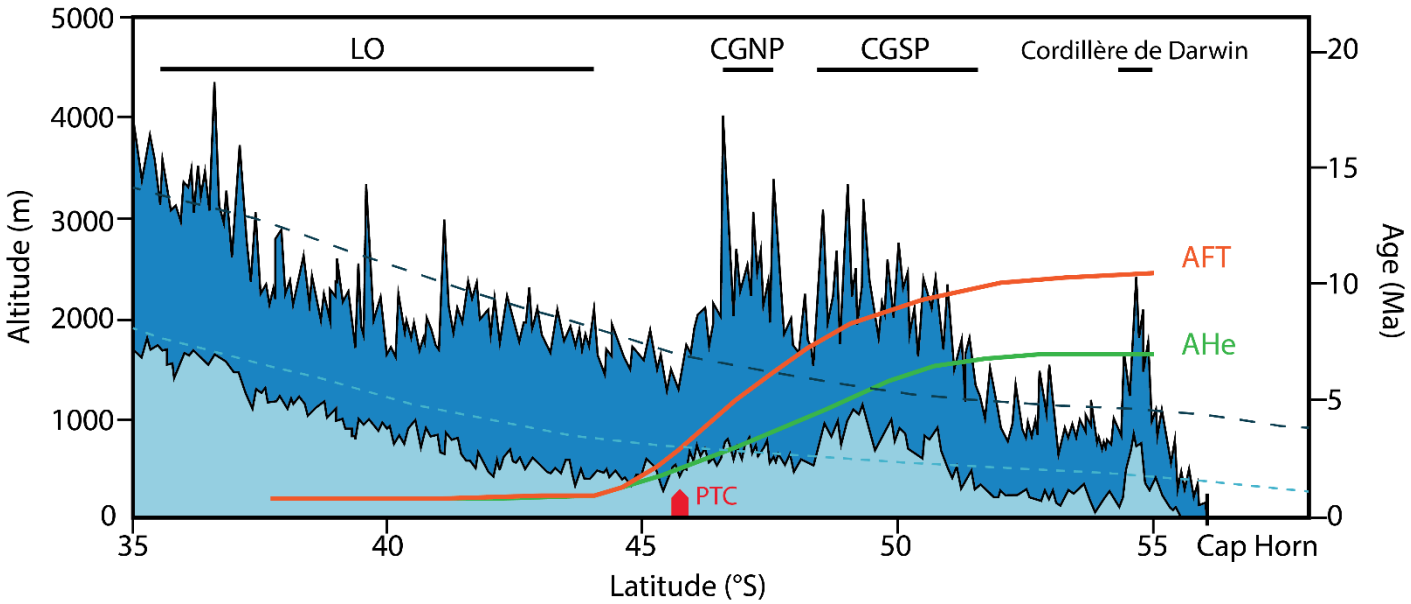


Fig. 6.3. Diagramme représentant l'altitude des plus hauts sommets des Andes (en bleu foncé) et l'altitude moyenne de la chaîne (en bleu clair) en fonction de la latitude. La courbe en pointillés bleu foncé montre l'altitude actuelle d'équilibre des glaces, et la courbe en pointillés bleu clair représente l'altitude d'équilibre des glaces lors du Dernier Maximum Glaciaire. L'altitude des Andes décroit régulièrement vers le Sud, sauf au voisinage du point triple du Chili (PTC) correspondant à la subduction de la dorsale du Chili sous le continent, et au niveau des reliefs recouverts de glace. Les âges minimums obtenus par AFT (en orange) et AHe (en vert) ont été également reportés en fonction de la latitude. Ils augmentent en allant au Sud du point triple. Les champs de glace Nord et Sud de Patagonie sont également représentés (CGNP et CGSP), ainsi que la faille de Liquiñe-Ofqui (LO). Figure modifiée, d'après Thomson et al. (2010).

Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer cette augmentation abrupte de l'altitude des Andes australes vers 46°30'S, qui est débattue de façon controversée entre l'effet du contexte géodynamique et l'effet de l'érosion glaciaire sur la topographie. Thomson et al. (2010) ont expliqué que les altitudes les plus hautes sont la conséquence du climat qui contrôle la dynamique interne de la construction de la chaîne (Whipple et Meade, 2006 ; Tomkin et Roe, 2007). Cette interprétation ne correspond pas à ce que propose Guillaume et al. (2013) et Braun et al. (2013) qui expliquent l'augmentation de l'altitude de la chaîne par le soulèvement dynamique qu'entraînent la subduction de la dorsale du Chili et la formation de la fenêtre asthénosphérique (Guillaume et al., 2009 ; Jeandet, 2016).

Pourtant, Thomson et al. (2010) tout comme Guillaume et al. (2013) mettent en évidence une diminution progressive des âges thermochronologiques en allant en direction du point triple du Chili, vers le Nord. En effet, Guillaume et al. (2013) observent une diminution des âges AHe passant de 15-10 à 5 Ma entre 48°S et 45°S, sur le flanc oriental de la chaîne. Les âges minimums en AFT et AHe de Thomson et al. (2010) diminuent progressivement en passant de 10 à 1 Ma, entre 51°S et 45°S au cœur de la chaîne, zone dans laquelle il y a eu le plus de dénudation. Les signaux de Guillaume et al. (2013) correspondent à une remise à zéro partielle ou totale des anciens signaux thermiques suite à une phase de réchauffement, précédant l'arrivée de la dorsale à la fosse et l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique. Ils observent cette phase de réchauffement et de soulèvement sur des sommets situés sur la bordure orientale à 250-300km de la fosse. Il est probable que l'arrivée de la dorsale à la fosse peut avoir un effet plus important en bordure de chaîne et dans l'avant-pays oriental que dans le cœur de la chaîne, constitué majoritairement d'anciens plutons datant du Jurassique et du Crétacé (Hervé et al., 2007). Par contre, le batholithe patagon, large d'une centaine de kilomètre, est plus facilement soumis à l'érosion de par les hauts reliefs qui le constituent que le piedmont oriental, comme le montrent les données de refroidissement de Thomson et al. (2010). Les âges minimums sont cohérents avec l'arrivée des premières glaciations de Patagonie. Thomson et al. (2010) associent donc cette dénudation des reliefs à l'érosion glaciaire dont l'efficacité est plus importante au Nord qu'au Sud des Andes australes. La zone d'étude de Guillaume et al. (2013) se situant sur le versant oriental vers 72°O a donc probablement subi moins d'érosion glaciaire. Cette zone d'étude est également comprise entre 48°S et 45°S et a donc été affectée par le passage de la dorsale à la fosse dès 6 Ma. La subduction de la dorsale dans cette zone est contemporaine aux premières glaciations démarrant vers 7 Ma. Par conséquent, il est fort probable que ces deux processus aient joué un rôle sur le soulèvement de la topographie, avec un signal climatique concentré sur les hauts reliefs du batholithe, et un signal de l'arrivée de la dorsale enregistré plutôt dans le piedmont, mais il est difficile de discriminer ces deux processus dans cette zone.

Par ailleurs, Thomson et al. (2010) expliquent l'altitude des Andes australes uniquement par l'influence climatique sans tenir compte de la tectonique, alors qu'il existe une coïncidence spatiale entre la rupture du relief au Nord du CGNP et la localisation du point triple du Chili, comme le montrent les figures 6.3 et 6.4. De même, comme évoqué par Braun et al. (2013), le rajeunissement des âges AHe minimums se corrèle bien avec l'augmentation du relief, ainsi que les modifications du réseau de drainages observés dans l'avant-pays à la fin du Miocène (Guillaume et al., 2009). Les hauts reliefs au Sud du point triple du Chili ne seraient donc pas dus au faible pouvoir érosif des glaciers, mais plutôt la conséquence de la subduction de la dorsale.

Il existe cependant un secteur entre les deux champs de glace de Patagonie, entre 47,5 et 48,5°S, dans lequel l'altitude moyenne de la chaîne est beaucoup plus faible que plus au Nord et au Sud. Georgieva et al. (2016) attribuent les altitudes anormalement faibles de cette région à l'extension parallèle à la marge, reliée à la subduction des segments de la dorsale du Chili depuis 2–3 Ma.

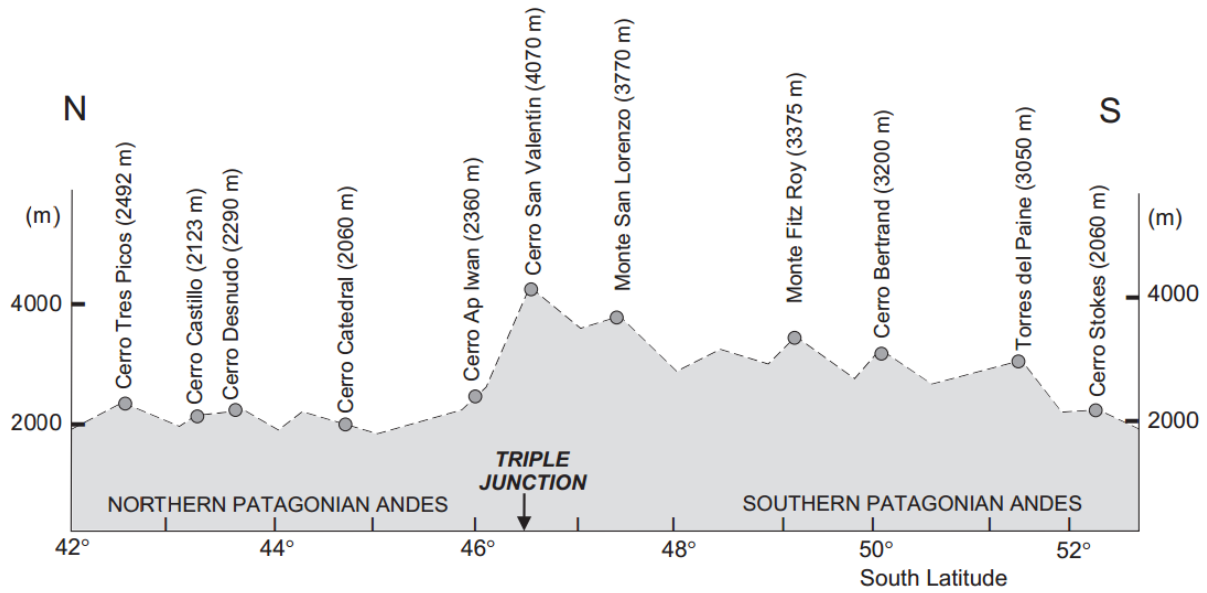


Fig. 6.4. Coupe topographique Nord-Sud des Andes australes, où l'altitude maximale est indiquée à chaque latitude, excluant les édifices volcaniques (d'après Ramos, 2005). La subduction actuelle de la dorsale du Chili se produisant à 46°30'S est également indiquée.

6.1.2.3. Au Nord du point triple du Chili

L'altitude des Andes entre 35°S et le point triple (46°30'S) diminue parallèlement à l'abaissement de la ligne d'équilibre glaciaire en direction du Sud (Fig. 6.3). En effet, les Andes au Nord du point triple sont caractérisées par une topographie moins élevée qu'au Sud du point triple du Chili. Au Nord du point triple, la plaque Nazca plonge sous le continent avec une vitesse actuelle de 6,5 cm/an (modèle Geodvel ; Argus et al., 2010). Les âges thermochronologiques les plus anciens ont été trouvés dans les latitudes au Nord du point triple, à l'Est de l'orogène, où il n'y a pas de soulèvement dynamique important dû à la dorsale qui se soit déjà produit. L'effet de la fenêtre asthénosphérique sur la topographie au Nord du point triple est donc absent ou minime, ce qui peut expliquer la diminution des altitudes de la chaîne. Cependant, dans cette partie de l'orogène, l'activité de la faille Liquiñe-Ofqui pourrait aussi avoir contrôlé l'évolution du relief, comme le démontrent les âges thermochronologiques obtenus par Thomson (2002) : les âges les plus faibles se trouvent à proximité de cette faille.

6.1.3. Facteurs contrôlant la dénudation des Andes australes

L'interprétation de données thermochronologiques est souvent délicate car plusieurs phénomènes peuvent expliquer l'accélération du refroidissement des roches. Parmi ces phénomènes, il peut y avoir le magmatisme qui réchauffe la zone dans laquelle il se met en place. Lorsque l'activité magmatique s'arrête, l'encaissant se refroidit. La tectonique compressive peut également être à l'origine du soulèvement des roches et de l'accélération de leur dénudation. Le refroidissement des roches peut aussi être généré par la topographie dynamique lié au passage de la dorsale, conduisant au soulèvement de la surface et à une augmentation des vitesses d'érosion. Le climat peut également induire un refroidissement des roches, en particulier avec la mise en place des glaciations dont l'effet sur l'érosion continentale est débattu. Dans la suite de cette sous-partie, je vais passer en revue la façon dont les auteurs expliquent les signaux thermochronologiques qu'ils observent dans différentes régions de Patagonie, au Sud du point triple du Chili. Nous verrons que souvent, les auteurs privilégient une cause unique pouvant expliquer l'essentiel du signal thermique, alors que la réalité est peut-être plus nuancée.

6.1.3.1. Effet de la subduction de la dorsale sur la dénudation des Andes de Patagonie

La migration du point triple du Chili vers le Nord depuis 14 Ma à 54°S jusqu'à sa position actuelle à 46°30'S, et la subduction oblique associée de la dorsale du Chili (Cande et Leslie, 1986) sont supposées avoir joué un rôle dominant dans l'histoire du refroidissement et du réchauffement de la croûte supérieure, et dans le soulèvement du relief des Andes australes (e.g. Breitsprecher et Thorkelson, 2009 ; Scalabrino et al., 2009 ; Guillaume et al., 2009). Thomson (2002) est le premier thermochronologiste à avoir évoqué la subduction de la dorsale comme étant responsable de la déformation superficielle de la plaque Sud-américaine et du soulèvement observé dans la chaîne, au Nord du point triple. Cette théorie avait déjà été mentionnée auparavant par des études tectoniques, telle que celle de Cembrano et al. (2000), au niveau de la faille de Liquiñe-Ofqui.

Haschke et al. (2006) ont réalisé une étude thermochronologique via la méthode trace de fission sur apatite (AFT) sur le pluton Cerro Barrancos, situé au Sud du point triple du Chili à 47°30'S de latitude (Fig. 6.1). Un profil vertical de 2000 m a été réalisé sur ce pluton, mis en place au Crétacé inférieur. Les données AFT montrent un refroidissement accéléré qui a commencé à 17 Ma, précédant l'arrivée de la dorsale à la fosse qui se produit entre 14 et 10 Ma à cette latitude (Fig. 6.5). Une phase de réchauffement s'est ensuite produite entre 10 et 6 Ma (Fig. 6.5). Entre 17 et 6 Ma, Haschke et al. (2006) estiment une dénudation d'au moins 3–4 km.

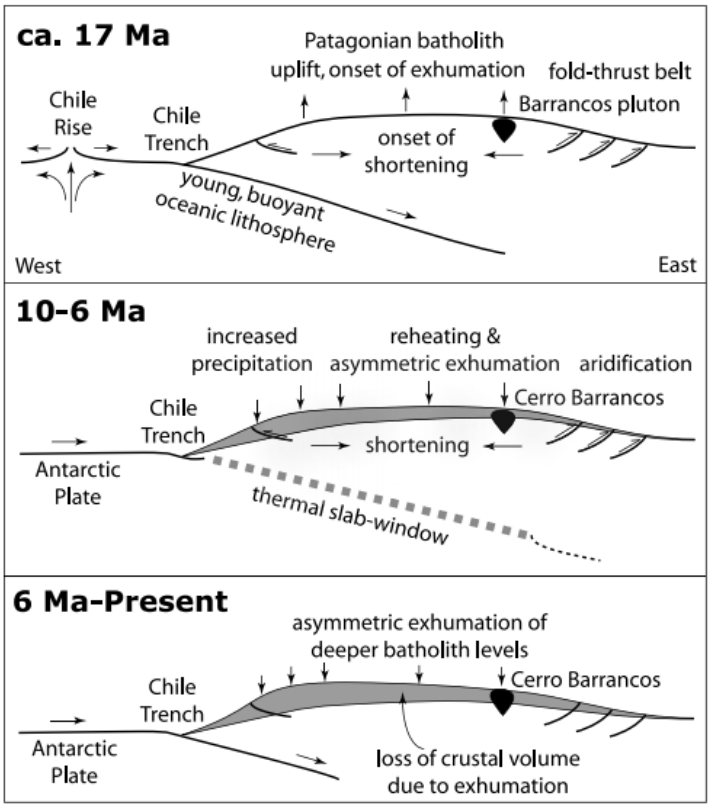


Fig. 6.5. Coupe schématique Ouest-Est montrant la réponse continentale à la subduction de la dorsale dans les Andes australes, d'après Haschke et al. (2006).

Guillaume et al. (2013) ont complété cette étude en utilisant la méthode AHe et en collectant des échantillons proches des sites échantillonnés par Haschke et al (2006). L'intérêt était de comparer les résultats obtenus par les deux méthodes de thermochronologie basse température AFT et AHe. Alors que la zone d'étude de Haschke et al. (2006) s'est restreinte au complexe plutonique de Cerro Barrancos, Guillaume et al. (2013) ont sélectionné une série d'échantillons sur d'autres secteurs, pour mieux comprendre également l'histoire thermique de la région proche du point triple du Chili. Sept échantillons ont été collectés dans les granodiorites du Cerro Barrancos (47°30'S). Ce secteur se situait au-dessus de la fenêtre asthénosphérique à 8–6 Ma (Breitsprecher et Thorkelson, 2009). Deux profils verticaux ont été réalisés vers 46°30'S dans la région de Coyhaique (Fig. 6.1) autour du Lac Buenos Aires (nom chilien : Lac General Carrera), dans les monzogranites de Murta datant du Crétacé inférieur. Ce secteur se situe au-dessus de la fenêtre asthénosphérique depuis 4 Ma. Un autre profil a été réalisé vers le Lac Buenos Aires, dans le complexe plutonique du Paso Las Llaves, qui contient principalement des granodiorites et des diorites. Ces roches plutoniques sont datées entre 9,6 et 10,3 Ma (Petford et Turner, 1996 ; Pankhurst et al., 1999 ; Suarez et de la Cruz, 2001 ; Thomson et al., 2001). D'autres échantillons ont été collectés vers 45-46°S sur le Cerro MacKay, composé de dacites du Paléocène inférieur (63 Ma ; De la Cruz et al., 2003). Au total, 22 échantillons ont été collectés sur quatre profils verticaux à 250–300 km de la fosse, entre 45°S et 48°S pour détecter une migration potentielle du signal thermique vers le Nord associée à la migration vers le Nord de la dorsale et de la fenêtre asthénosphérique.

Les données thermochronologiques de Guillaume et al. (2013) montrent une phase de réchauffement qui s'est produite entre 15–10 Ma au Sud à la latitude 47°30'S, et qui s'est propagée il y a 5 Ma jusqu'au Nord à 45°30'S de latitude. Cette phase de réchauffement précède de quelques millions d'années l'arrivée des différents segments de la dorsale du Chili à la fosse, et l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique. Ces auteurs proposent que ce réchauffement reflète un flux de chaleur latéral important, se propageant à travers la fenêtre asthénosphérique et se dirigeant vers le Nord parallèlement à la migration de la dorsale. Dans une autre étude en effet, Guillaume et al. (2010) ont montré en utilisant des modèles analogiques que l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique s'accompagne d'un flux toroïdal dans l'asthénosphère qui fait remonter du manteau issu de la province Pacifique au-dessus du slab correspondant à la plaque Nazca, au Nord du point triple. Les modèles montrent également le soulèvement dynamique qui se produit au-dessus de la fenêtre asthénosphérique.

Entre 5 et 3 Ma, une phase de refroidissement rapide est observée correspondant à un taux de dénudation de 650 m/Ma. Ces âges récents ont été obtenus pour la région localisée au-dessus de la fenêtre asthénosphérique, où les modèles de topographie dynamique prédisent un soulèvement dynamique de plus de 700 m (Fig. 6.6). Les âges thermochronologiques les plus anciens ont été observés dans des régions qui ne sont pas encore au-dessus de la fenêtre asthénosphérique et où le soulèvement dynamique est encore presque nul (Fig. 6.6). Selon ces auteurs, les variations latitudinales actuelles de la topographie et de la dénudation du Sud au Nord, ne peuvent pas être expliquées par une variation de l'érosion glaciaire. Guillaume et al. (2013) proposent donc que les mouvements verticaux associés à la formation de la fenêtre asthénosphérique exercent un contrôle de premier ordre sur la topographie et l'érosion de la chaîne.

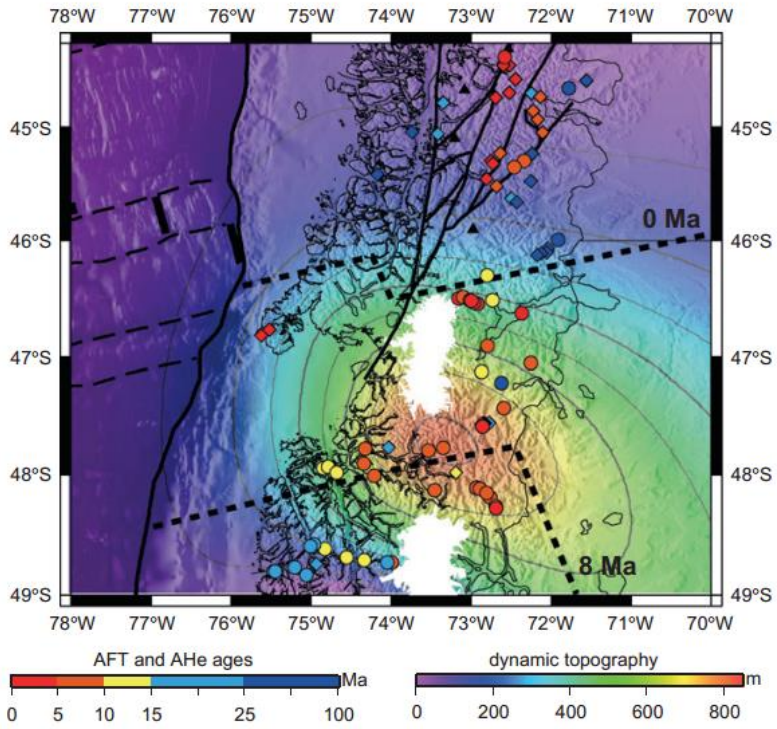


Fig. 6.6. Carte de la Patagonie réalisée par Guillaume et al. (2013), indiquant les âges AFT (losanges) et AHe (cercles) issus des études de Thomson et al. (2001, 2010), Thomson (2002), et Haschke et al. (2006), superposés au modèle de topographie dynamique calculé entre 8 Ma et l'actuel. Les lignes en pointillés noirs indiquent la position de la fenêtre asthénosphérique à cette même période (Breitsprecher et Thorkelson, 2009).

Braun et al. (2013) confirment les théories de Haschke et al. (2006) et Guillaume et al. (2013) comme quoi l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie induit une perturbation dans les flux mantelliques de la région et une migration vers le Nord d'une onde de topographie dynamique soulevant la plaque supérieure (Breitsprecher et Thorkelson, 2009 ; Scalabrino et al., 2009 ; Guillaume et al., 2009). Ils exposent les corrélations qu'il y a entre le déplacement vers le Nord de l'onde de topographie dynamique (Fig. 6.7) et : 1) le rajeunissement des âges de refroidissement des roches à l'aplomb de la fenêtre asthénosphérique, sur le versant oriental des Andes australes (Guillaume et al., 2013) ; 2) le relief élevé à ces latitudes (Thomson et al., 2010) ; et 3) la modification du réseau de drainage dans l'avant-pays depuis au moins la fin du Miocène (Guillaume et al., 2009). La morphologie actuelle de la Patagonie serait donc la conséquence du passage d'une onde de topographie dynamique, générée par les remontées mantelliques liées à l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique.

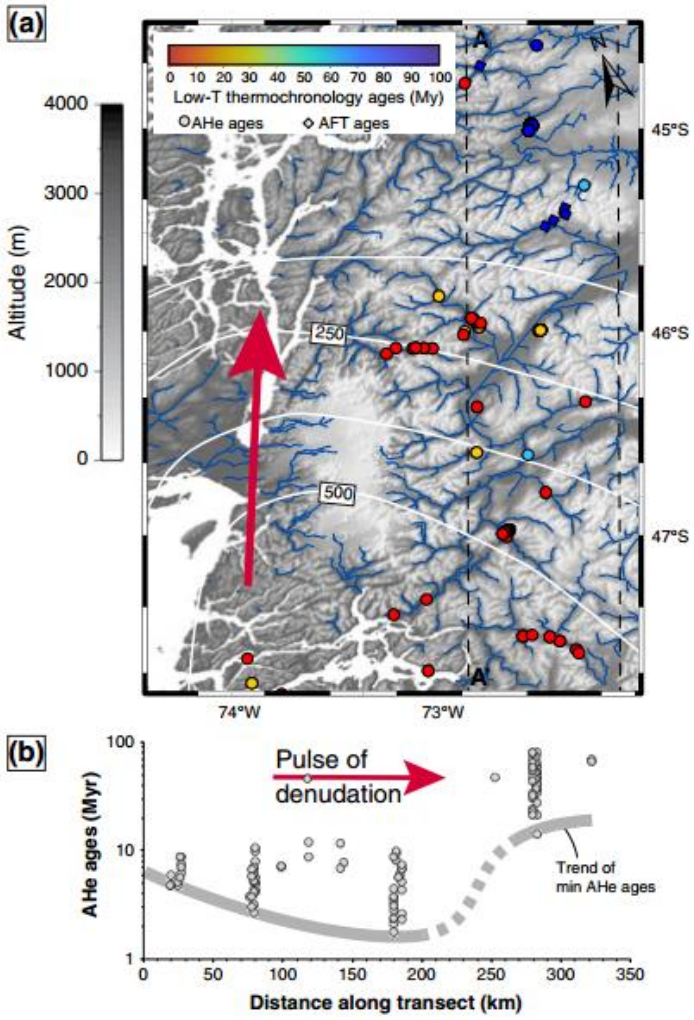


Fig. 6.7. Evolution de la topographie dynamique dans les Andes australes, d'après Braun et al. (2013). **a)** Carte de la Patagonie. Les contours blancs montrent la topographie dynamique actuelle avec un intervalle de 125 m. La flèche rouge représente le mouvement de la topographie dynamique pour les derniers 10 Ma. Cette carte indique également les âges AFT (losanges) et AHe (cercles) issus des études de Haschke et al. (2006), Thomson et al. (2010), Guillaume et al. (2013) ; et le réseau de drainage en bleu. **b)** Projection des âges AHe sur un transect N-S mettant en évidence la diminution des âges minimums parallèlement à la migration vers le Nord de l'onde de topographie dynamique, et l'augmentation des âges au Nord de la localisation actuelle de cette onde et du point triple du Chili. La ligne grise montre la tendance des âges AHe minimums.

Les études de Haschke et al. (2006), Guillaume et al. (2013) et Braun et al. (2013) insistent sur l'effet de la subduction de la dorsale du Chili et l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique associée sur la topographie et la dénudation des Andes australes. Ces processus impliquent de fortes modifications dans la dynamique du manteau générant du soulèvement à l'aplomb de la fenêtre asthénosphérique. Les signaux thermiques observés deviennent plus jeunes en allant vers le Nord, parallèlement à la migration de la dorsale du Chili et de l'onde de topographique associée.

6.1.3.2. Effet de la tectonique sur la dénudation

Thomson et al. (2001) ont réalisé une étude thermochronologique entre 44 et 51°S de latitude, à partir des méthodes traces de fissions sur zircons (ZFT) et sur apatite (AFT). Les données ZFT indiquent que les plutons mis en place dans le batholite de Patagonie au Mésozoïque se sont refroidis rapidement, suggérant leur mise en place à de faibles profondeurs. Les traces de fission sur zircons ont parfois été effacées partiellement ou totalement par l'apport thermique de plutons mis en place à proximité au Miocène.

Concernant les données AFT, Thomson et al. (2001) observent un refroidissement dans la partie occidentale des Andes à la fin de l'Oligocène, entre 30 et 23 Ma. Cet âge correspond à un changement majeur dans la cinématique des plaques : rupture de la plaque Farallon, et accélération de la vitesse de subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud à cette période. Dans le batholithe patagon plus à l'Est, les âges AFT ont aussi été influencés par l'activité plutonique du Miocène, tout comme les âges ZFT. De rapides refroidissements sont observés sur des plutons du Miocène, passant de plus de 700°C à moins de 60°C en moins de 3 Ma, ce qui peut être expliqué par la mise en place des plutons à de faibles profondeurs. Toujours à l'Est et loin de l'influence du plutonisme Miocène, une phase de refroidissement rapide est enregistrée à la fin du Miocène entre 12 et 8 Ma. Thomson et al. (2001) attribuent celle-ci à la migration vers l'Est de la déformation rétroarc entre 30 et 12-8 Ma. Les données thermochronologiques montrent une dénudation comprise entre 4 et 9 km sur tout le versant occidental jusqu'aux hauts sommets du versant oriental, depuis 30 Ma (Fig. 6.8). Par contre, dans l'avant-pays à l'Est, la dénudation est d'environ 3 km depuis la fin de l'Oligocène (Fig. 6.8). Thomson et al. (2001) proposent que l'érosion de la subduction à la fosse pourrait expliquer cette migration.

Au final, la combinaison des données AFT et ZFT met en évidence très peu de dénudation sur la marge Pacifique entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène supérieur. Ils attribuent cela à une convergence lente et oblique durant cette période, malgré les quelques épisodes d'activité magmatique. A l'inverse, la dénudation enregistrée entre 30 et 23 Ma proviendrait d'une augmentation de la vitesse de convergence à 28- 26 Ma (début de la phase Quechua).

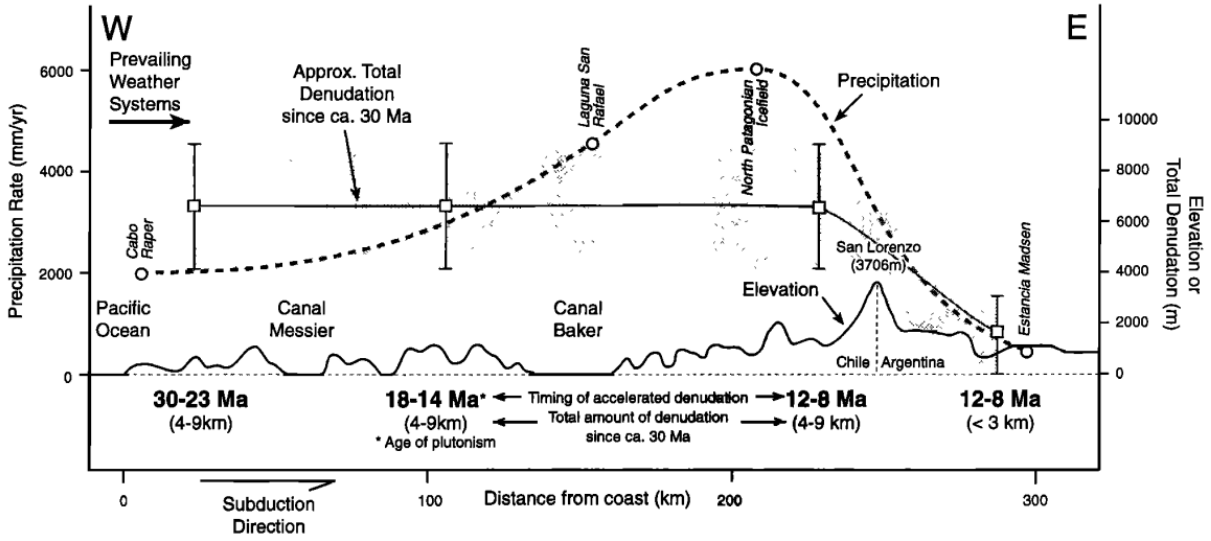


Fig. 6.8. Représentation schématique d'un transect à travers les Andes australes entre 47°S et 48°S de latitude, d'après Thomson et al. (2001). La topographie actuelle et le taux de précipitation sont également représentés et comparés aux signaux thermiques AFT et à la quantité de dénudation de part et d'autre de la chaîne, depuis 30 Ma.

Plus au Nord, Thomson (2002) a obtenu des données AFT le long de la zone de faille de Liquiñe-Ofqui entre 42°S et 46°S de latitude (Fig. 6.1). Il observe un refroidissement et une dénudation des roches entre 16 Ma et 10 Ma, qu'il associe au mouvement transpressif dextre de la faille Liquiñe-Ofqui, précédant l'arrivée de la dorsale à la fosse. Thomson (2002) suggère que le passage en subduction des différents segments de la dorsale du Chili soit le moteur principal de la transpression du réseau de faille Liquiñe-Ofqui, qui commence dès 16 Ma.

Entre 7 et 2 Ma, un rapide refroidissement se produit localement près de la faille Liquiñe-Ofqui. Les données AFT permettent d'identifier une composante verticale et oblique le long de la faille Liquiñe-Ofqui, et de deux autres failles à pendage raide, qui sont les failles Azul-Tigre et Rio Mañihuales. Ce réseau de failles constitue une zone de relais compressif avec une structure en fleur (Fig. 6.9). Le taux de refroidissement et de dénudation augmente progressivement d'Est en Ouest, générant ainsi différents taux d'exhumation à travers cette zone de faille. La faille Rio Mañihuales, qui est la faille la plus à l'Est, a généré un taux d'exhumation entre 0,4 et 0,9 mm/an. Ensuite, la faille Azul-Tigre située entre les deux autres failles, est responsable d'une dénudation comprise entre 0, 5 et 1,3 mm/an. La faille Liquiñe-Ofqui est la faille majeure de cette région située à l'Ouest, et son taux d'exhumation atteindrait 1,4 à 2,7 mm/an (Thomson, 2002). La terminaison Sud de ce réseau de failles se trouve près de la dorsale du Chili. De plus, ce signal est contemporain des premières glaciations Patagonnes. L'érosion glaciaire aurait donc contribué à la dénudation depuis 7 Ma, limitant le développement de la topographie associée au fonctionnement transpressif du système de failles. La combinaison du mouvement transpressif des failles et de l'érosion glaciaire serait donc à l'origine de la dénudation extrêmement rapide et très localisée au voisinage de la Faille de Liquiñe-Ofqui dans cette région située au Nord du point triple du Chili.

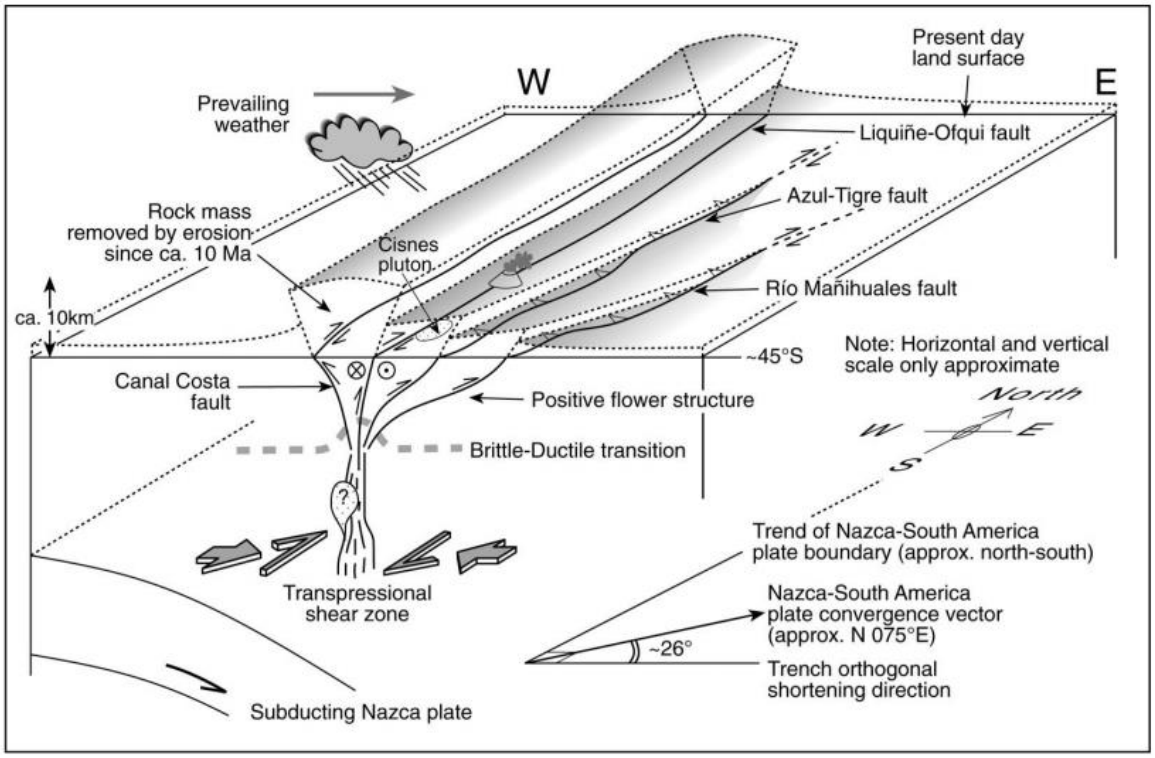


Fig. 6.9. Bloc diagramme 3D de Thomson (2002) représentant la zone de faille de Liquiñe-Ofqui à 44°S-45°S, et le mouvement différentiel des 3 blocs délimités par les 3 failles. Cet ensemble de failles est interprété comme étant une zone de relais compressif avec une structure en fleur.

Près de cette région, à 47°S de latitude, Georgieva et al. (2016) présente une étude géomorphologique, thermochronologique et structurale qui suggère une activité néotectonique sur des failles situées le long du Champ de Glace Nord de Patagonie (CGNP) et méconnues jusqu'à présent. Il s'agit des failles Exploradores, Cachet et El Salton situées respectivement au Nord, à l'Est et au Sud du CGNP (Figs. 6.1 et 6.2). De nouvelles données AHe ont été obtenues sur 30 échantillons de granites et granodiorites du Batholithe Patagon d'âge Jurassique à Crétacé, collectés à l'Est et au Nord du CGNP, dans les bassins versants des rivières Leones et Nef. Ces bassins versants d'origine glaciaire sont affectés par la faille Cachet (Fig. 6.2). Les relations âges-altitudes dans les bassins versants de Leones et de Nef, montrent un taux d'exhumation de ~0,5 mm/an entre 8 et 2 Ma. Ces auteurs proposent que ces vitesses reflètent probablement le rythme de l'érosion fluvioglaciaire au cours du temps, induisant une exhumation régionale. Les données AHe du bassin versant Leones suggèrent une forte accélération de la dénudation, que les auteurs relient à l'activité des failles qui bordent celui-ci depuis 2–3 Ma.

Ces résultats et interprétations montrent donc que l'exhumation et l'évolution de la topographie dans cette région seraient liées à une activité tectonique à la fin du Cénozoïque. Cette tectonique locale serait elle-même liée à la subduction des différents segments de la dorsale du Chili. Ces données montrent donc là aussi l'impact de la dorsale sur la plaque Sud-américaine au niveau du point triple du Chili.

Entre 50°30’ et 51°30’S de latitude, Fosdick et al. (2013) ont obtenu des données thermochronologiques (U–Th)/He sur zircon et apatite, dans les Andes australes (Fig. 6.10). Des âges (U-Th)/He sur zircon (ZHe) varient de 44 à 10 Ma. Les âges les plus vieux sont enregistrés dans le batholithe Patagon et dans le domaine oriental de la chaîne plissée. Ces âges ZHe compris entre 44 et 42 Ma évoquent un épisode d’exhumation Paléogène, où les taux de dénudation les plus importants se sont produit dans le batholithe Patagon.

Des âges ZHe sont compris entre 22 et 18 Ma et sont issus d’échantillons sédimentaires et volcaniques du Mésozoïque, localisés dans la chaîne plissée large de 75 km. Cette distribution uniforme des âges ZHe (22–18 Ma) dans l’espace montre que les chevauchements dans la chaîne plissée ont résidé à des températures plus grandes que la zone de rétention partielle (PRZ) du système ZHe, avant le refroidissement enregistré à 22–18 Ma. Ces données indiquent donc un refroidissement au Miocène inférieur et une exhumation d’au moins 5 à 6 km de profondeur, concentrée sur le versant oriental de la Cordillère depuis cette période. Le taux d’exhumation a été plus important à travers les domaines occidentaux et centraux de la chaîne plissée, compris entre 0,22 et 0,37 mm/an. Dans le secteur oriental de la chaîne plissée, le taux d’exhumation a été plus faible : 0,10 à 0,17 mm/an. Ils suggèrent que la dénudation dans la chaîne plissée a été renforcée par un soulèvement structural au Miocène inférieur, via des failles profondes qui ont amené des roches facilement érodables à la surface et les soumettant à une dénudation. Cette exhumation coïncide avec une phase de déformation le long du chevauchement Toro à 22 Ma, qui est l’équivalent latéral du décollement basal de la région du Fitz Roy (Fosdick et al., 2011). Enfin, la dénudation de la chaîne plissée au Miocène inférieur, sa déformation, et le taux de sédimentation important dans l’avant-pays coïncide avec l’ouverture de la mer de Scotia vers 23–20 Ma (Cunningham et al., 1995 ; Barker, 2001 ; Lagabrielle et al., 2009). Fosdick et al. (2013) suggèrent que l’exhumation qui s’est d’abord produite principalement dans le batholithe au Paléogène, puis décalée dans la chaîne plissée au Miocène inférieur (22-18 Ma) résulte de la migration en séquence du raccourcissement tectonique vers l’avant pays. Cet épisode d’exhumation dès 22 Ma dans la chaîne plissée reflèterait une reconfiguration des plaques à l’extrémité Sud de l’Amérique du Sud avec un mouvement transpressif au Nord de la plaque Scotia au Miocène moyen (e.g., Barker, 2001 ; Lagabrielle et al., 2009 ; Barbeau et al., 2009).

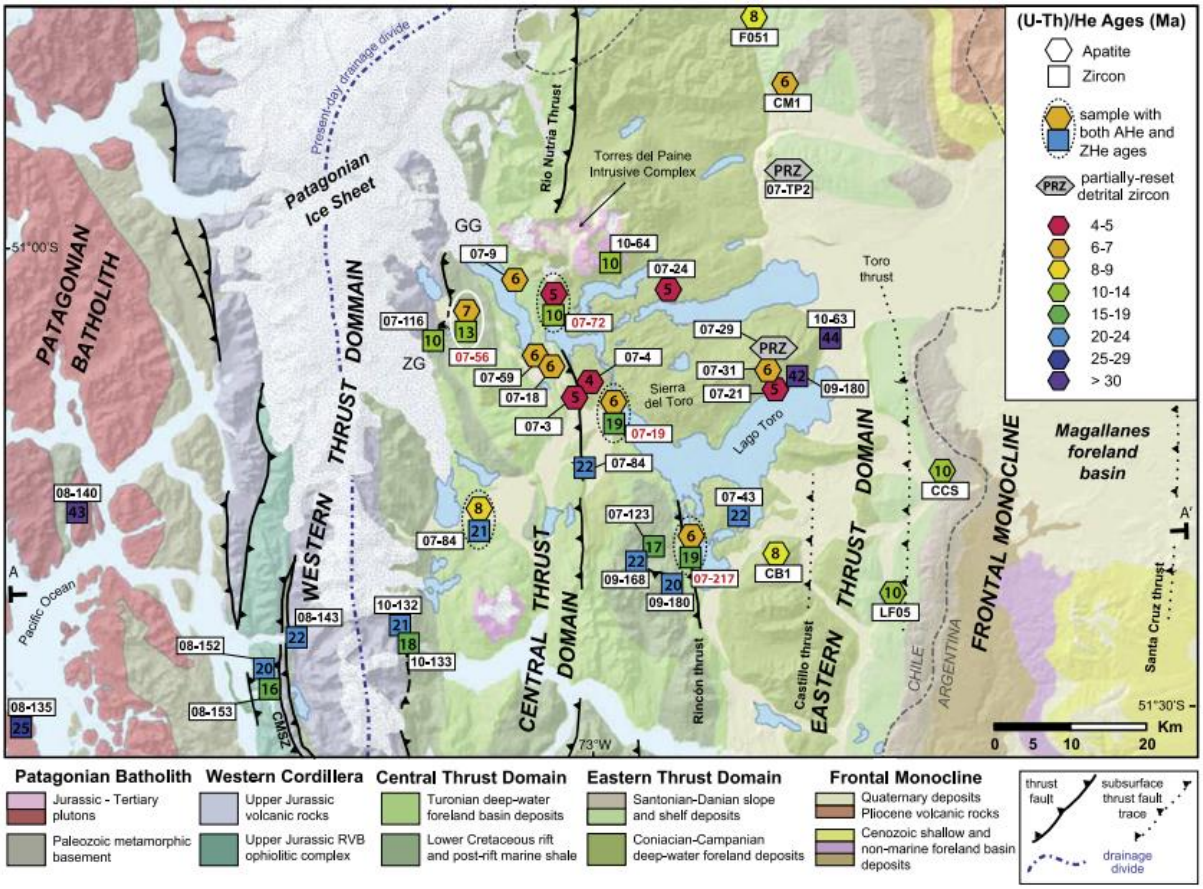


Fig. 6.10. Carte géologique de Fosdick et al. (2013) représentant les données ZHe (carrés) et AHe (hexagones) entre 50°30'S et 51°30'S dans la région du Torres del Paine. Les informations géologiques proviennent de Fosdick et al. (2011).

Les données ZHe d'âge Miocène de l'étude de Fosdick et al. (2013) sont pour la plupart en accord avec la migration de la dénudation vers l'Est documentée par Thomson et al. (2001) et Thomson (2002). Chacune des études présentées ci-dessus montre l'effet de la tectonique sur l'exhumation des roches. De plus, les zones d'études de Thomson (2002) et Georgieva et al. (2016) vers 46°S-47°S, et celles de Fosdick et al. (2013) vers 51°S, se trouvent à proximité de limites de plaques complexes. Au Nord, à 46°30'S, la dorsale du Chili passe en subduction sous la plaque Sud-américaine. Au Sud, vers 52°S la plaque Scotia est en contact avec la plaque Sud-américaine et la plaque Antarctique. Dans ces deux zones aux configurations particulières, du raccourcissement tectonique et un soulèvement topographique ont été mis en évidence, et sont plus marquées qu'au niveau des régions actuellement affectées par la subduction simple de la plaque Antarctique sous l'Amérique du Sud. Ces régions ont toutefois été soumises à la subduction de la dorsale du Chili dès 14 Ma (Cande et Leslie, 1986) jusqu'à l'actuel. Au final, il semblerait que la tectonique a joué un rôle plus important sur le soulèvement des roches dans ces zones très localisées, en bordure de plaque complexe, et celle-ci est fortement influencée par la subduction de la dorsale du Chili, comme c'est le cas au niveau du point triple du Chili (e.g., Lagabrielle et al., 2004).

6.1.3.3. Effet du climat sur la dénudation du relief patagon

Le climat influence les processus d'érosion agissant à la surface de la Terre**.** Dans les chaînes recouvertes de glace, le creusement glaciaire affecte la morphologie et la répartition spatiale de la déformation et de l'exhumation (Tomkin, 2007 ; Tomkin et Braun, 2002 ; Berger et Spotila, 2008 ; Thomson et al., 2010 ; Champagnac et al., 2012, 2014). A 51°S de latitude Fosdick et al. (2013) ont obtenus des âges AHe s'étendant de 10 à 4 Ma. Les âges les plus jeunes allant de 7 à 4 Ma, regroupés dans la partie centrale de la chaîne plissée (Fig. 6.10), mettent en évidence une dénudation de 1 à 2 km. Les taux de dénudation déduits des apatites sont comparables à ceux des zircons, voire légèrement plus élevés : 0,14 à 0,46 mm/an. Fosdick et al. (2013) concluent que cette dénudation récente, qui s'est produite après la déformation, est associée aux premières glaciations et à l'érosion fluvio-glaciaire qui ont commencé vers 7 Ma en Patagonie.

Comme évoqué précédemment, Thomson et al. (2010) ont réalisé une étude à travers toute la Cordillère Patagonne de 38°S à 56°S, en compilant les âges AFT et AHe de Thomson (2002), Haschke et al. (2006) et ceux de leur étude. Un épisode de refroidissement et de dénudation rapide (0,8 mm/an) est enregistré de 7 à 5 Ma, par ces thermochronomètres de basse température (Fig. 6.11), car les âges AFT et AHe sont relativement proches. Cette phase de refroidissement est contemporaine du début des glaciations majeures de Patagonie. Cependant, ils observent que l'altitude des Andes au Sud de 35°S diminue parallèlement à l'abaissement de la ligne d'équilibre glaciaire (ELA) en direction du Sud, puis augmente à partir du point triple où se trouvent les champs de glace Nord et Sud de Patagonie (entre 46 et 51°S), et plus au Sud à 55°S où se trouve la Cordillère de Darwin (Figs. 6.1 et 6.12)**.** L'altitude moyenne de la chaîne est globalement proche de la ligne d'équilibre glaciaire au cours du dernier maximum glaciaire (LGM), tandis que l'altitude des plus hauts sommets suit plus ou moins la ligne d'équilibre des neiges éternelles actuelle. De plus, il**s** observent une diminution des âges minimums de 10 Ma (AFT) et de 7 Ma (AHe) à 1 Ma pour les deux méthodes, entre 51°S et 45°S (Figs. 6.11 et 6.12b). Cela indiquerait un taux de refroidissement et un taux d'érosion des relief**s** plus intense au Nord de 46°S, contrôlé par les glaciations**.** Pour Thomson et al. (2010), les glaciers tempérés situés au Nord éroderaient de façon tellement efficace qu'ils empêcheraient et limiteraient le développement des reliefs au-dessus de la ligne d'équilibre des glaces. Thomson et al. (2010) emploient le terme « glacial buzzsaw » car ces glaciers fonctionneraient comme une « scie circulaire », en enlevant tout ce qui dépasse la ligne d'équilibre des glaces**.**

En revanche, au Sud de 46°S, les sommets élevés sont préservés, notamment dans les zones où se trouvent encore aujourd'hui des calottes glaciaires, qui correspondent : au Champ de Glace Nord de Patagonie, au Champ de Glace Sud de Patagonie et à la Cordillère de Darwin aussi recouverte de glace (Figs. 6.1 et 6.12)**.** Thomson et al. (2010) proposent que les glaciers situés au Sud de la Patagonie correspondent à des glaciers froids (<0°C à leur base), dont le pouvoir érosif est largement inférieur à celui des glaciers tempérés de la partie Nord des Andes australes. Contrairement aux glaciers tempérés, les glaciers froids ne glissent pas au contact de la roche sous-jacente. Ces glaciers froids préserveraient les hauts reliefs de l'érosion. Ils expliqueraient donc les âges thermochronologiques plus anciens et la faible érosion des Andes australes durant les derniers 10 Ma obtenus au Sud de 46°S, ainsi que l'altitude actuelle observée dans ce secteur. Cette protection de la chaîne par les glaciers froids conduit

Thomson et al. (2010) à reconnaitre les Andes australes comme le premier exemple de protection glaciaire à l'érosion. Cette protection permettrait donc le développement en hauteur et en largeur de la chaîne.

L'inversion des données thermochronologiques présentée par Herman et Brandon (2015) révèle également des taux d'érosion plus élevés au Nord de la Patagonie vers 44°S et plus faible au Sud à des hautes latitudes. Herman et Brandon (2015) considèrent que la dorsale a eu peu d'effet sur la dénudation de la chaîne. Ils contestent également la théorie des glaciers froids de Thomson et al. (2010), car ils n'observent pas d'évolution graduelle du taux d'érosion en fonction de la latitude. Selon eux, les glaciers de Patagonie ne sont pas froids même pendant les périodes glaciaires, sauf peut-être au niveau des sommets les plus hauts. Par contre, ils suggèrent que les Andes à la latitude 44°S soient affectées par un "hotspot érosionnel" car cette région correspond à la latitude qui reçoit les plus grandes quantités de précipitations lors des périodes glaciaires. Pour eux, le climat est le principal paramètre qui contrôle les vitesses de dénudation dans les Andes de Patagonie. Toutefois, cette zone où la dénudation est la plus intense correspond à l'emplacement de la faille Liquiñe-Ofqui, qui est une faille majeure dans cette région. Aucune faille semblable n'est présente au Sud du point triple. La formation de cette faille est reliée à la collision oblique de la plaque Nazca et de la dorsale du Chili avec la fosse, ce qui a suscité un important soulèvement différentiel dans cette zone depuis le Miocène moyen (e.g. Nelson et al., 1994 ; Thomson, 2002 ; Adriasola et al., 2006 ; Rosenau et al., 2006 ; Cembrano et al., 2002 ; Lange et al., 2008 ; Agurto-Detzel et al., 2012). Il semblerait donc que cet "hotspot érosionnel " identifié par Herman et Brandon (2015) à 44°S représente plutôt un " hotspot tectonique", qui a fort probablement été modelé par l'érosion glaciaire, comme l'avait déjà mentionné Georgieva (2016) dans sa thèse.

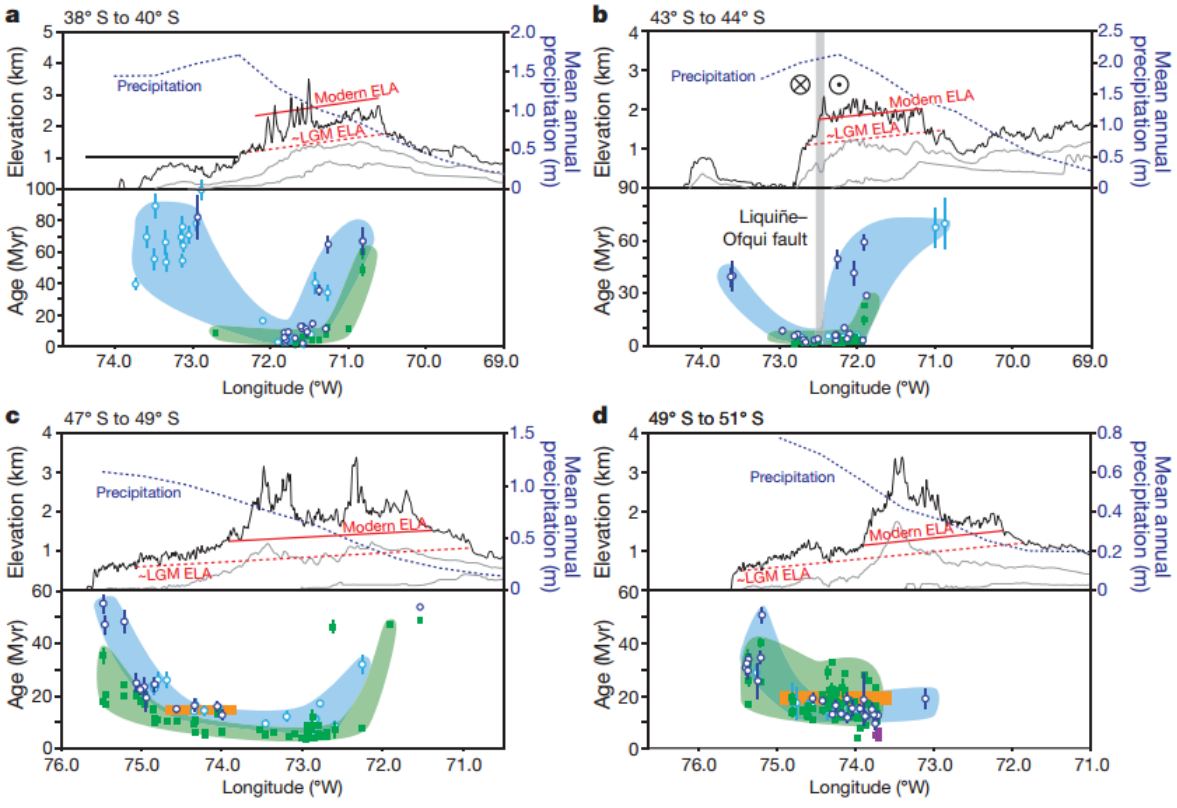


Fig. 6.11. Quatre transects Ouest-Est à travers les Andes australes, à différentes latitudes, réalisés par Thomson et al. (2010). Les âges AHe sont représentés en vert et les âges AFT en bleu. La barre d'erreur est de 1 sigma. **a)** -**c)** Les trois transects les plus au Nord, entre 38°S et 49°S, montrent une forme en U présentant les âges les plus récents au cœur de la chaîne, pour les deux méthodes thermochronologiques. Les âges sont autour de 7-5 Ma dans les parties hautes du versant occidental, où les précipitations sont importantes, et ces âges diminuent en allant vers le Nord. **d)** Ce profil ne présente pas cette relation malgré la présence de fjords et de glaciers entre 49°S et 51°S, et les âges minimums sont autour de 10 Ma. Ces quatre transects incluent les altitudes moyennes, maximales et minimales, la ligne d'équilibre (ELA ; Porter, 1981 ; Broecker et Denton, 1990), et les précipitations annuelles moyennes. En orange figure le magmatisme d'âge Miocène (~20 Ma).

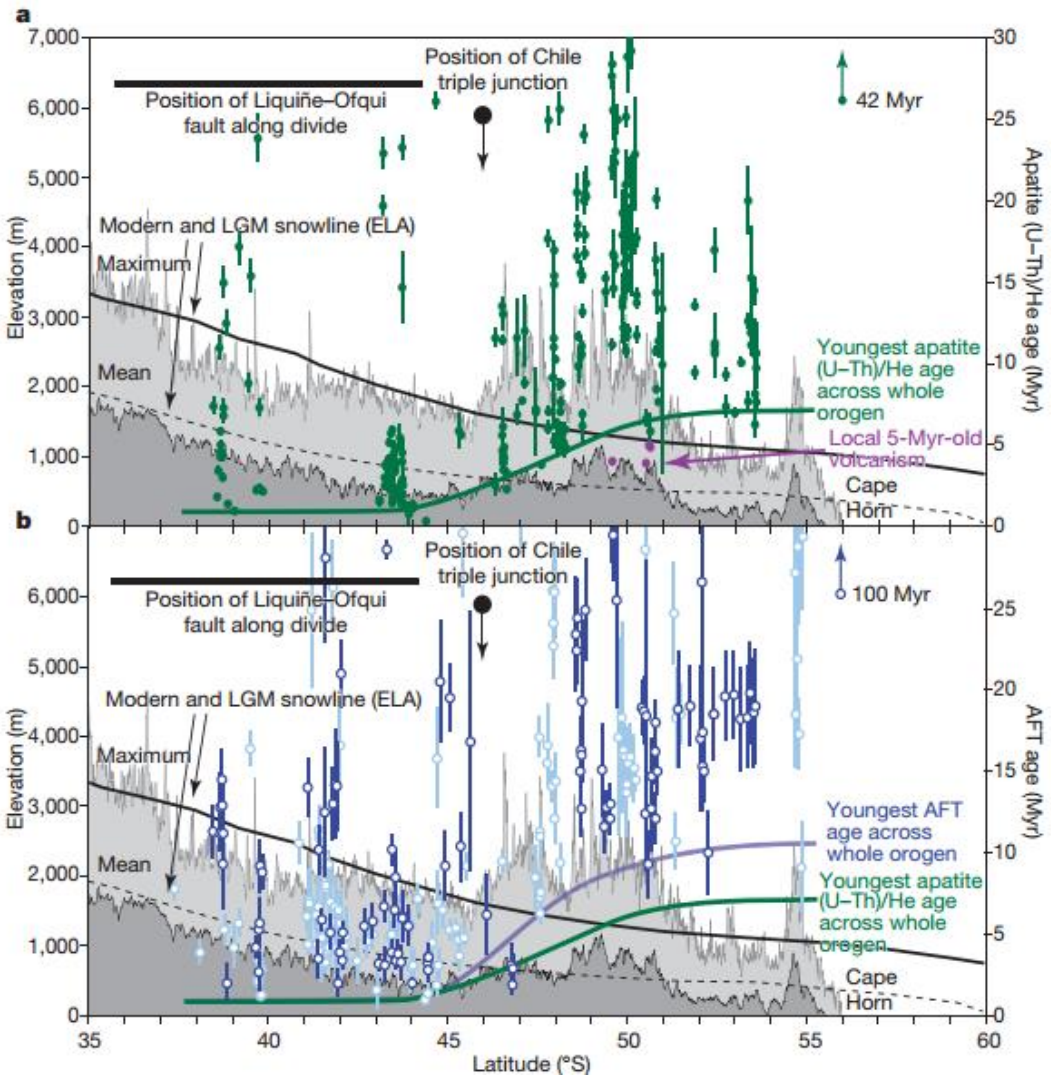


Fig. 6.12. Profil latitudinal représentant les âges AHe et AFT de Thomson et al. (2010). Les altitudes maximales et moyennes, ainsi que la ligne d'équilibre actuelle (ELA) sont également représentées. **a)** Diagramme représentant les âges (U–Th)/He sur apatite en vert. **b)** Diagramme représentant les âges AFT en bleu. La barre d'erreur des âges est de 1 sigma. Hormis quelques dacites datant du Pliocène (5 Ma) à 50° S (Hervé et al., 2007), les âges AHe et AFT minimums montrent une augmentation au Sud de 46°S, impliquant une diminution importante des taux d'érosion à ces latitudes, malgré les conditions glaciaires dominantes dans ces régions depuis 7 Ma.

La morphologie vers 47°S de latitude au Sud du Chili affiche un relief escarpé dépassant 4 km de hauteur pour le Mont San Valentin (Fig. 6.1). La présence de fjords est très caractéristique sur le versant occidental de la chaîne. Le Fjord Messier est un des fjords les plus profonds au monde descendant à 1468 m sous le niveau de la mer (Araya-Vergara, 2008). Christeleit et al. (2017) ont fait des analyses (U–Th)/He sur apatite dans ce réseau de fjords, pour estimer la durée d'incision de ces vallées. La méthode $^{4}He/^{3}He$ a aussi été utilisée pour compléter l'histoire d'exhumation. Deux profils verticaux en AHe ont été réalisés dans le Fjord Steffen (Fig. 6.1), montrant une tendance age-altitude similaire, qui indique une rapide exhumation de 10 à 6 Ma, estimée à ∼1.0 km/Ma. Les analyses $^{4}He/^{3}He$ sur apatite ont été appliquées pour deux échantillons collectés et analysés par Thomson et al. (2010), dans le Fjord Baker (Figs. 6.1 et 6.13). L'échantillon THC07 avait donné un âge AHe à 9,17 ± 0,22 Ma. Les données $^{4}He/^{3}He$ pour les grains d'apatite de cet échantillon indiquent un refroidissement de ∼15°C/Ma entre 10 et 5 Ma. L'échantillon THC08 daté à 6,43 ± 0,15 Ma en AHe, indique un taux de refroidissement de >30°C/Ma de ∼7 à 5 Ma par les données $^{4}He/^{3}He$. Ces données révèlent donc un refroidissement rapide (15–30°C/Ma) entre 10 et 5 Ma. Les échantillons étaient alors près de la surface (35°C) il y a 5 Ma, indiquant un refroidissement lent dès cette période, avec un taux d'érosion à ~0,2 km/Ma. Les vallées observées actuellement se seraient donc creusées en grande partie vers 5 Ma (Christeleit et al., 2017).

Christeleit et al. (2017) suggèrent que la migration du point triple du Chili a une influence négligeable sur la structure thermique de la partie superficielle de la croûte. Leurs âges AHe coïncident avec les premières glaciations, qui auraient déclenché l'incision de nombreuses vallées et de nombreux fjords en Patagonie entre ~10 et 5 Ma. Les résultats de Christeleit et al. (2017) suggèrent donc que l'érosion glaciaire s'est produite rapidement après le début des premières glaciations.

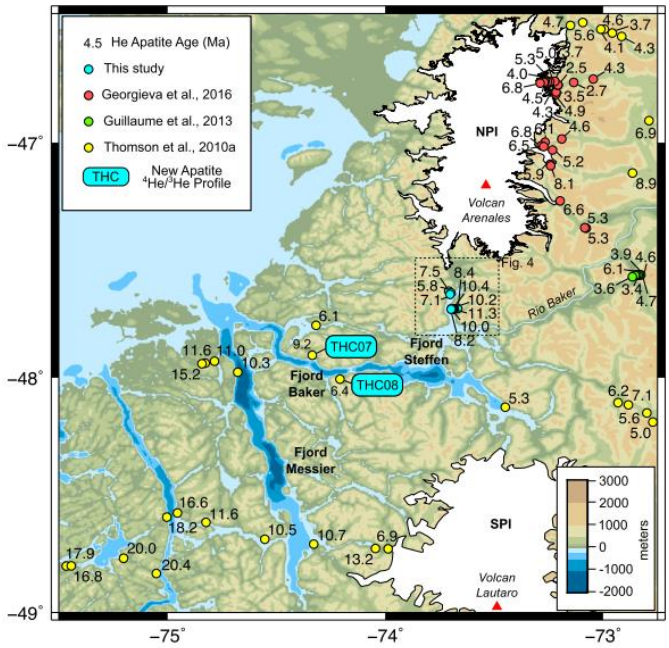


Fig. 6.13. Carte de la région des fjords entre les deux champs de glace, d'après Christeleit et al. (2017). Cette carte présente les données AHe de Thomson et al. (2010), Guillaume et al. (2013), Georgieva et al. (2016), et de Christeleit et al. (2017) dans le Fjord Steffen et les deux analyses $^{4}He/^{3}He$ dans le Fjord Baker.

D'autres auteurs ont évoqué l'effet de l'érosion glaciaire conjugué aux processus géodynamiques et tectoniques. Près du point triple, Georgieva et al. (2016) mentionnent l'érosion fluvio-glaciaire comme étant également responsable du soulèvement, avec un taux d'exhumation de ~0,5 mm/an qu'ils ont détecté entre 8 et 2 Ma par la méthode AHe, dans le bassin versant de Nef. Au Nord du point triple, Thomson (2002) enregistre un signal AFT entre 7 et 2 Ma et propose que l'exhumation lié à la tectonique locale ait été combinée à l'érosion glaciaire. Haschke et al. (2006) observent une dernière phase de refroidissement rapide à 4 Ma qu'ils associent à la distribution asymétrique des précipitations de part et d'autre de la chaîne, où l'érosion serait plus intense sur le versant occidental, de par les fortes précipitations présentes sur cette bordure de la chaîne. Son signal AFT pourrait aussi être lié à l'érosion glaciaire, avec la première glaciation qui a démarré vers 7 Ma en Patagonie et qui s'est poursuivi jusqu'à 4,5 Ma (Mercer et Sutter, 1982 ; Ton-That et al., 1999).

Ces études sont en accord avec celles de Thomson et al. (2010), Fosdick et al. (2013) et Christeleit et al. (2017) pour indiquer une phase de dénudation majeure associée à l'apparition des glaciers en Patagonie. En effet, le maximum de dénudation correspond au moment de la première glaciation patagonne. Toutefois, la théorie de Thomson et al. (2010) sur le rôle protecteur qu'auraient eu les glaciers par la suite n'est pas confirmé par les autres études. Par ailleurs, comme évoqué plus en amont, le changement d'altitude de la chaîne des Andes

australes correspond exactement à la latitude du point triple du Chili (Fig. 6.3 ; Ramos, 2005 ; Guillaume et al., 2009), ce qui amène à se demander si l'érosion glaciaire peut réellement expliquer à elle seule la différence de morphologie de la chaîne.

6.2. Les apports de nos données obtenues dans la région du Fitz Roy

Notre région d'étude est particulièrement intéressante car d'une part, très peu de données thermochronologiques existent au niveau de la latitude 49°S. D'autre part, la subduction de la dorsale ne se produit pas en même temps que le changement climatique majeur, contrairement aux latitudes 47-48°S où beaucoup d'études ont été menées, ce qui permet de discriminer entre les différentes causes (tectoniques, géodynamiques ou climatiques) responsables de la dénudation de la Cordillère.

6.2.1 Etude tectonique et modélisation analogique

L'étude tectonique de la région du Fitz Roy montre que le raccourcissement qui a commencé au Crétacé supérieur, s'est arrêté avant l'épanchement de la coulée de basalte pliocène. Ce plateau basaltique nommé Meseta Chica, situé sur le versant oriental, a été datée à 3,46-3,68 Ma par Mercer (1975). Il s'agit de la plus ancienne coulée de lave dans notre région d'étude et elle ne présente pas de déformation à part un léger basculement vers l'Est. Ce basculement peut s'expliquer par la topographie dynamique lié au passage de la dorsale à la fosse, comme l'ont démontré Guillaume et al. (2009). A part les basaltes pliocènes, aucun dépôt Cénozoïque n'a été préservé dans la région du Fitz Roy. Seule la Formation Mata Amarilla, datée de la fin du Crétacé supérieur, se retrouve en contact discordant avec les basaltes de la Meseta Chica. Notre région d'étude ne permet donc pas de dater précisément l'arrêt du raccourcissement.

En Patagonie, le batholithe Patagon qui constitue la bordure Ouest de la plaque Sud-américaine, correspond au premier emplacement du magmatisme dans cette région (Hervé et al., 2007). Une migration de l'arc magmatique vers l'Est a été observée durant le début du Miocène (Michael, 1983). Ce magmatisme donne lieu à la formation de plusieurs plutons alcalins à calco-alcalins sur le flanc oriental de la Cordillère, à 150 km à l'Est du batholithe Patagon (Ramírez de Arellano et al., 2012). Tous ces plutons isolés du Miocène, localisés dans l'avant-pays patagon, ont été rapidement exhumés constituant ainsi d'importants massifs, tels que le massif du San Lorenzo (~6.5 Ma, Welkner, 1999) vers 47°30'S, ou le massif du Fitz Roy (~17–16 Ma, Ramírez de Arellano et al., 2012) à 49°S. Cette migration du magmatisme vers l'Est a été interprétée comme étant issue soit d'un épisode de subduction peu incliné sous la Patagonie, soit de l'érosion par la subduction de l'avant-arc continental, ou bien par la combinaison des deux processus (Boutonnet et al., 2010 ; Espinoza et al., 2010 ; Folguera et Ramos, 2011 ; Ramírez de Arellano et al., 2012). D'après Espinoza et al. (2010), la migration vers l'Est de l'arc serait probablement associée à l'arrivée de la dorsale du Chili suivie de la collision entre la dorsale et la fosse. Cependant, Ramírez de Arellano et al. (2012) notent que cette période a aussi enregistré une vitesse de convergence particulièrement élevée entre les plaques Nazca et Sud-américaine. En effet, à la fois l'angle et le taux de convergence ont considérablement changé à la transition Oligocène-Miocène, qui correspond à la phase Quechua. Durant l'Oligocène, la vitesse de de subduction était d'environ ~5 cm/ an et oblique

à la fosse (Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Somoza, 1998 ; Somoza et Ghidella, 2012). Après la rupture de la plaque Farallón qui s'est produite vers 23 Ma (Lonsdale, 2005), la vitesse relative entre la plaque Nazca et l'Amérique du Sud s'est élevée à ~13 cm/an en Patagonie, et la convergence est devenue quasiment perpendiculaire à la fosse. Ramírez de Arellano et al. (2012) proposent donc que la migration de l'arc magmatique vers l'Est au début du Miocène provienne de l'érosion de la plaque continentale par la plaque en subduction, à cause de la plus grande vitesse de convergence à cette période.

Pour déterminer si la dorsale du Chili peut avoir un impact sur le comportement de la plaque Sud-américaine, des modèles analogiques ont été réalisés (voir Chapitre 5). Ces modèles reproduisent, en la simplifiant, la configuration de la zone de subduction en Patagonie au début du Miocène, avec une convergence perpendiculaire entre la plaque océanique et la plaque continentale. Les variations d'épaisseur de la plaque océanique en fonction de son âge sont modélisées en amincissant l'extrémité de la plaque plongeante la plus éloignée de la zone de subduction. La dorsale est parallèle à la fosse, tout comme les segments de la dorsale du Chili orientés NNW-SSE sont approximativement parallèles à la fosse et séparés entre eux par des failles transformantes. Les modèles réalisés sans plaque supérieure montrent que la subduction océanique résulte en partie du recul de la plaque plongeante en direction de l'océan (« slab roll-back »). Ce recul nécessite d'activer des courants toroïdaux dans le manteau. Lorsque la plaque devient très mince (très jeune), la force de traction due au poids du slab (slab pull force) devient très faible. Elle ne parvient plus à activer les flux toroïdaux, et le recul de la fosse de subduction ralentit fortement. Deux de nos modèles (modèles 4 et 5) ont une configuration pour laquelle on impose un mouvement vers la fosse de la plaque supérieure à l'aide d'un piston. Ces modèles montrent que la dynamique du slab plongeant, avant la subduction de la dorsale, dépend de la vitesse de convergence des plaques. On observe que si le mouvement du continent vers la fosse est modéré (modèle 4), alors le pendage du slab augmente, et la distance entre l'arc volcanique et la fosse devrait diminuer.

Au contraire, si la plaque continentale se déplace rapidement vers la fosse, comme pour le modèle 5, la partie la plus superficielle du slab plongeant s'aplanit sous la plaque supérieure. En effet, le mouvement de la plaque continentale implique un recul rapide de la fosse vers l'océan, tandis que la partie plus profonde du slab cesse de reculer. Cette horizontalisation de la partie superficielle du slab entraîne une augmentation de la distance entre la fosse et l'arc volcanique, avant la subduction de la dorsale. Le déplacement de la plaque continentale vers la fosse est comparable à celui de la plaque Amérique du Sud, qui s'est déplacée vers l'Ouest depuis sa séparation de l'Afrique et l'ouverture de l'océan Atlantique Sud (e.g., Silver et al., 1998). Ce changement tectonique s'est produit durant le Crétacé supérieur (Torsvik et al., 2009 ; Heine et al., 2013), déclenchant l'initiation de la déformation andine le long des Andes australes (Ghiglione et al., 2014, 2015). Au niveau de notre zone d'étude (49°S de latitude), l'arc magmatique de Patagonie a commencé à migrer vers l'Est il y a ~20 Ma, soit environ 6 Ma avant la subduction de la dorsale du Chili. L'évolution de la Patagonie au Sud du point triple du Chili au cours du Miocène, peut donc correspondre au modèle 5, dans lequel la dorsale passe en subduction sous une plaque supérieure qui se déplace rapidement vers la fosse. Nos modèles n'excluent pas la possibilité qu'une partie de la migration de l'arc magmatique puisse s'expliquer par l'érosion de la subduction. Toutefois, ils montrent qu'au moins une partie de la migration de l'arc magmatique au Miocène, peut provenir de l'aplanissement du slab lorsque la dorsale s'approche de la fosse, comme Espinoza

et al. (2010) l'avait proposé. De plus, il faut noter que ces modèles ne prennent pas en compte la flottabilité positive de la plaque plongeante jeune, qui devrait également favoriser l'aplanissement du slab et la migration de l'arc vers les parties intérieures du continent (Espurt et al., 2008).

Le début du Miocène a également été marqué par un épisode de raccourcissement majeur dans les Andes australes. Près de 51°S, Fosdick et al. (2011) a observé une reprise du raccourcissement par la migration des chevauchements vers le bassin austral (avant-pays), et qui s'est produit jusqu'à 18 Ma avant la subduction de la dorsale sous l'Amérique du Sud. Après 18 Ma, le raccourcissement tectonique devient très faible à la fois vers 51°S (Fosdick et al., 2011), et plus au Nord entre 49 et 47°S de latitude comme cela a été observé par Ramos (1989), Coutand et al. (1999), Scalabrino et al. (2009) et Guillaume et al. (2009). Notre zone d'étude ne contient pas de sédiments tertiaires permettant d'évaluer si du raccourcissement s'est produit après le Miocène inférieur. Les séries dans notre zone qui sont déformées sont d'âge Crétacé et sont recouvertes par des basaltes du Pliocène, mis en place après la subduction de la dorsale. Ces basaltes sont légèrement inclinés vers l'Est mais ils ne sont pas affectés par les chevauchements. Donc si le raccourcissement tectonique enregistré au Miocène inférieur s'est poursuivi au cours du Miocène, celui-ci s'est arrêté avant l'écoulement des plateaux basaltique. Par ailleurs, l'inclinaison de ces plateaux atteste d'un soulèvement de grande longueur d'onde de la chaîne des Andes australes et de son avant-pays. Du soulèvement régional a également été observé dans l'avant-pays par Fosdick et al. (2011) au Miocène moyen. Guillaume et al. (2009) proposent que ce soulèvement soit la réponse dynamique de l'Amérique du Sud à la subduction de la dorsale du Chili. Cela expliquerait pourquoi ce soulèvement affecte à la fois la chaîne et son avant-pays et pourquoi il n'est pas accompagné d'un raccourcissement tectonique.

Au final, de nombreux paramètres ont probablement interagi, produisant un épisode de raccourcissement au Miocène inférieur au Sud de la Patagonie. Le modèle 5 montre que le raccourcissement de la plaque supérieure est favorisé par le mouvement du continent vers la fosse, comme déjà évoqué par Sobolev et Babeyko (2005) ou Guillaume et al. (2018). La convergence rapide qui s'est produite entre Nazca et l'Amérique du Sud à cette période a aussi favorisé le raccourcissement continental (e.g., Pardo-Casas et Molnar, 1987). Dans nos modèles, on observe que les périodes de raccourcissement se produisent quand la vitesse imposée à la plaque supérieure vers la fosse est plus grande que la vitesse du retrait spontané de la fosse. Dans un modèle de plaque libre en subduction, la vitesse du retrait de la fosse de cette plaque devient plus petite quand la dorsale arrive à la fosse. Cela explique donc l'augmentation de la vitesse de raccourcissement de la plaque supérieure lorsque la dorsale s'approche de la fosse, si le déplacement du continent est imposé par les conditions aux limites. Par conséquent, les modèles suggèrent que l'épisode de raccourcissement au début du Miocène, observé dans les Andes australes, provient au moins en partie de l'approche de la dorsale à la fosse, et que la fin du raccourcissement en Patagonie coïncide avec la subduction de la dorsale.

6.2.2. Apport des données thermochronologiques de notre étude

Nos données AFT dans les échantillons de granite sont en accord avec les observations de Thomson et al. (2001), qui détectent avec les âges AFT, un refroidissement rapide des plutons Miocène situés à l'Est du batholithe patagon. Le complexe plutonique du Fitz Roy s'est mis en place entre 16,9 et 16,37 Ma (Ramirez de Arellano et al., 2012) et le signal thermique AFT (130°C > $T_{c(AFT)}$ > 90°C) enregistré dans les granites est compris entre ~16 et ~13 Ma. Le pluton a donc refroidi rapidement après sa mise en place, en passant de plus de 700°C à moins de 90°C. Ce refroidissement rapide pourrait provenir d'une mise en place à de faibles profondeurs. Cependant, les données barométriques de Ramirez de Arellano et al. (2012) suggèrent une profondeur minimale de mise en place autour de 8 km pour le pluton du Fitz Roy. Puisque nos âges AFT sont pour la plupart proches de l'âge du pluton, et puisque le pluton s'est mis en place vers 8 km de profondeur, cela implique nécessairement une dénudation très rapide après la mise en place du Fitz Roy.

Thomson et al. (2001) observent également une phase de refroidissement rapide dans l'avant-pays démarrant à la fin du Miocène vers 12 Ma. Ils suggèrent une migration de la dénudation de 200 km vers l'Est, depuis le batholithe qui enregistre un signal AFT entre 30 et 23 Ma jusqu'à l'avant-pays qui indique un signal décalé à 12-8 Ma. Cela pourrait correspondre au décalage dans les signaux que nous observons entre les granites du Fitz Roy, indiquant un signal AFT moyen de ~14,8 Ma et se situant à plus de 20 km jusqu'à 45 km des grès de la chaîne plissée, qui montrent un signal moyen à 12,5 Ma. Cette migration de la dénudation vers l'Est coïncide avec l'arrivée de la dorsale vers 12 Ma au niveau de notre zone d'étude à 49°S. Nos données AFT suggèrent donc un soulèvement entraîné par l'arrivée de la dorsale à la fosse et sa topographie dynamique associée, qui génère une forte érosion de la chaîne. Ce soulèvement serait aussi associé à la tectonique compressive, qui s'arrêterait après son passage comme l'ont démontré d'autres études, notamment celle de Fosdick et al. (2011), qui est la plus proche de notre zone d'étude. L'étude tectonique de notre région nous a permis de noter une érosion plus importante dans le domaine de socle que dans la chaîne plissée. En effet, les affleurements du domaine de socle sont principalement du Jurassique, alors que dans la chaîne plissée, les affleurements sont exclusivement d'âge Crétacé. Le chevauchement qui sépare ces deux domaines correspond au rétro-chevauchement Cóndores. Cette structure majeure a dû être active jusqu'à la fin du Miocène inférieur, moment correspondant à l'arrêt de la phase compressive à 18 Ma détectée un peu plus au Sud, à 51°S par Fosdick et al (2011). Cette période correspond aussi au début de la mise en place du pluton du Fitz Roy dès 16,9 Ma et l'étude de Ramirez de Arellano et al. (2012) a démontré que son emplacement n'est pas syntectonique. La phase compressive dans notre région d'étude se serait donc arrêtée avant 16,9 Ma et la migration de la déformation vers l'Est expliquerait l'érosion plus importante dans le domaine de socle que dans la chaîne plissée. Après que le Fitz Roy se soit mis en place, une phase de dénudation a commencé à se produire d'abord dans le domaine de socle vers 14,8 Ma puis au niveau de la chaîne plissée vers 12,5 Ma à l'approche de la dorsale. Les modèles analogiques renforcent nos résultats AFT puisqu'ils suggèrent que l'épisode de raccourcissement du début du Miocène provient au moins en partie de l'approche de la dorsale à la fosse, et que la fin du raccourcissement en Patagonie coïncide avec la subduction de la dorsale face à notre de zone d'étude. Nos modèles suggèrent donc au final que l'approche de la dorsale associée à la tectonique compressive ont interagit ensemble générant le soulèvement de notre région d'étude, et la tectonique serait bien responsable de la migration du soulèvement depuis le domaine de socle vers 14,8 Ma jusqu'à la chaîne plissée

à 12,5 Ma. Si la tectonique s'est bien poursuivie après la mise en place du Fitz Roy et avant l'arrivée de la dorsale à la fosse, cela peut supposer un soulèvement du compartiment contenant l'intrusion du Fitz Roy sans pour autant le déformer. L'impact de la tectonique n'est donc pas totalement confirmé dans notre zone d'étude mais celui de la dorsale est évident.

Les signaux thermiques AHe issus des différentes études (Thomson, 2002 ; Thomson et al., 2010 ; Fosdick et al., 2013 ; Georgieva et al., 2016 ; Christeleit et al., 2017) concordent avec nos données AHe. Nos données coïncident aussi avec les premières glaciations recensées en Patagonie au Miocène supérieur, entre ~7,5 et ~4,5 Ma, par Mercer et Sutter (1982) et Ton-That et al. (1999). La plupart des âges issus des différentes études citées ci-dessus signalant une érosion glaciaire, ont été obtenus via la méthode (U–Th)/He sur apatite, qui est une méthode thermochronologique de basse température très sensible aux processus de surface, tel que l'érosion et la sédimentation (e.g., Reiners et Brandon, 2006). Christeleit et al. (2017) montrent d'abord un signal AHe entre ~10 et 5 Ma lié à une forte érosion glaciaire au niveau des fjords, avec un taux d'érosion de 1 mm/an, tout comme notre signal entre 7 et 6 Ma atteignant 1,5 mm/an dans les granites et 1,8 mm/an dans les grès. Thomson et al. (2010) observent une dénudation rapide entre 7 et 5 Ma qui est de 0,8 mm/an au niveau des reliefs. Georgieva et al. (2016) voit entre 8 et 2 Ma un taux à 0,5 mm/an entre la chaîne et le versant oriental, ce qui est similaire à la vitesse de dénudation moyenne entre 7 et 0 Ma dans notre zone, avec un taux de 0,4 mm/an. Dès 5 Ma, l'érosion enregistrée par Christeleit et al. (2017) devient faible, tout comme l'a suggéré Herman et al. (2015) et comme le montrent aussi nos modèles HeFTy : les vitesses d'exhumation chutent à 0,1 mm/an pour les granites et 0,08 mm/an pour les grès entre ~5 Ma et l'actuel. Guillaume et al. (2013) observent aussi une phase de refroidissement avec la méthode AHe, entre 5 et 3 Ma, mais ils l'associent au soulèvement dynamique de la topographie induit par la formation de la fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie. Ce signal est pourtant contemporain de la fin des premières glaciations patagonnes. De plus, le taux de dénudation qu'ils obtiennent est de 0,65mm/an, ce qui est cohérent avec le taux de Thomson et al. (2010) ou Georgieva et al. (2016). Par conséquent, le signal AHe à 5-3 Ma obtenu par Guillaume et al. (2013) pourrait provenir de l'érosion glaciaire, comme cela a été observé et interprété dans d'autres régions de la Patagonie.

Une synthèse des données thermochronologiques et tectoniques au niveau de la latitude 49°S est présentée ci-dessous. La figure 6.14.A montre que l'altitude maximale des reliefs à la latitude de notre zone d'étude contrôle la courbe des précipitations (Stern et Blisniuk, 2002 ; Lenaerts et al., 2014) : le maximum des précipitations se trouve au niveau des plus hauts reliefs du transect W-E, avec des quantités pouvant atteindre 10 000 mm/an. En se dirigeant sur le versant Ouest, le taux de précipitations diminue légèrement pour atteindre 4000 mm/an au niveau des îles les plus avancées vers l'océan au sein des fjords, à 150 km des sommets de la Cordillère. En revanche, depuis les hauts reliefs jusqu'au versant oriental, les précipitations chutent abruptement, passant de 10 000 mm/an à 300 mm/an sur ~50 km de distance. Ces précipitations témoignent d'un climat très contrasté de part et d'autre de la chaîne, avec un climat humide sur le versant occidental soumis aux vents d'Ouest, et un climat aride sur le versant oriental qui est protégé par les hauts sommets de la chaîne des Andes australes.

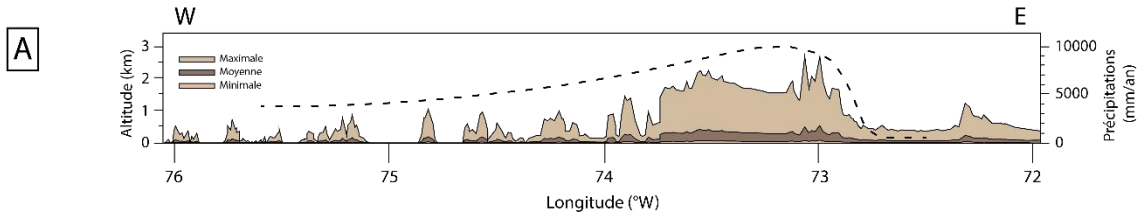
Les données de thermochronologie basse température ont été rassemblées dans deux diagrammes de la figure 6.14 ci-dessous, sur un transect W-E long de ~250 km. Nos données AFT et AHe figurent respectivement en jaune et bleu clair sur ces diagrammes. La figure 6.14.A

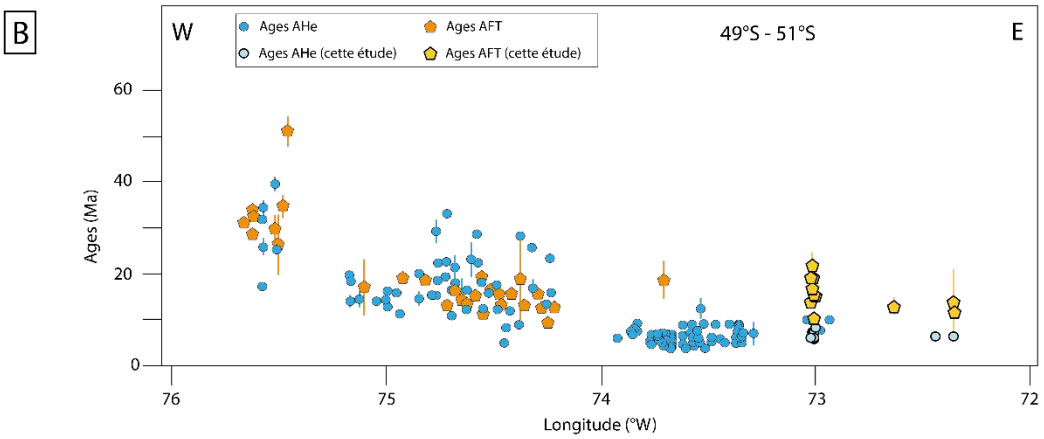
regroupe les données entre 49°S et 51°S, et montre l'absence de données thermochronologiques notamment sur le versant oriental de la Cordillère. Nos données thermochronologiques permettent donc de compléter la partie orientale de la chaîne à la latitude 49°S, où aucune donnée n'a été recensée. Les autres données AFT et AHe correspondent à celles de Thomson et al. (2010) obtenues plus à l'Ouest dans les fjords. D'autres données AHe proviennent de Fosdick et al. (2011) dont la zone est située plus au Sud, à 51°S de latitude sur le versant oriental. Les données AFT montrent que les âges minimums les plus récents se trouvent au niveau des plus hauts reliefs, mais aussi dans l'avant-pays où se trouve la chaîne plissée comme le montrent nos données (Fig. 6.14.B). En effet, le signal AFT sur le Fitz Roy et dans la chaîne plissée est quasiment similaire à celui des hauts sommets. L'ensemble des données montre qu'il y a un léger rajeunissement des signaux thermiques en se dirigeant vers l'Est (Fig. 6.14.B et Fig. 6.15). Les âges AFT coïncident avec l'arrivée de la dorsale à la fosse et confirment donc que celle-ci a eu un impact sur le soulèvement du socle, suivi du soulèvement du piedmont oriental de la chaîne. La figure 6.14.C permet de comparer toutes ces données avec celles présentes plus au Nord entre 47°S et 49°S superposées à celle comprises entre 49°S et 51°S. Les données AHe montrent la même tendance que les données AFT avec des âges plus récents au cœur du batholithe et sur la chaîne plissée que sur le versant occidental. Les âges AHe minimums sont compris entre 7 et 6 Ma et s'étendent depuis le batholithe jusque dans la chaîne plissée, ce qui montrent que l'arrivée des glaciers a eu un fort impact sur l'érosion de la cordillère et de la chaîne plissée.

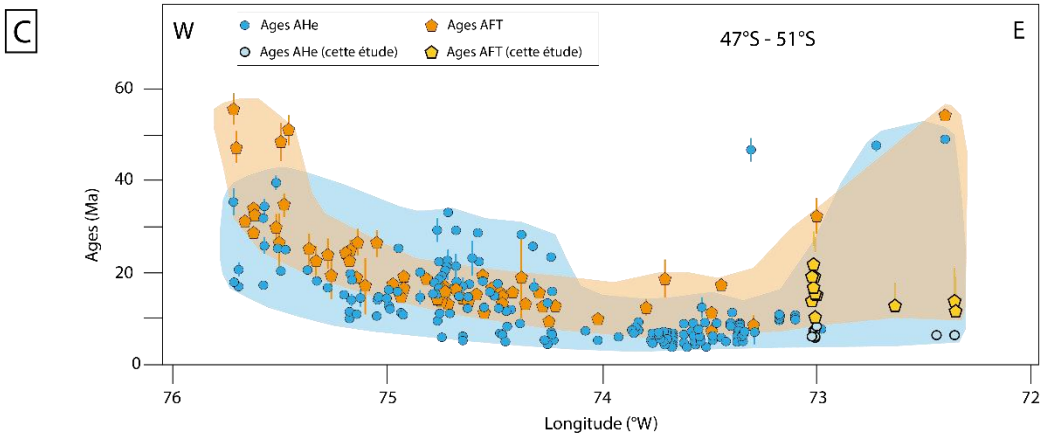
Au final, les interprétations des études évoquées ci-dessus diffèrent selon les zones d'étude, leurs étendues, les objets étudiés et les méthodes thermochronologiques employées (Tab. 6.1). Les auteurs qui ont réalisé des études à 46-47°S de latitude, décrivent souvent soit un effet climatique à 6 Ma, soit un effet de la dorsale qui entre également en subduction à 6 Ma à ces latitudes. Ces deux événements sont contemporains et ont donc probablement interagi entre eux, générant la dénudation du relief. Mais les auteurs ne peuvent pas réellement discriminer l'effet de la subduction de la dorsale de l'effet du climat. En revanche, notre zone d'étude située à 49°S se trouvait en face des segments de la dorsale du Chili passant en subduction ; il y a 12 Ma (Cande et Leslie, 1986). Les premières glaciations patagonnes n'ont commencé qu'à partir du Miocène supérieur entre ~7,5 et 4,5 Ma (Mercer et Sutter, 1982 ; Ton-That et al., 1999). Notre zone d'étude a donc l'avantage de pouvoir distinguer les deux événements qui ne sont pas contemporains à 49°S de latitude.

De plus, puisqu'on obtient un signal de refroidissement en AFT et non de réchauffement lorsque la dorsale passe à la fosse, cela implique nécessairement qu'une phase de soulèvement s'est produite. De ce fait, la première phase de dénudation qui s'est produite entre ~16 et ~13 Ma est liée à l'arrivée de la dorsale à la fosse, malgré les grandes barres d'erreurs des données AFT. L'ampleur de la dénudation qui se produit à cette époque n'est pas totalement bien quantifiée car les données de barométrie peuvent contenir une part d'incertitude, liée au moment de l'apparition des minéraux baromètres. Ces derniers ont pu se former lorsque le magma était encore fluide, ce qui pourrait induire une erreur dans l'estimation de la profondeur d'emplacement du pluton. Il faudrait une étude de barométrie plus robuste, se basant sur les assemblages minéralogiques de l'encaissant plutôt que sur le pluton lui-même, afin d'avoir une profondeur plus fiable. Mais nous nous sommes basés sur cette donnée puisqu'il s'agit de la seule actuellement connue sur ce pluton. Dans le cas où cette profondeur est juste, la dénudation juste après la mise en place du pluton aura donc été particulièrement intense, comme l'indique la vitesse de dénudation estimée à 2,3 mm/an.

La seconde phase de dénudation, quant à elle, est bien marquée par les données AHe datées à 7-6 Ma. Elle coïncide parfaitement bien avec les premières glaciations patagonnes. A cette époque, la tectonique compressive s'est arrêtée. La coupe équilibrée réalisée dans notre zone d'étude (49°S) ne le prouve pas, mais cet arrêt de la compression a été observé à la fois au Sud et au Nord de notre région. De plus, le domaine de socle et l'avant-pays se sont soulevés simultanément puisqu'il n'y a pas de différenciation entre les données des granites et celles des grès. Cela signifie que les failles situées entre le Fitz Roy et l'avant pays plissé n'ont pas été actives. Nos données mettent clairement en évidence un épisode de forte dénudation vers 6 Ma, qui ne peut être attribué qu'à l'érosion glaciaire à cette latitude au Miocène supérieur. Ça confirme donc les hypothèses de Fosdick et al. (2013), Georgieva et al. (2016) ou Christeleit et al. (2017). De plus, notre zone d'étude se trouve à 49°S, zone dans laquelle les glaciers sont supposés être froids (<0°C) et protègeraient les reliefs de l'érosion, d'après Thomson et al. (2010). La dénudation importante que démontrent nos données AHe contredisent donc la théorie de Thomson et al. (2010).


A
W
E
Altitude (km)
Maximale
Moyenne
Minimale
Précipitations (mm/an)
Longitude (°W)


B
W
E
Ages AHe
Ages AHe (cette étude)
Ages AFT
Ages AFT (cette étude)
49°S - 51°S
Ages (Ma)
Longitude (°W)


C
W
E
Ages AHe
Ages AHe (cette étude)
Ages AFT
Ages AFT (cette étude)
47°S - 51°S
Ages (Ma)
Longitude (°W)

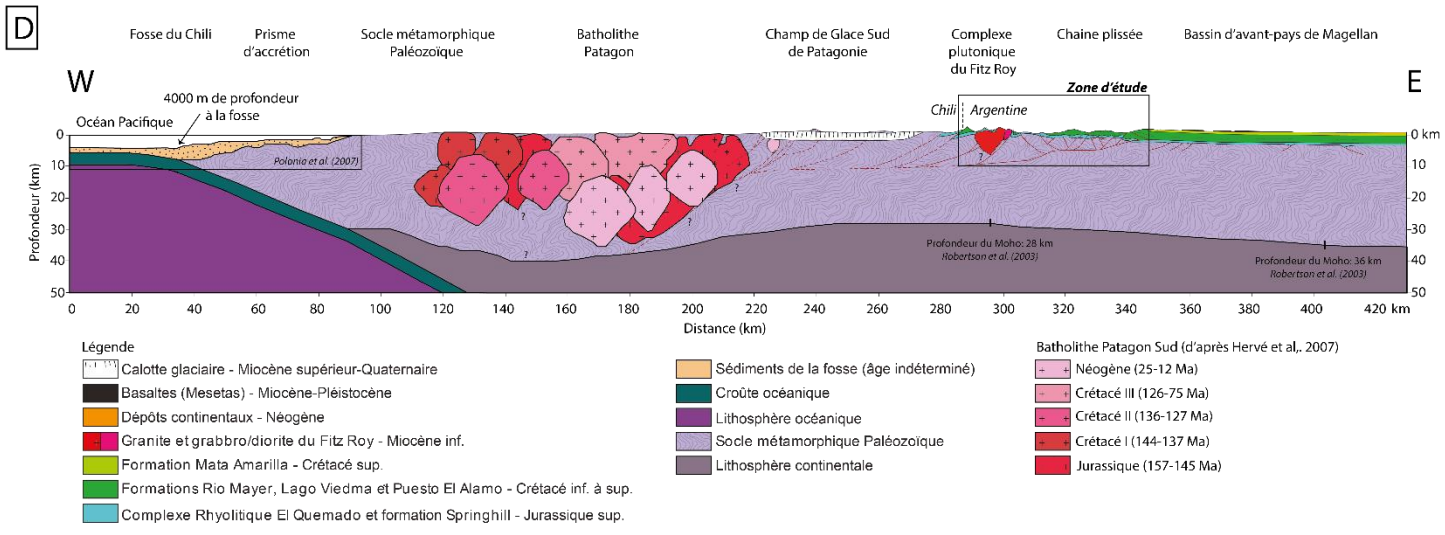
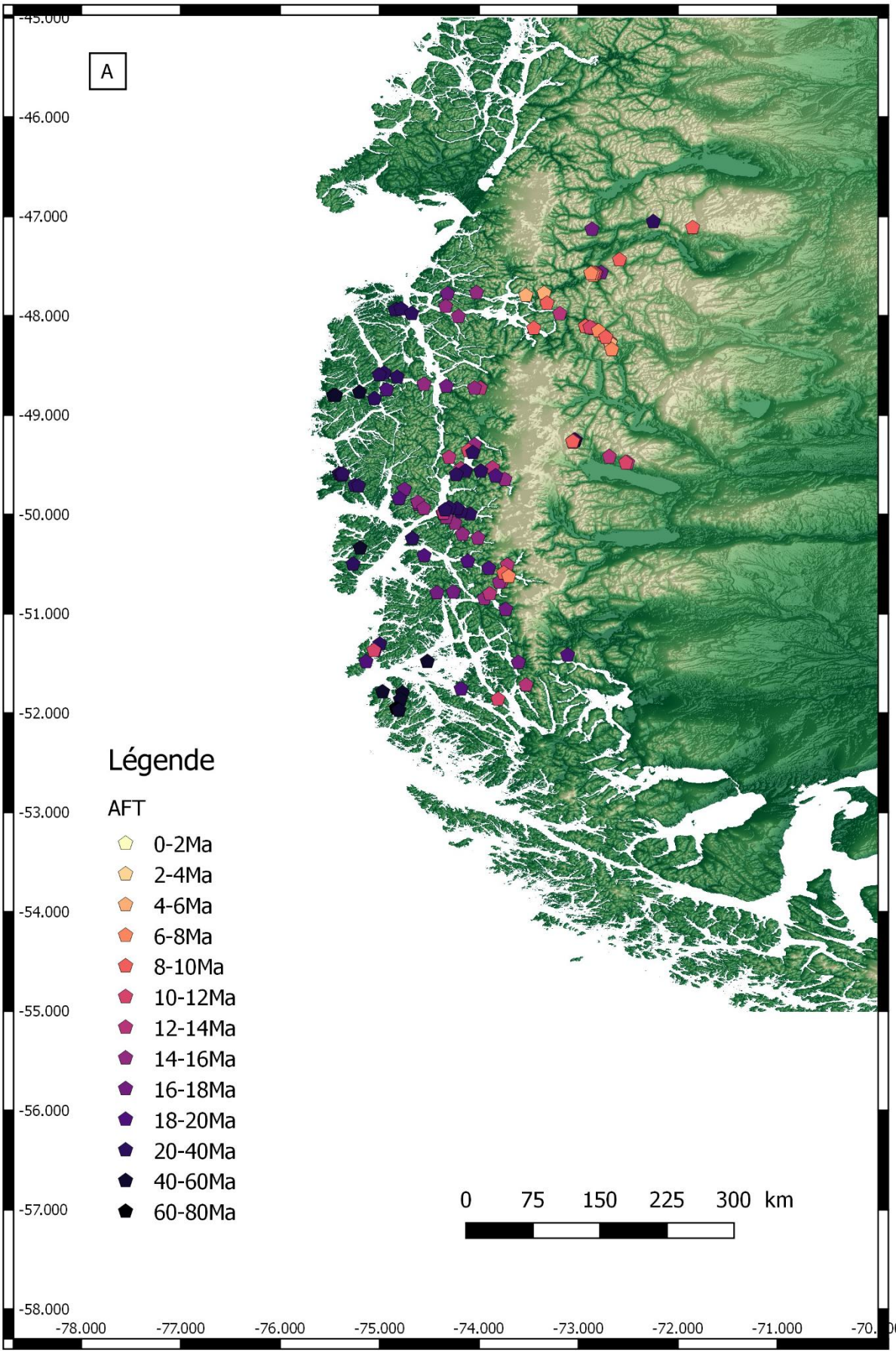

D
Fosse du Chili
Prisme d'accrétion
Socle métamorphique Paléozoïque
Batholithe Patagon
Champ de Glace Sud de Patagonie
Complexe plutonique du Fitz Roy
Chaine plissée
Bassin d'avant-pays de Magellan
W
E
4000 m de profondeur à la fosse
Océan Pacifique
Zone d'étude
Chili
Argentine
Polonia et al. (2007)
Profondeur du Moho: 28 km
Robertson et al. (2003)
Profondeur du Moho: 36 km
Robertson et al. (2003)
Profondeur (km)
Distance (km)
Légende
Calotte glaciaire - Miocène supérieur-Quaternaire
Basaltes (Mesetas) - Miocène-Pléistocène
Dépôts continentaux - Néogène
Granite et grabbro/diorite du Fitz Roy - Miocène inf.
Formation Mata Amarilla - Crétacé sup.
Formations Rio Mayer, Lago Viedma et Puesto El Alamo - Crétacé inf. à sup.
Complexe Rhyolitique El Quemado et formation Springhill - Jurassique sup.
Sédiments de la fosse (âge indéterminé)
Croûte océanique
Lithosphère océanique
Socle métamorphique Paléozoïque
Lithosphère continentale
Batholithe Patagon Sud (d'après Hervé et al,. 2007)
Néogène (25-12 Ma)
Crétacé III (126-75 Ma)
Crétacé II (136-127 Ma)
Crétacé I (144-137 Ma)
Jurassique (157-145 Ma)

Fig. 6.14. Synthèse des données thermiques des Andes australes au Sud du point triple du Chili. **A)** Profil topographique W-E représentant les altitudes maximales, moyennes et minimales des Andes australes à la latitude 49°S. La ligne en pointillé indique le taux annuel moyen de précipitation (d'après Stern et Blisniuk, 2002 ; Lenaerts et al., 2014). Le facteur d'exagération verticale de l'altitude est multiplié par 10. **B)** Diagramme incluant les données thermochronologiques compilées AFT (pentagone orange) et AHe (rond bleu) de Thomson et al. (2010), et Fosdick et al. (2013) entre 49°S et 51°S de latitude. Nos données thermochronologiques (à la latitude 49°S) sont également représentées par des pentagones jaunes pour les données AFT et des ronds bleu clair pour les données AHe. **C)** Diagramme incluant les données thermochronologiques compilées AFT (pentagone orange) et AHe (rond bleu) de Thomson et al. (2001, 2010), Haschke et al. (2006), Fosdick et al. (2013), Guillaume et al. (2013), Georgieva et al. (2016) et Christeleit et al. (2017) entre 47°S et 51°S de latitude. Nos données sont également représentées. **D)** Coupe régionale de la marge andine à 49°S (modifiée d'après la coupe de Fosdick et al., 2011 à 51°30'S), montrant le prisme d'accrétion dans la région d'avant-arc (d'après Polonia et al., 2007), le socle métamorphique Paléozoïque soulevé, le Batholithe Patagon (d'après les âges de Hervé et al., 2007), le Champ de Glace Sud de Patagonie atteignant 1,5 km d'épaisseur (Gourlet et al., 2015), le complexe plutonique du Fitz Roy et la chaîne plissée (notre zone d'étude), ainsi que le bassin d'avant-pays de Magellan à la latitude 49°S (d'après Ghiglione et al., 2014). Les structures lithosphériques sous la région de la chaîne plissée et de l'avant-pays sont basées sur les études géophysiques de Robertson et al. (2003) et Lawrence et Wiens (2004) suggérant une profondeur du Moho à 28 ± 3 km qui s'approfondit vers l'est à 36 ± 3 km.


A
-46.000
-47.000
-48.000
-49.000
-50.000
-51.000
-52.000
-53.000
-54.000
-55.000
-56.000
-57.000
-58.000
-78.000
-77.000
-76.000
-75.000
-74.000
-73.000
-72.000
-71.000
Légende
AFT
0-2Ma
2-4Ma
4-6Ma
6-8Ma
8-10Ma
10-12Ma
12-14Ma
14-16Ma
16-18Ma
18-20Ma
20-40Ma
40-60Ma
60-80Ma
0 75 150 225 300 km

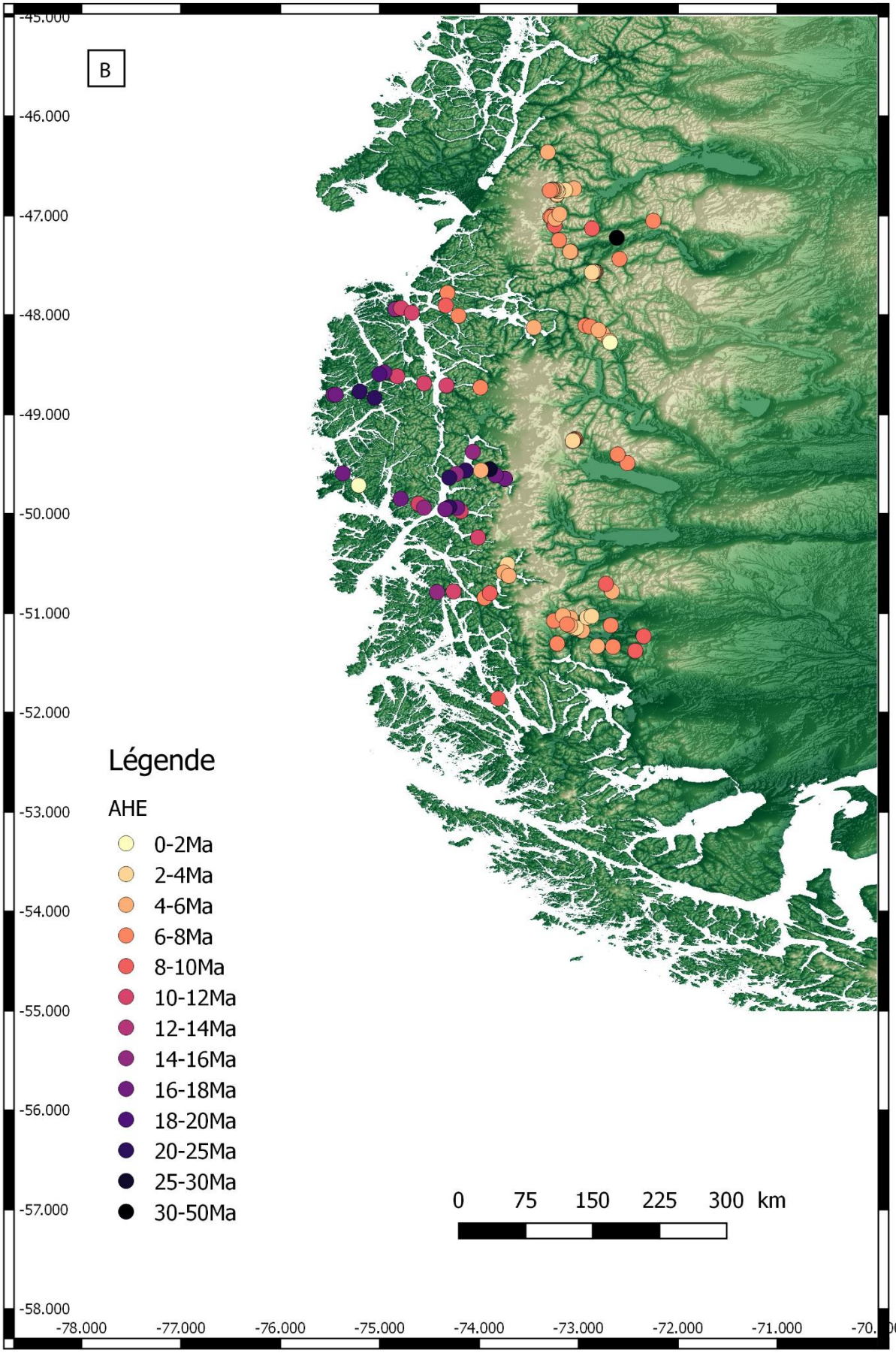

B
-45.000
-46.000
-47.000
-48.000
-49.000
-50.000
-51.000
-52.000
-53.000
-54.000
-55.000
-56.000
-57.000
-58.000
-78.000
-77.000
-76.000
-75.000
-74.000
-73.000
-72.000
-71.000
Légende
AHE
0-2Ma
2-4Ma
4-6Ma
6-8Ma
8-10Ma
10-12Ma
12-14Ma
14-16Ma
16-18Ma
18-20Ma
20-25Ma
25-30Ma
30-50Ma
0
75
150
225
300
km

Fig. 6.15. Compilation de 258 données thermochronologiques régionales comprises entre 47°S et 51°S de latitude (~450 km) sur le logiciel QGIS. **A)** Carte des données traces de fission sur apatite (120 âges AFT). **B)** Carte des données (U-Th)/He sur apatite (138 âge AHe). Ces deux cartes mettent en évidence un rajeunissement des âges en allant vers le côté oriental de la chaîne des Andes australes. Le détail de cette compilation de données figure en annexe.

Auteurs	Latitude	Lieux	Méthodes thermochronologiques	Âges	Vitesses d'exhumation	Dénudation	Interprétations des signaux thermiques
Thomson et al. (2001)	44°S-51°S	-Région du Golfe de Penas et du Mont San Lorenzo -Région des Fjords Europa	ZFT	~100 Ma	De 100 à 30 Ma : 0,03 mm/an	-	Convergence lente et oblique (entre 100 et 30 Ma)
			AFT	- 30-23 Ma (O) - 12-8 Ma (E)	De 30-23 à 12-8 Ma 0,5 mm/an	4-9 km ~3 km	Augmentation de la convergence vers 26 Ma (11-15cm/an) et changement d'orientation Migration vers l'Est (~200 km) de la dénudation
Haschke et al. (2006)	47,5°S	Granodiorite du Cerro Barrancos	AFT	17 Ma 10-6 Ma	-	3-4 km	Précède l'arrivée de la dorsale à la fosse (14-10 Ma) Migration de la FA vers l'Est après le passage de la dorsale à la fosse (10-6 Ma)
				4 Ma	-	-	Distribution asymétrique des précipitations et de l'érosion
Guillaume et al. (2013)	45°S-48°S	-Granodiorite du Cerro Barrancos -Monzogranite de Murta -Granodiorites/diorites du Paso Las Llaves -Dacites du Cerro Mackay (Région de Coyhaique)	AHE	15-10 Ma (47°30'S)	-	Soulèvement 300 m	Réchauffement précédant l'arrivée de la dorsale à la fosse et l'ouverture de la FA Migration du signal thermique vers le Nord associée à la migration de la dorsale et des flux mantelliques vers le Nord
				5 Ma (45°30'S)			
				5-3 Ma	0,65 mm/an	Soulèvement 700 m	Soulèvement dynamique de la topographie induit par la formation de la FA
Thomson (2002)	42°S-46°S	-Faille Liquiñe-Ofqui	AFT	- 16-10 Ma	1,4-2,7 mm/an	-	Combinaison de : - mouvements transpressifs dextres de la zone de faille de Liquiñe-Ofqui précédant la subduction des différents segments de la dorsale - et de l'érosion glaciaire
		-Faille Azul-Tigre			0,5-1,3 mm/an		
		-Faille Rio Mañihuales		- 7-2 Ma	0,4-0,9 mm/an		
Georgieva et al. (2016)	47°S	CGNP : - BV de Nef	AHE	8-2 Ma	0,5 mm/an	-	-Erosion fluvio-glaciaire
		- BV de Leones		3-2 Ma			- Activité néotectonique des failles depuis 2-3 Ma et partitionnement dans les blocs Chiloé et CGNP induits par la subduction oblique de 3 segments de la dorsale depuis 6 Ma - Propagation de la déformation vers l'Est
		- Failles Exploradores, Cachet et El Salton		-	-		
Thomson et al. (2010)	38°S-56°S	Andes australes	AFT AHE	10-1 Ma (moy. 7-5 Ma)	Moy. 0,8 mm/an	-	Diminution des âges du Sud (51°S) au Nord (45°S) : effet « buzzsaw glaciaire » au N. érodant les reliefs vs protection par les glaciers froids au S.
Christeleit et al. (2017)	47°S	Fjord Steffen	AHE	10-5 Ma	1 mm/an	-	Forte érosion glaciaire
		Fjord Baker	4He/3He	5-0 Ma	0,2 mm/an	-	Echantillons proches de la surface : érosion lente
Fosdick et al. (2013)	50°30'S-51°30'S	Région du Torres del Paine	ZHE	- 44-10 Ma - 44-42 Ma (Bath.)	-	-	Migration de l'exhumation depuis le batholithe jusqu'au versant oriental : - Exhumation Paléogène dans le batholithe
				- 22-18 Ma	0,22-0,37 mm/an (O-C)	-	- Soulèvement structural au Miocène inférieur
					0,1-0,17 mm/an (E)	5-6 km	Réorganisation des plaques : mouvement transpressionel de la plaque Scotia
			AHE	- 10-4 Ma	0,14-0,46 mm/an	1-2 km	Erosion fluvio-glaciaire

Tab. 6.1. Compilation des données thermochronologiques de basse température des Andes australes indiquant les noms des auteurs, les zones d'études et leurs latitudes, les méthodes de datation utilisées, les âges de refroidissement (en bleu) et de réchauffement (en rouge) obtenus, les vitesses d'exhumation et les taux de dénudation calculés par les différents auteurs, ainsi que leurs interprétations sur les signaux thermiques. CGNP : Champ de Glace Nord de Patagonie, BV : bassin versant, O : Ouest, C : centre de la chaîne, E : Est, N : Nord, S : Sud, FA : Fenêtre asthénosphérique.

CHAPITRE 7

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

7. Conclusions et perspectives

7.1. Conclusions

L'objectif principal de cette étude est de comprendre quels processus sont à l'origine du soulèvement des Andes australes au Néogène. L'approche pluridisciplinaire employée (géologie régionale, thermochronologie basse température et modélisation analogique) vise à déterminer la contribution de la tectonique, l'effet de la subduction de la dorsale active du Chili, et l'effet du climat (glaciation) sur l'évolution du relief andin.

Les modèles analogiques de subduction d'une dorsale océanique ont mis en évidence des effets directs sur la géométrie du plan de subduction et donc sur la position de l'arc magmatique. L'arrivée de la dorsale à la fosse, lorsque la plaque continentale se déplace rapidement vers cette dernière, induit un aplanissement du slab dans sa partie la plus superficielle. Le mouvement de la plaque continentale implique un recul rapide de la fosse, tandis que la partie plus profonde de la plaque plongeante cesse de reculer. Cette horizontalisation de la partie superficielle du slab entraîne une augmentation de la distance entre la fosse et l'arc magmatique, avant la subduction de la dorsale. L'arrivée de la dorsale à la fosse associée à la vitesse de convergence particulièrement élevée entre les plaques Nazca et Sud-américaine explique donc la migration vers l'Est de l'arc magmatique, qui s'est produit en Patagonie au Miocène inférieur, quelques millions d'années avant le passage de la dorsale. Nos modèles analogiques n'excluent pas la possibilité qu'une partie de la migration de l'arc magmatique puisse s'expliquer par l'érosion de la plaque continentale par la plaque plongeante, mais ils montrent qu'il n'est pas nécessaire d'invoquer ce phénomène pour expliquer cette migration.

Par ailleurs, ces modèles ont aussi montré que l'arrivée de la dorsale à la fosse implique du raccourcissement cohérent avec celui observé au Miocène inférieur-moyen dans les Andes australes. D'après nos modèles, le raccourcissement tectonique de la plaque continentale est actif avant l'arrivée de la dorsale du Chili à la fosse, et celui-ci s'arrête au moment où la dorsale entre en subduction. Les données thermochronologiques acquises dans cette région d'étude permettent de compléter les informations obtenues à partir des modèles. En effet, le signal trace de fission sur apatite (AFT) observé à 14,8 Ma dans les granites et à 12,5 Ma dans les grès suggère une phase de dénudation rapide liée à l'arrivée de la dorsale à la fosse (Fig. 7.1). Cette dénudation se produit avant que la dorsale ne plonge. Toutefois, en raison de l'absence de dépôts sédimentaires du Cénozoïque à 49°S de latitude, l'étude tectonique réalisée dans la région du Fitz Roy ne permet pas de déterminer l'âge de la fin du raccourcissement dans la chaîne plissée. L'arrêt du raccourcissement observé plus au Nord ou plus au Sud de notre zone d'étude permet de l'évaluer dans un intervalle de temps compris entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen.

Les données thermochronologiques (U-Th/He) sur apatite ont également permis de mettre en évidence l'effet des glaciations sur la dénudation des reliefs. Les premières glaciations patagonnes qui se sont produites dès 7 Ma ont généré une accélération des taux de dénudation (Fig. 7.1). Les données de cette étude confirment donc les autres études réalisées dans d'autres régions de Patagonie, qui avaient proposé l'érosion glaciaire comme étant un facteur de la dénudation des reliefs au Miocène supérieur. Ainsi, les glaciers n'ont pas eu un rôle protecteur du relief, comme suggéré par Thomson et al. (2010). Les glaciers à

la latitude 49°S ne sont donc pas des glaciers froids mais bien des glaciers tempérés, favorisant l'érosion de la Cordillère et son avant-pays.

La plupart des études réalisées plus au Nord vers le point triple du Chili (46-47°S) évoque aussi l'effet de la subduction de la dorsale et de la tectonique compressive associée, ou l'effet des glaciations comme moteur du soulèvement andin. Toutefois, ces deux processus ne peuvent être discriminés par des méthodes thermochronologiques car ils sont strictement contemporains, à l'inverse de notre zone d'étude à 49°S de latitude, où ces deux événements sont séparés de près de 7 Ma.

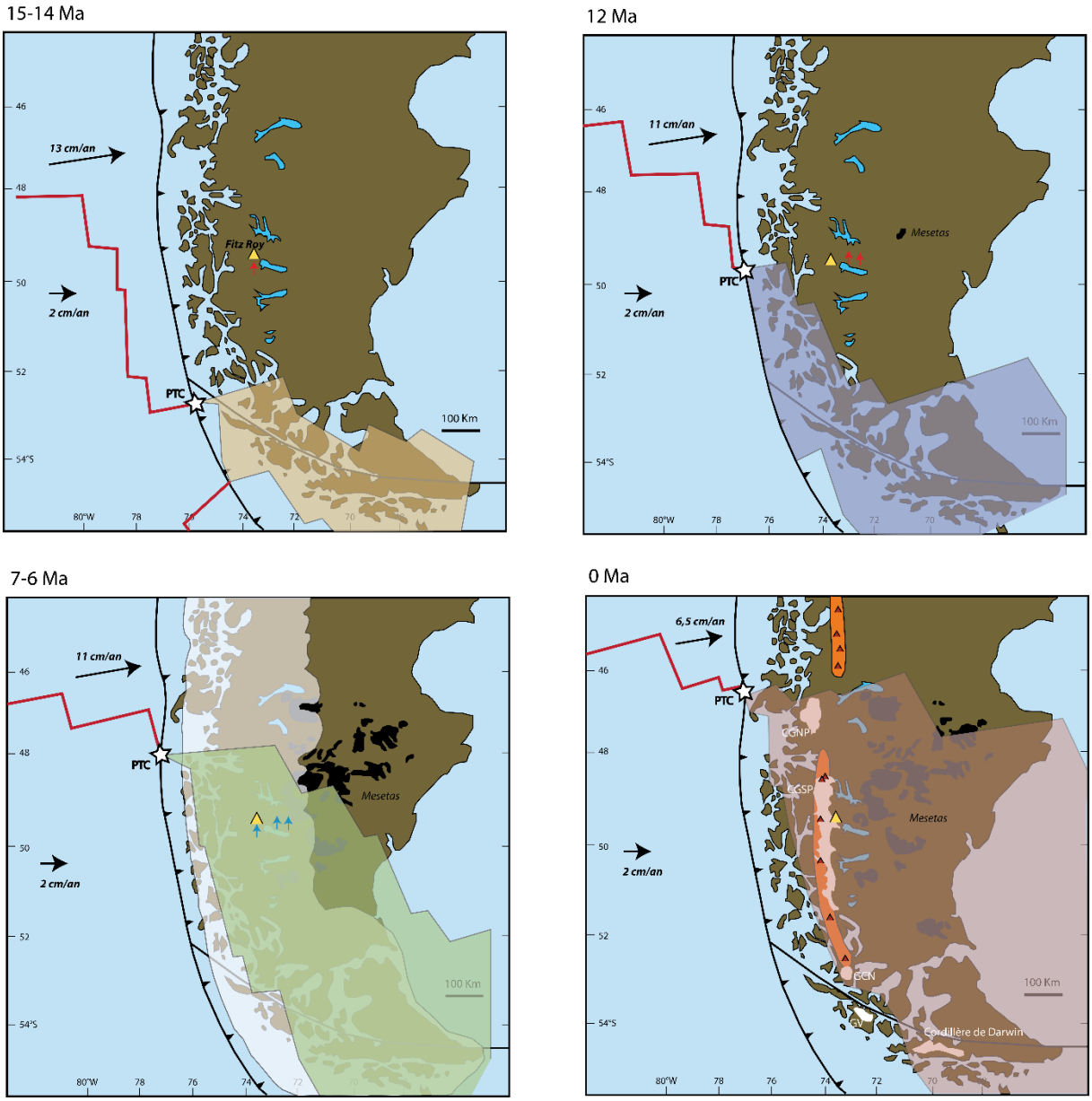


Fig. 7.1. Figure synthétisant les évènements géodynamiques et climatiques qui se sont produits en Patagonie depuis l'arrivée de la dorsale du Chili en Terre de Feu, il y a 15-14 Ma. Depuis cette période, la dorsale et la fenêtre asthénosphérique associée migrent vers le Nord et atteignent notre zone d'étude à 12 Ma. Les flèches rouges matérialisent le soulèvement lié à l'arrivée de la dorsale. Dès 12 Ma, les premiers plateaux de basaltes commencent à se mettre en place dans l'avant-pays, en réponse à la fenêtre asthénosphérique. Vers 7-6 Ma se produit

la première glaciation patagonne, l'étendue de la calotte glaciaire (en blanc) devrait correspondre au modèle proposé par Hein et al. (2011). Les flèches bleues traduisent le soulèvement lié à l'érosion glaciaire. Au Quaternaire se forme l'arc volcanique, représenté en orange, avec la Zone Volcanique Sud au Nord du point triple et la Zone Volcanique Australe au Sud du point triple. Les configurations tectoniques proviennent de Cande et Leslie (1986) et de Breitsprecher et Thorkelson (2009). Les vitesses de convergence sont issues de Pardo-Casas et Molnar, (1987), DeMets et al. (1994), Somoza (1998), Somoza et Ghidella (2005, 2012) et Argus et al. (2010). PTC : point triple du Chili.

7.2. Perspectives

Les résultats de cette thèse ont apporté de nouvelles informations fondamentales sur la réponse de l'évolution des chaînes de subduction et de leur topographie aux forçages géodynamiques, tectoniques et climatiques. Toutefois, de nombreuses questions restent en suspens.

Il serait intéressant d'appliquer la méthode trace de fission sur apatite sur tous les plutons isolés du Miocène, situés en position d'arrière arc, entre le batholithe patagon et les plateaux basaltiques du Miocène supérieur. Une étude thermochronologique complète sur tous ces plutons permettrait de rendre compte l'effet de la dorsale sur ces derniers, qui se justifierait par une évolution vers le Nord des signaux thermiques devenant de plus en plus jeunes, et qui devraient d'après notre étude, précéder l'arrivée de la dorsale à la fosse.

Les modèles analogiques réalisés en laboratoire, décrits dans ce manuscrit et qui ne figurent pas dans l'article publié, mériteraient d'être repris et améliorés, notamment le modèle incluant une variation de densité sur l'extrémité du slab plongeant. Ce paramètre n'a pas été considéré dans nos modèles publiés et pourrait être inclus dans une étude paramétrique de la subduction d'une dorsale sous une plaque supérieure. Des modèles numériques seraient également intéressants pour simuler la dynamique d'une plaque continentale en contexte de subduction, et observer les mouvements verticaux de cette plaque en réponse aux forçages internes, tels que la subduction et la tectonique, et aux forçages externes comme l'érosion et les transferts de charge sédimentaire. En effet, dans les modèles analogiques incluant des plaques de silicone, nous ne pouvons pas simuler les processus de surface, et des modèles numériques permettraient de compléter notre étude en incluant les processus d'érosion, qui sont prépondérants dans les Andes australes.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

A

Aceñolaza, F. G., & Toselli, A. J. (1976). Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. In Congreso Latinoamericano de Geología (No. 2, pp. 755-764).

Aguirre Urreta, M.B., 1990. Paleogeography and Biostratigraphy of the Austral Basin in Argentina and Chile : An appel for sound systematics. Episodes, 13(4), 247-255.

Alric, V.I., Haller, M.J., Féraud, G., Bertrand, H., et Zubia, M., 1996, Geocronología 40Ar/39Ar del volcanismo jurásico de la Patagonia Extrandina : XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5, p. 243-250.

Alvino, N., 2007. Mantle processes and sources of Pliocene basalts from the Meseta del Viento, Argentina. in geological society of America abstracts with programs. Vol. 39, no. 1, p. 88.

Ao, H., Roberts, A. P., Dekkers, M. J., Liu, X., Rohling, E. J., Shi, Z., ... & Zhao, X. (2016). Late Miocene–Pliocene Asian monsoon intensification linked to Antarctic ice-sheet growth. Earth and Planetary Science Letters, 444, 75-87.

Arbe, H.A., 1987. El Cretácico de la Cuenca Austral. Boletín de Informaciones Petroleras, 9, 91-110.

Arbe, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. In : Haller, M.J. (ed.). Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, El Calafate, 1(8), 103- 108.

Argus, D. F., Gordon, R. G., Heflin, M. B., Ma, C., Eanes, R. J., Willis, P., ... & Owen, S. E. (2010). The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. Geophysical Journal International, 180(3), 913-960.

Arrial, P.A., Billen, M.I., 2013. Influence of geometry and eclogitization on oceanic plateau subduction. Earth Planet. Sci. Lett. 363, 34–43.

Artemieva, I. M. (2006). Global 1× 1 thermal model TC1 for the continental lithosphere : implications for lithosphere secular evolution. Tectonophysics, 416(1-4), 245-277.

Augustsson, C., & Bahlburg, H. (2003). Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 16(1), 15-26.

B

Baker, P. E., Rea, W.J., Skarmeta, J., Caminos, R. et Rex, D.C., 1981, Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46°S : Philosophical Transanctions of the Royal Society of London, v. 303, p. 105-140.

Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., & Hurford, T. (2003). Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. Chemical Geology, 198(1-2), 107-137.

Barbarand, J., Hurford, T., & Carter, A. (2003). Variation in apatite fission-track length measurement : implications for thermal history modelling. Chemical Geology, 198(1-2), 77-106.

Barberón, V., 2013. Geología del Cretácico-Cenozoico de la región del Río Blanco, margen norte del Lago Viedma, Provincia de Santa Cruz, Argentina : Trabajo final de Licenciatura, Facultad de ciencias exactas y naturales Universidad de Buenos Aires, 113 p.

Barker, P. F. (1982). The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest–trench interactions. Journal of the Geological Society, 139(6), 787-801.

Barreda, D.V., et Caccavari, I., 1992, Mimosoideae (Leguminosae) occurences in the Early Miocene of Patagonia (Argentina) : Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 94, p. 243-252.

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

Bell, C. M., & Suárez, M. (2000). The Rıo Lácteo Formation of southern Chile. Late paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. Journal of South American Earth Sciences, 13(1-2), 133-145.

Bellahsen, N., Faccenna, C., Funiciello, F., 2005. Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments : insights into the “plate tectonics” behavior of the Earth. J. Geophys. Res. Solid Earth 110 (B1).

Bellosi, E.S., et Barreda, D.V., 1993, Secuencias y palinología del Terciario medio en la cuenca San Jorge, registro de oscilaciones eustáticas en Patagonia : XI Congreso Geológico Argentino and II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1, p. 76-87.

Bengtson, A., Ewing, R. C., & Becker, U. (2012). He diffusion and closure temperatures in apatite and zircon : A density functional theory investigation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 86, 228-238.

Bernet, M., Zattin, M., Garver, J.I., Brandon, M.T., Vance, J.A., 2001. Steady-stale exhumation of the European Alps: Geology, v. 29, p. 35-38

Bernet, M., Brandon, M.T., Garver, J.I., Molitor, B., 2004. Downstream changes of Alpine zircon fission-track ages in the Rhone and Rhine Rivers: Journal of Sedimentary Research, v. 74, p. 82-94.

Bernet, M., Garver, J.I., 2005. Fission-track analysis of detrital zircon, Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications, Volume 58: Reviews in Mineralogy & Geochemistry: Chantilly, Mineralogical Soc America, p. 205-237

Bernet, M., Brandon, M., Garver, J., Balestieri, M.L., Ventura, B., Zattin, M., 2009. Exhuming the Alps through time: clues from detrital zircon fission-track thermochronology: Basin Research, v. 21, p. 781-798.

Bertrand, H, Feraud, G., Haller, M.J., Luais, B., Martínez, M., Alric, V., et Fornari, M., 1999, The Mesozoic silicic large igneous province of Patagonia : chronology and origin evidenced by 40Ar/ 39Ar and Sr-Nd isotopes : II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas, p. 167-169.

Best, J. L. (1992). Sedimentology and event timing of a catastrophic volcaniclastic mass flow, Volcan Hudson, Southern Chile. Bulletin of Volcanology, 54(4), 299-318.

Biddle, K., Uliana, M., Mitchum, R., Fitzgerald, M., Wright, R., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. In : Allen, P., Homewood, P. (eds). Foreland Basins. International Association of Sedimentologists, 8 (Special Publications), 41-61.

Blisniuk, P.M, Stern, L.B., Chamberlain, C.P., Idleman, B., et Zeitler, P.K., 2005, Climatic and ecologicchanges during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes : Earth and PlanetaryScience Letters, v. 230, p. 125-142.

Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G. M., & Lundstrom, C. C. (2003). Introduction to U-series geochemistry. Reviews in mineralogy and geochemistry, 52(1), 1-21.

Bourgois, J., Cisternas, M. E., Braucher, R., Bourles, D., & Frutos, J., 2016. Geomorphic records along the general Carrera (Chile)–Buenos Aires (Argentina) glacial lake (46–48 S), climate inferences, and glacial rebound for the past 7–9 ka. The Journal of Geology, 124(1), 27-53.

Boutonnet, E., Arnaud, N., Guivel, C., Lagabrielle, Y., Scalabrino, B., & Espinoza, F. (2010). Subduction of the South Chile active spreading ridge : A 17Ma to 3Ma magmatic record in central Patagonia (western edge of Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189(3), 319-339.

Brandon, M. T., & Vance, J. A. (1992). Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, Washington State, as deduced from fission track ages for detrial zircons. American Journal of Science, 292, 565-565.

Branney, M. J., & Gilbert, J. S. (1995). Ice-melt collapse pits and associated features in the 1991 lahar deposits of Volcán Hudson, Chile : criteria to distinguish eruption-induced glacier melt. Bulletin of Volcanology, 57(5), 293-302.

Braun, J., 2002, Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships : Earth and Planetary Science Letters, v. 200, p. 331-343.

Braun, J., Robert, X., & Simon-Labric, T. (2013). Eroding dynamic topography. Geophysical Research Letters, 40(8), 1494-1499.

Breitsprecher, K., Thorkelson, D.J., 2008. Neogene kinematic history of Nazca–Antarctic–Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. Tectonophysics 464 (1), 10–20.

Brook, M., 1987. Late Paleozoic accretionary complexes on the Gondwana margin of southern Chile : Evidence from the Chonos archipielago. In : McKenzie, G. (ed.). Gondwana 6 : Structure, Tectonics and Geophysics. Geophysical Monograph Series, 40, 221-227.

Brown, L.L. Singer, B.S., et Gorring, M.L., 2004, Paleomagnetism and 40Ar/39Ar Chronology of Lavas from Meseta del Lago Buenos Aires, Patagonia : Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 5(1), doi : 10.1029/2003GC000526.

Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G., et Lux, D.R., 1991, Temporal and spatial variations in the Southern Patagonian Batholith : constraints on magmatic arc development, in: Harmon, R.S., et Rapela, C.W., (Éds.), Andean Magmatism and its Tectonic Setting, Geological Society of America, Special Paper, v. 265, p. 1-12.

Bruhn, R. L., & Dalziel, I. W. (1977). Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, 1, 395-405.

Bruni, S., 2007, The Cenozoic back-arc magmatism of Central Patagonia (44°-46°S) : activation of different mantle domains in space and time : PhD thesis, Universitá di Pisa, 159 p.

Busteros, A., & Lapido, O. (1983). Rocas básicas en la vertiente noroccidental de la meseta del Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 38(3-4), 427-436.

C

Caldenius, C., 1932, Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y en Tierra del Fuego : Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección General de Minas y Geología, v. 95, p. 1-148.

Caldenius, C. (1940). The Tehuelche or Patagonian Shingle-Formation : A Contribution to the Study of its Origin. Geografiska Annaler, 22(3-4), 160-181.

Calderón, M., 2006. Petrogenesis and tectonic evolution of Late Jurassic bimodal magmatic suites (Sarmiento Complex) and migmatites (Puerto Edén Igneous Metamorphic Complex) in the southern Patagonian Andes, Chile. PhD Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 170 pp.

Calderón, M., Fildani, A., Herve, F., Fanning, C. M., Weislogel, A., & Cordani, U. (2007). Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes. Journal of the Geological Society, 164(5), 1011-1022.

Caminos, R, Llambías, E.J., Rapela, C.W., et Parica, C.A., 1988, Late Paleozoic-Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb/Sr ages from Northern Patagonia : Journal of South American Earth Sciences, v. 1(2), p. 137-146.

Cande, S.C., Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. J. Geophys. Res. Solid Earth 91 (B1), 471–496.

Carrasco, J. F., Casassa, G., & Rivera, A. (2002). Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Icefield. In The Patagoni

Casas, J., 1957. Estudio geológico de los anticlinales Ferrari y Vázquez al norte del río Sehuén y zona de Mata Amarilla- Tres Lagos, al sud del mismo río (provincia de Santa Cruz). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires, Unpublished, 32pp.

Casassa, G., Rivera, A., Aniya, M., & Naruse, R. (2002). Current knowledge of the Southern Patagonia icefield. In The Patagonian Icefields (pp. 67-83). Springer, Boston, MA.

Casassa, G., Haeberli, W., Jones, G., Kaser, G., Ribstein, P., Rivera, A., & Schneider, C. (2007). Current status of Andean glaciers. Global and Planetary Change, 59, 1-9.

Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., et Sanhueza, A., 2002, Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction : Tectonophysics, v. 354, p. 289-314.

Césari, O., & Simeoni, A. (1994). Planicies fluvioglaciales terrazadas y bajos eólicos de Patagonia Central. Argentina : Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 1993, 1-2.

Charrier, R., Linares, E., Niemeyer, H., et Skarmeta, J., 1979, K-Ar age of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction : Geology, v. 7, p. 436-439.

Chen, Z., Schellart, W.P., Duarte, J.C., 2015. Quantifying the energy dissipation of overriding plate deformation in three-dimensional subduction models. J. Geophys. Res. Solid Earth 120, 519–536.

Cherniak, D. J., Watson, E. B., Harrison, T. M., & Grove, M. (2000). Pb diffusion in monazite : a progress report on a combined RBS/SIMS study. EOS Supplement, S25.

Cherniak, D. J., Watson, E. B., Grove, M., & Harrison, T. M. (2004). Pb diffusion in monazite : a combined RBS/SIMS study1. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(4), 829-840.

Christeleit, E. C., Brandon, M. T., & Shuster, D. L. (2017). Miocene development of alpine glacial relief in the patagonian Andes, as revealed by low-temperature thermochronometry. Earth and Planetary Science Letters, 460, 152-163.

Chung, W.Y., Kanamori, H., 1978. Subduction process of a fracture zone and aseismic ridges—the focal mechanism and source characteristics of the New Hebrides earthquake of 1969 January 19 and some related events. Geophys. J. Int. 54 (1), 221–240.

Clapperton, C., 1993, Quaternary Geology and Geomorphology of South America : Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 780 p.

Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis : subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. Geol. Soc. Am. Bull. 105 (6), 715–737.

Conrad, C.P., Hager, B.H., 1999. Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics. J. Geophys. Res. Solid Earth 104 (B8), 17551–17571.

Conrad, C.P., Lithgow-Bertelloni, C., 2007. Faster seafloor spreading and lithosphere production during the mid-Cenozoic. Geology 35 (1), 29–32.

Corbella, H. (1999). Dataciones radimétricas en Pali Aike, Patagonia austral. In Actas del XIV Congreso Geológico Argentino (Vol. 2, pp. 265-citation_lastpage).

Coronato, F., & Bisigato, A. (1998). A temperature pattern classification in Patagonia. International Journal of Climatology, 18(7), 765-773.

Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., et Miller, M., 1999, Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S) : Journal of South American Earth Sciences, v. 12, p. 1-15.

Coyle, D. A., & Wagner, G. A. (1998). Positioning the titanite fission-track partial annealing zone. Chemical Geology, 149(1-2), 117-125.

Cuitiño, J. I., Pimentel, M. M., Santos, R. V., & Scasso, R. A. (2012). High resolution isotopic ages for the early Miocene "Patagoniense" transgression in Southwest Patagonia : Stratigraphic implications. Journal of South American Earth Sciences, 38, 110-122.

Cuitino, J. I., Fernicola, J. C., Kohn, M. J., Trayler, R., Naipauer, M., Bargo, M. S., ... & Vizcaíno, S. F. (2016). U-Pb geochronology of the Santa Cruz Formation (early Miocene) at the Río Bote and Río Santa Cruz (southernmost Patagonia, Argentina) : Implications for the correlation of fossil vertebrate localities. Journal of South American Earth Sciences, 70, 198-210.

D

Dahlen, F.A., 1990. Critical taper model of fold and thrust belts and accretionary wedges. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, 18, 55-99.

Dalziel, I.W.D., de Wit, M.F., et Palmer, K.F., 1974, Fossil marginal basin in the southern Andes : Nature, v. 250, p. 291-294.

Dalziel, I.W.D., 1981, The pre-Jurassic history of the Scotia arc : a review and progress report, in : Craddock, C., (Éd.), Antarctic Geoscience, University of Wisconsin press, p. 11-126.

Darwin, C. (Ed.). (1839). The Zoology of the Voyage of HMS Beagle : Under the Command of Captain Fitzroy, RN, During the Years 1832 to 1836 : Published with the Approval of the Lords Commissioners of Her Majesty's Treasury. Smith, Elder and Company.

Darwin, C., 1846, Geological observations of South America, being the third part of the geology of the voyage of the "Beagle" during 1832-1836, London.

De la Cruz, R., et Suárez, M., 2006, Geología del Área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, Región Aisén del General Carlos Ibañez del Campo, escala 1 :100,000: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, v. 95, 58 p.

De Long, S.E., Schwarz, W.M., et Anderson, R.N., 1979, Thermal effects of ridge subduction : Earth and Planetary Science Letters, v. 44, p. 239-246.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1990). Current plate motions. Geophysical journal international, 101(2), 425-478.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophysical research letters, 21(20), 2191-2194.

Dickinson, W. R., & Snyder, W. S. (1979). Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform. The Journal of Geology, 87(6), 609-627.

Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., et Rossello, E.A., 1997, Magellan Strait : Part of a Neogene rift system : Geology, v. 25(8), p. 703-706.

Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., et Le Corre, C., 2000, Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes : Tectonophysics, v. 316, p. 91-119.

Dodson, M. H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 40(3), 259-274.

Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., et Ketcham, R.A., 2005, Apatite Fission-Track Analysis : Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 49-94.

D'Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., et Lahsen, A., 2000, The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia : slab-window magmatism near the tip of South America : Tectonophysics, v. 321, p. 407-427.

D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M.J., Manetti, P., Mazzarini, F., 2001, Slab windowrelated magmatism from southernmost South America : the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~52°S, Argentina-Chile) : Lithos, v. 57, p. 67-89.

Duarte, J.C., Schellart, W.P., Cruden, A.R., 2013. Three-dimensional dynamic laboratory models of subduction with an overriding plate and variable interplate rheology. Geophys. J. Int. 195 (1), 47–66.

Duarte, J.C., Schellart, W.P., Cruden, A.R., 2014. Rheology of petrolatum–paraffin oil mixtures : applications to analogue modelling of geological processes. J. Struct. Geol. 63, 1–11.

Duarte, J.C., Schellart, W.P., Cruden, A.R., 2015. How weak is the subduction zone interface ? Geophys. Res. Lett. 42 (8), 2664–2673.

E

Ehlers, T. A., Armstrong, P. A., & Chapman, D. S. (2001). Normal fault thermal regimes and the interpretation of low-temperature thermochronometers. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 126(3-4), 179-194.

Ehlers, T.A., et Farley, K.A., 2003, Apatite (U-Th)/He thermochronometry : methods and applications to problems in tectonic and surface processes : Earth and Planetary Science Letters, v. 206, p. 1-14.

Ehlers, T.A., Willett, S.D., Armstrong, P.A., et Chapman, D.S., 2003, Exhumation of the central Wasatch Mountains, Utah : 2. Thermokinematic model of exhumation, erosion, and thermochronometer interpretation : Journal of Geophysical Research, v. 108(B3), doi : 10.1029/2001JB001723.

Ehlers, T. A. (2005). Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), 315-350.

England, P., & Molnar, P. (1990). Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. Geology, 18(12), 1173-1177.

England, P.C., Katz, R.F., 2010. Melting above the anhydrous solidus controls the location of volcanic arcs. Nature 467 (7316), 700–703.

Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R.C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotton, J., De la Cruz, R., et Guivel, C., 2005, Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile : evidence for the participation of two slab windows : Lithos, v. 82, p. 315-343.

Espinoza, F., Morata, D., Polve, M., Lagabrielle, Y., Maury, R.C., Rupelle, A.D.L., Suarez, M., 2010. Middle Miocene calc-alkaline volcanism in Central Patagonia (47 S) : petrogenesis and implications for slab dynamics. Andean Geol. 37 (2).

Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset, S., 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate : insights from analog modeling. Tectonics 27 (3).

F

Farley, K.A., Wolf, R.A., et Silver, L.T., 1996, The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/ He ages, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 60, p. 4223-4229.

Farley, K.A., 2000, Helium diffusion from apatite : General behavior as illustrated by Durango fluorapatite : Journal of Geophysical Research, v. 105, p. 2903-2914.

Farley, K.A., Kohn, B.P., et Pillans, B., 2002, (U-Th)/He dating of Pleistocene zircon and apatite : A test case from the Rangitawa tephra, North Island, New Zealand : Earth and Planetary Science Letters, v. 201, p. 117-125.

Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., et Haller, M.J., 1999, 40Ar/39Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia : migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction : Earth and Planetary Science Letters, v. 172, p. 83-96.

Ferello, R., 1955. Acerca de las estructuras Nº I y II al norte de la localidad de Tres Lagos (Provincia Patagonia). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, Unpublished, 45pp.

Feruglio, E., 1949-1950, Descripción geológica de la Patagonia : Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, Tomo I (p. 1-334), Tomo II (p.1-349), Tomo III (p. 1-431).

Feruglio, E., 1950, Descripción geológica de la Patagonia. Aluviones terrazados (Rodados Patagónicos), Tomo III : Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, p. 49-73.

Fidalgo, F., & Riggi, J. C. (1970). Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25(4), 430-443.

Fildani, A., Cope, T. D., Graham, S. A., & Wooden, J. L. (2003). Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. Geology, 31(12), 1081-1084.

Fildani, A., Romans, B. W., Fosdick, J. C., Crane, W. H., & Hubbard, S. M. (2008). Orogenesis of the Patagonian Andes as reflected by basin evolution in southernmost South America. Arizona Geological Society Digest, 22, 259-268.

Fitzgerald, P.G., et Gleadow, A.J.W., 1990, New approaches in Fission Track geochronology as a tectonic tool : Examples from the Transantarctic Mountains : Nuclear Tracks, v. 17, p. 351-357.

Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Webb, L.E., et O'Sullivan, P.B., 2006, Interpretation of (U-Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes : A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land : Chemical Geology, v. 225, p. 91-120.

Flint, S.S., Prior, D.J., Agar, S.M., et Turner, P., 1994, Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli basin and its relationship to the Chile triple junction : Journal of the Geological Society of London, v. 151, p. 251-268.

Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Shuster, D. L., & Farley, K. A. (2009). Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. Geochimica et Cosmochimica acta, 73(8), 2347-2365.

Flynn, J. J., & Swisher III, C. C. (1995). Cenozoic South American land mammal ages : correlation to global geochronologies.

Flynn, J.J., Novacek, M.J., Dodson, H.E., Frassinetti, D., McKenna, M.C., Norell, M.A., Sears, K.E., Swisher III, C.C., et Wyss, A.R., 2002. A new fossil mammal assemblage from the southern Chilean Andes : implications for geology, geochronology, and tectonics : Journal of South American Earth Science, v. 15, p. 285-302.

Fogwill, C. J., & Kubik, P. W. (2005). A glacial stage spanning the Antarctic Cold Reversal in Torres del Paine (51 S), Chile, based on preliminary cosmogenic exposure ages. Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography, 87(2), 403-408.

Folguera, A., Gianni, G. M., Encinas, A., Álvarez, O., Orts, D., Echaurren, A., ... & Ramos, M. E. (2018). Neogene growth of the Patagonian Andes. In The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes (pp. 475-501). Springer, Cham.

Forsythe, R. D., & Mpodozis, C. (1979). El Archipiélago Madre de Dios, Patagonia Occidental, Magallanes: rasgos generales de la estratigrafía y estructura del" Basamento" pre-Jurásico Superior. Revista geológica de Chile: An international journal on andean geology, (7), 13-29.

Forsythe, R. (1982). The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. Journal of the Geological Society, 139(6), 671-682.

Forsythe, R., & Nelson, E. (1985). Geological manifestations of ridge collision : Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. Tectonics, 4(5), 477-495.

Forsythe, R. D., Nelson, E. P., Carr, M. J., Kaeding, M. E., Herve, M., Mpodozis, C., ... & Harambour, S. (1986). Pliocene near-trench magmatism in southern Chile : A possible manifestation of ridge collision. Geology, 14(1), 23-27.

Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51 30’ S. Geol. Soc. Am. Bull. 123 (9–10),1679–1698.

Fosdick, J.C., 2012. Linking orogenic deformation, exhumation, and basin evolution in the Patagonian Andes and Magallanes Basin, southernmost South America (Ph.D. Thesis). Stanford, Stanford University, 274 pp.

Fosdick, J. C., Grove, M., Hourigan, J. K., & Calderon, M. (2013). Retroarc deformation and exhumation near the end of the Andes, southern Patagonia. Earth and Planetary Science Letters, 361, 504-517.

Fracchia, D., 2002. Estratigrafía de la región entre los lagos San Martín y Argentino, provincia de Santa Cruz, Argentina. Informe beca iniciación, IGRM–SEGEMAR, Comodoro Rivadavia, Unpublished, 87pp.

Frassinetti, D., et Covacevich, V., 1999, Fauna de invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal en Pampa Castillo, sur del Lago General Carrera, Aisén, Chile : Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, v. 51, p 1-96.

Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., Regenauer-Lieb, K., 2003. Dynamics of retreating slabs : 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments. J. Geophys.Res. Solid Earth 108 (B4).

Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., 2004. Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems : insights from laboratory experiments. Geophys. J. Int. 157 (3), 1393–1406.

Funiciello, F., Moroni, M., Piromallo, C., Faccenna, C., Cenedese, A., Bui, H.A., 2006. Mapping mantle flow during retreating subduction : laboratory models analysed by feature tracking. J. Geophys. Res. Solid Earth 111 (B03402).

G

Gallagher, K., Brown, R., et Johnson, C., 1998, Fission track analysis and its applications to geological problems : Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 26, p. 519-572.

Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 281(3-4), 180-195.

Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., & Rojas, M. (2013). Large-scale control on the Patagonian climate. Journal of Climate, 26(1), 215-230.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., & Pagel, M. (2009). Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. Chemical Geology, 266(3-4), 157-170.

Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2010). A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. Chemical Geology, 273(3-4), 212-224.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R. A., & Dobson, K. J. (2012). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology : 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion. Geochimica et Cosmochimica Acta, 96, 44-56.

Gautheron, C., Barbarand, J., Ketcham, R. A., Tassan-Got, L., van der Beek, P., Pagel, M., ... & Fialin, M. (2013). Chemical influence on α-recoil damage annealing in apatite : Implications for (U–Th)/He dating. Chemical Geology, 351, 257-267.

Geist, E.L., Fisher, M.A., Scholl, D.W., 1993. Large-scale deformation associated with ridge subduction. Geophys. J. Int. 115 (2), 344–366.

Georgieva, V., 2016. Neotectonics and cooling history of the Southern Patagonian Andes: assessing the role of ridge collision and slab window formation inboard of the Chile Triple Junction (46-47°S). PhD thesis, University of Postdam, Germany, 222p.

Georgieva, V., Melnick, D., Schildgen, T. F., Ehlers, T. A., Lagabrielle, Y., Enkelmann, E., & Strecker, M. R. (2016). Tectonic control on rock uplift, exhumation, and topography above an oceanic ridge collision : Southern Patagonian Andes (47° S), Chile. Tectonics, 35(6), 1317-1341.

Ghiglione, M. C., Yagupsky, D., Ghidella, M., & Ramos, V. A. (2008). Continental stretching preceding the opening of the Drake Passage : evidence from Tierra del Fuego. Geology, 36(8), 643-646.

Ghiglione, M. C., Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E. O., Pizzio, M. F., Reinoso, R. M., 2009. Structure and evolution of the Austral Basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65(1), 215-226.

Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, M.B., Suarez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. Basin Res. 26, 726–745.

Ghiglione, M. C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B., & Ramos, V. A. (2015). U–Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia. Cretaceous Research, 55, 116-128.

Ghiglione, M. C., Ramos, V. A., Cuitiño, J., Barberón, V., 2016. Growth of the southern Patagonian andes (46–53 S) and their relation to subduction processes. In Growth of the Southern Andes (pp. 201-240). Springer, Cham.

Giacosa, R.E., 1987, Micro y mesopliegues y litología de la Formación Río Lácteo en el área del Lago Belgrano, provincia de Santa Cruz : IV Jornadas de Microtectónica, Actas, p. 37-41.

Giacosa, R.E. Martínez, M., et Stöckhert, B., 1997, Tectónica del complejo matamórfico del Macizo del Deseado en el área de la estancia Tres Hermanas (47°17'S-67°11'O) : Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, p. 621-634.

Giacosa, R., Franchi, M., 2001. Descripción geológica de la Hoja 1:250.000, 4772-III y IV, Lago Posadas y Lago Belgrano, provincia de Santa Cruz, Argentina. Buenos Aires, Boletín del Servicio Geológico Minero Argentino, 201, 1-74.

Giacosa, R.E., et Márquez, M.M., 2002, El basamento paleozoico de la cordillera Patagónica, in : Haller, M.J., (Éd.), Geología y Recurso s Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), v. 1(3), p. 45-55.

Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M., Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland : structural evolution in the eastern Deseado Region and implications for Au-Ag Jurassic deposits (Santa Cruz, Argentina). Journal of South American Earth Sciences, 30(3- 4), 134-150.

Giacosa, R., Fracchia, D., Heredia C.N., Pereyra, F., 2011. Descripción geológica de la Hoja 1:250.000, 4972-III y 4975- IV, El Chaltén, provincia de Santa Cruz, Argentina. Buenos Aires, Boletín del Servicio Geológico Minero Argentino, 1-72.

Giacosa, R., Fracchia, D., & Heredia, N. (2012). Structure of the Southern Patagonian Andes at 49ºS, Argentina. Geologica Acta, 10(3), 0265-282.

Glasser, N., & Jansson, K. (2008). The glacial map of southern South America. Journal of Maps, 4(1), 175-196.

Glasser, N. F., & Ghiglione, M. C. (2009). Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. Geomorphology, 105(3-4), 291-302.

Godoy, P.B., 1979, Las ofiolitas Magallánicas : evidencias geológicas de una prolongación ensiálica de una rama abandonada de la dorsal atlántica : II Congreso Geológico Chileno, Actas, p. B163-B166.

Godoy, E., 1980. Zur Geochimie der Grunschiefer des Grundgebirges in Chile. Münster Forschung für Geologie und Paläontologie, 51, 161-182.

Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I., et Panza, J.L.,1997, Neogene Patagonian plateau lavas : Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction : Tectonics, v. 16(1), p. 1-17.

Gorring, M.L., et Kay, S.M., 2001, Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from Southern Patagonia, Argentina : Journal of Petrology, v. 42(6), p. 1067-1094.

Gorring, M., Singer, B., Gowers, J., et Kay, S.M., 2003, Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina : evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism : Chemical Geology, v. 193, p. 215-235.

Gourlet, P., Rignot, E., Rivera, A., & Casassa, G. (2016). Ice thickness of the northern half of the Patagonia Icefields of South America from high-resolution airborne gravity surveys. Geophysical Research Letters, 43(1), 241-249.

Granot, R., & Dyment, J. (2015). The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. Earth and Planetary Science Letters, 414, 156-163.

Grove, M., & Harrison, T. M. (1996). 40Ar* diffusion in Fe-rich biotite.

Guenthner, W. R., Reiners, P. W., Ketcham, R. A., Nasdala, L., & Giester, G. (2013). Helium diffusion in natural zircon : Radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology. American Journal of Science, 313(3), 145-198.

Guillaume, B. (2008). Evolution Cénozoique des Andes méridionales : approche morphotectonique, géochronologique et apports de la modélisation analogique (Doctoral dissertation, Université Paul Sabatier-Toulouse III).

Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M., & Riquelme, R. (2009). Neogene uplift of central eastern Patagonia : Dynamic response to active spreading ridge subduction ?. Tectonics, 28(2).

Guillaume, B., Martinod, J., et Espurt, N., 2009, Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction : Insights from analogue modelling : Tectonophysics, v. 463, p. 167-174, doi : 10.1016/j.tecto.2008.09.043.

Guillaume, B., Gautheron, C., Simon-Labric, T., Martinod, J., Roddaz, M., & Douville, E. (2013). Dynamic topography control on Patagonian relief evolution as inferred from low temperature thermochronology. Earth and Planetary Science Letters, 364, 157-167.

Guillaume, B., Hertgen, S., Martinod, J., Cerpa, N., 2018. Slab dip, surface tectonics : how and when do they change following an acceleration/slow down of the overridingplate ? Tectonophysics 726, 110–120.

Guillou, H., & Singer, B. (1997). Combined unspiked K-Ar and 40Ar-39Ar dating of late quaternary lavas.

Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M., et De la Cruz, R., 2006, Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46-47°S) : Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction : Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 149, p. 346-370.

H

Hamza, V. M., & Muñoz, M. (1996). Heat flow map of South America. Geothermics, 25(6), 599-646.

Hartley, A. J., & Chong, G. (2002). Late Pliocene age for the Atacama Desert : Implications for the desertification of western South America. Geology, 30(1), 43-46.

Haschke, M., Sobel, E.R., Blisniuk, P., Strecker, M.R., et Warkus, F., 2006, Continental response to active ridge subduction : Geophysical Research Letters, v. 33, doi : 10.1029/2006GL025972.

Hein, A. S., Hulton, N. R., Dunai, T. J., Schnabel, C., Kaplan, M. R., Naylor, M., & Xu, S. (2009). Middle Pleistocene glaciation in Patagonia dated by cosmogenic-nuclide measurements on outwash gravels. Earth and Planetary Science Letters, 286(1-2), 184-197.

Hein, A. S., Hulton, N. R., Dunai, T. J., Sugden, D. E., Kaplan, M. R., & Xu, S. (2010). The chronology of the Last Glacial Maximum and deglacial events in central Argentine Patagonia. Quaternary Science Reviews, 29(9-10), 1212-1227.

Heine, C., Zoethout, J., Müller, R.D., 2013. Kinematics of the South Atlantic Rift.

Herman, F., Seward, D., Valla, P. G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S. D., & Ehlers, T. A. (2013). Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. Nature, 504(7480), 423.

Herman, F., & Brandon, M. (2015). Mid-latitude glacial erosion hotspot related to equatorial shifts in southern Westerlies. Geology, 43(11), 987-990.

Hervé, F., Greene, F., Pankhurst, R.J., 1994. Metamorphosed fragments of oceanic crust in the upper Paleozoic Chonos accretionary complex, southern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 7(3-4), 263-270.

Hervé, F., 1988. Late Paleozoic Subduction and Accretion in southern Chile. Episodes, 11(3), 183-188.

Hervé, F., Demant, A., Ramos, V., Pankhurst, R.J., Suárez, M., 2000. The southern Andes. In : Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., Campos, D. (eds.). Tectonic Evolution of South America. Río de Janeiro, 31st International Geological Congress, 605-634.

Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2003. Detrital zirconage patterns and provenance in the metamorphic complexes of southern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 16(3-4), 107-123.

Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian batholith : 150 my of granite magmatism on a plate margin. Lithos 97 (3), 373–394.

Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., Lallemand, S., 2007. Plate kinematics, slab shape and back-arc stress : a comparison between laboratory models and current subduction zones. Earth Planet. Sci. Lett. 256 (3), 473–483.

Heusser, C. J. (1993). Late-glacial of southern South America. Quaternary Science Reviews, 12(5), 345-350.

Hey, R., 1977, Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center : Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1404-1420.

Hoffman, M. L. (1975). Developmental synthesis of affect and cognition and its implications for altruistic motivation. Developmental Psychology, 11(5), 607.

Holbourn, A., Kuhnt, W., Kochhann, K. G., Andersen, N., & Sebastian Meier, K. J. (2015). Global perturbation of the carbon cycle at the onset of the Miocene Climatic Optimum. Geology, 43(2), 123-126.

Homovc, J.F., Constantini, L., Ferreira, R., et Pellon de Miranda, A., 1996, Evolution of the Deseado Massif in Argentina and its relationship s with the San Julián offshore area in the Atlantic Ocean : American Association of Petroleum Geologist, 1996 Annual Convention.

Homovc, J.F., et Constantini, L., 2001, Hydrocarbon exploration potential within intraplate shearrelated depocenters : Deseado and San Julián basins, southern Argentina : AAPG Bulletin, v. 85(10), p. 1795-1816.

Hubbard, K. G., & You, J. (2005). Sensitivity analysis of quality assurance using the spatial regression approach—A case study of the maximum/minimum air temperature. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 22(10), 1520-1530.

Hulton, N., Sugden, D., Payne, A., & Clapperton, C. (1994). Glacier modeling and the climate of Patagonia during the last glacial maximum. Quaternary Research, 42(1), 1-19.

Hulton, N. R., Purves, R. S., McCulloch, R. D., Sugden, D. E., & Bentley, M. J. (2002). The last glacial maximum and deglaciation in southern South America. Quaternary Science Reviews, 21(1-3), 233-241.

Husson, L., Conrad, C.P., Faccenna, C., 2008. Tethyan closure, Andean orogeny, and westward drift of the Pacific Basin. Earth Planet. Sci. Lett. 271 (1), 303–310.

J

Jordan, T.E., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V.A., et Ando, C., 1983, Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate : Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 341-361.

K

Kaplan, M.R., Ackert Jr., R.P., Singer, B.S., Douglas, D.C., et Kurz, M.D., 2004, Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia : Geological Society of America Bulletin, v. 116(3-4), p. 308-321.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., et Sruoga, P., 1989, Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin : analogy to the Middle Proterozoic in North America ? : Geology, v. 17(4), p. 324-328.

Kay, S.M., Ramos, V.A., et Marquez, M., 1993, Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slabmelting prior to ridge-trench collision in southern South America : Journal of Geology, v. 101, p. 703-714.

Kay, S.M., et Abbruzzi, J.M., 1996, Magmatic evidence for Neogene evolution of the central andean “flat-slab” between 30°S and 32°S : Tectonophysics, v. 259, p. 15-28.

Kay, S.M., et Mpodozis, C., 2002, Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazcaplate beneath the modern Chilean flat-slab : Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 39-57.

Ketcham, R. A. (2005). Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. Reviews in mineralogy and geochemistry, 58(1), 275-314.

Ketcham, R. A., Carter, A., Donelick, R. A., Barbarand, J., & Hurford, A. J. (2007). Improved modeling of fission-track annealing in apatite. American Mineralogist, 92(5-6), 799-810.

Ketcham, R. A., Gautheron, C., & Tassan-Got, L. (2011). Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology : Refinement of the baseline case. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(24), 7779-7791.

Kilian, R., Hohner, M., Biester, H., Wallrabe-Adams, H. J., & Stern, C. R. (2003). Holocene peat and lake sediment tephra record from the southernmost Chilean Andes (53-55 S). Revista geologica de Chile, 30(1), 23-37.

Kobayashi, C., Orihashi, Y., Hiarata, D., Naranjo, J. A., Kobayashi, M., & Anma, R. (2010). Compositional variations revealed by ASTER image analysis of the Viedma Volcano, southern Andes Volcanic Zone. Andean Geology, 37(2).

Kraemer, P., 1990. La utilización de fallas menores en el estudio de "la zona de corrimientos frontales" de la Cordillera Patagónica Austral (50º lat. Sur). Provincia de Santa Cruz. 6º Reunión de Microtectónica. Academia Nacional de Ciencias, 8 (Monografía), 153-157.

Kraemer, P., 1991. Estructura y evolución de la Cordillera Patagónica entre los 49º 40'S y los 50º 40'S, Provincia de Santa Cruz. Doctoral Thesis. Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba. 335pp.

Kraemer, P., 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50º L. S, Santa Cruz. Buenos Aires, 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3 (Actas), 119-125.

Kraemer, P., 1994. Segmentación geológica y geofísica en la Cordillera Patagónica Austral. Consecuencia de discontinuidades en el rift Jurásico ? 49º S-51º S. Argentina y Chile. Concepción, 7º Congreso Geológico Argentino, 1 (Actas), 71-75.

Kraemer, P.E., et Riccardi, A.C., 1997, Estratigrafía de la región comprendida entro los lagos Argentino y Viedma, Santa Cruz : Revista de la Asociación Argentina, v. 52(3), p. 333-360.

Kraemer, P.E., 1998, Structure of the Patagonian Andes : Regional Balanced Cross Section at 50°S, Argentina : International Geology Review, v. 40, p. 896-915.

Kraemer, P.E., Ploszkiewicz, J.V., et Ramos, V.A., 2002, Estructura de la Cordillera Patagónica Autral entre los 46° y 52°S in : Haller, M.J., (Éd.), Geología y Recurso s Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), v. 1(22), p. 353-364.

Kraemer, P.E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56°S. Lat). J. S. Am. Earth Sci. 15, 731–748.

Kosmal A., 1997. Nuevos aportes a la geología de la zona del Cerro Fitz Roy Departamento Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. Trabajo final de licenciatura. Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires, Argentina, 111 p.

Kosmal, A., Spikermann, J., 2002. Caracterización del granito Fitz Roy, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, nueva serie, 4(2),145-157.

L

Lagabrielle, Y., Moigne, J. L., Maury, R. C., Cotten, J., Bourgois, J., 1994. Volcanic record of the subduction of an active spreading ridge, Taitao Peninsula (southern Chile). Geology, 22(6), 515-518.

Lagabrielle, Y., Guivel, C., Maury, R. C., Bourgois, J., Fourcade, S., Martin, H., 2000. Magmatic–tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. Tectonophysics, 326(3-4), 255-268.

Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E.A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M., De la Cruz, R., 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. Tectonophysics 385 (1), 211–241.

Lagabrielle, Y., Suárez, M., Malavieille, J., Morata, D., Espinoza, F., Maury, R. C., Scalabrino, B., Barbero, L., De la Cruz, R., Rossello, E. et Bellon, H., 2007. Pliocene extensional tectonics in the Eastern Central Patagonian Cordillera: geochronological constraints and new field evidence. Terra Nova, 19(6), 413-424.

Lagabrielle, Y., Scalabrino, B., Suarez, M., Ritz, J. F., 2010. Mio-Pliocene glaciations of Central Patagonia: New evidence and tectonic implications. Andean Geology, 37(2).

Lallemand, S., Heuret, A., Boutelier, D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. Geochem. Geophys. Geosyst. 6 (9).

Lange, D., J. Cembrano, A. Rietbrock, C. Haberland, T. Dahm, et K. Bataille., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes, Tectonophysics, 455, 14-24.

Lavenu, A., et Cembrano, J., 1999, Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene andQuaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile) : Journal of Structural Geology, v. 21, p. 1669-1691.

Lawrence, J.F., Wiens, D.A., 2004. Combined receiver-function and surface wave phase-velocity inversion using a Niching Genetic Algorithm : application to Patagonia. Bull. Seismol. Soc. Am. 94, 977–987.

Lawver, L.A., Sclater, J.G., et Meinke, L., 1985, Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic : Tectonophysics, v. 114, p. 233-254.

Lawver, L. A., & Scotese, C. R. (1987). A revised reconstruction of Gondwanaland. Gondwana six: structure, tectonics, and geophysics, 40, 17-23.

Leanza, A. F. (1972). Geología Regional Argentina. In Simposio de Geologie Regional Argentina 1969 : Cordoba). Argentina, Academia Nacional de Ciencas.

Le Moigne, J., Lagabrielle, Y., Whitechurch, H., Girardeau, J., Bourgois, J., & Maury, R. (1996). Petrology and geochemistry of the ophiolitic and volcanic suites of the Taitao Peninsula—Chile triple junction area. Journal of South American Earth Sciences, 9(1-2), 43-58.

Lenaerts, J. T., Van Den Broeke, M. R., van Wessem, J. M., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., van Ulft, L. H., & Schaefer, M. (2014). Extreme precipitation and climate gradients in Patagonia revealed by high-resolution regional atmospheric climate modeling. Journal of climate, 27(12), 4607-4621.

Le Roux, J. P. (2012). A review of Tertiary climate changes in southern South America and the Antarctic Peninsula. Part 1 : Oceanic conditions. Sedimentary Geology, 247, 1-20.

Leuthold, J., Müntener, O., Baumgartner, L. P., Putlitz, B., Ovtcharova, M., & Schaltegger, U. (2012). Time resolved construction of a bimodal laccolith (Torres del Paine, Patagonia). Earth and Planetary Science Letters, 325, 85-92.

Likerman, J., Burlando, J. F., Cristallini, E. O., & Ghiglione, M. C. (2013). Along-strike structural variations in the Southern Patagonian Andes : insights from physical modeling. Tectonophysics, 590, 106-120.

Lisker, F., Ventura, B., Glasmacher, U. A., 2009. Apatite thermochronology in modern geology. Geological Society, London, Special Publications, 324(1), 1-23.

Lliboutry Louis, 1953. La région du Fitz-Roy (Andes de Patagonie). In : Revue de géographie alpine, tome 41, n°4. pp. 667-694.

Lonsdale, P., et Klitgord, K.D., 1978, Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin : Geological Society of America Bulletin, v. 89(7), p. 981-999.

Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. Tectonophysics 404 (3), 237–264.

Loske, W.P, Márquez, M, Giacosa, R.E., Pezzuchi, H., et Fernández, M.I., 1999, U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia : XV Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1, p. 102.

Lovera, O. M., Richter, F. M., & Harrison, T. M. (1989). The 40Ar/39Ar thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes. Journal of Geophysical Research : Solid Earth, 94(B12), 17917-17935.

M

Malkowski, M. A., Sharman, G. R., Graham, S. A., & Fildani, A. (2017). Characterisation and diachronous initiation of coarse clastic deposition in the Magallanes–Austral foreland basin, Patagonian Andes. Basin Research, 29, 298-326.

Malumián, N., et Náñez, C., 1998, El género Transversigerina y la edad de la transgresión patagonia : X Congreso Latinoamericano de Geología et VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1, p. 285-290.

Malumián, N., Ardolino, A. A., Franchi, M., Remesal, M., Salani, F., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia extraandina. In Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales (Vol. 29, No. 18, pp. 557-612).

Malumián, N., 2002, El Terciario marino, sus relaciones con el eustatismo, in : Haller, M.J., (Éd.), Geología y Recurso s Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), v. 1(15), p. 237-244.

Malumian, N., & Nanez, C. (2011). The Late Cretaceous–Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes : foraminifera, palaeoecology, and palaeogeography. Biological Journal of the Linnean Society, 103(2), 269-288.

Manassero, M., 1988. Petrografía y procedencia de las areniscas cretácicas superiores de la Cuenca Austral, Argentina. Buenos Aires, Revista Asociación Geológica Argentina, 43(2), 175-187.

Marbach G., 2013. L'île aux Glaciers de Marbre, Centre Terre.

Marden, C. J., & Clapperton, C. M. (1995). Fluctuations of the South Patagonian Ice-field during the last glaciation and the Holocene. Journal of Quaternary Science, 10(3), 197-209.

Marenssi, S., Casadio, S., Santillana, S., 2002. La Formación Man Aike al sur de El Calafate (Provincia de Santa Cruz) y su relación con la discordancia del Eoceno medio en la cuenca Austral. Revista Asociación Geológica Argentina, 57(3), 341-344.

Marenssi, S., Casadio, S., Santillana, S., 2003. Estratigrafía y sedimentología de las unidades del Cretácico superior- Paleógeno aflorantes en la margen sureste del lago Viedma, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 58(3), 403-416.

Marshall, L. G. (1976). Fossil localities for Santacrucian (early Miocene) mammals, Santa Cruz Province, southern Patagonia, Argentina. Journal of Paleontology, 1129-1142.

Marshall, L. G., Drake, R. E., Curtis, G. H., Butler, R. F., Flanagan, K. M., & Naeser, C. W. (1986). Geochronology of type Santacrucian (middle Tertiary) land mammal age, Patagonia, Argentina. The Journal of Geology, 94(4), 449-457.

Marshall, L.G., et Salinas, P., 1990, Stratigraphy of the Río Frías Formation (Miocene), along the Alto Río Cisnes, Aisén, Chile : Revista Geológica de Chile, v. 17, p. 57-88.

Martinic, B. (2016). The eruption of the giant's volcano (Lautaro) in 1883. Selected considerations. Magallania, 44(2), 65-68.

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

Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. Earth Planet. Sci. Lett. 299 (3), 299–309.

Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funiciello, F., Regard, V., 2013. Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation : insights from analogue modeling. Tectonophysics 588, 39–55.

Martinod, J., Pouyaud, B., Carretier, S., Guillaume, B., & Hérail, G. (2016). Geomorphic Records along the General Carrera (Chile)–Buenos Aires (Argentina) Glacial Lake (46°–48° S), Climate Inferences, and Glacial Rebound for the Past 7–9 ka : A discussion. The Journal of Geology, 124(5), 631-635.

Mason, W.G., Moresi, L., Betts, P.G., Miller, M.S., 2010. Three-dimensional numerical models of the influence of a buoyant oceanic plateau on subduction zones. Tectonophysics 483 (1), 71–79.

Massabie, A., 1990. La faja de corrimientos Río Turbio-La Leona y estructuras menores asociadas. Valle del Río La Leona, Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 45(1-2), 29-36.

McClay, K., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. Thrust tectonics, 419-433.

Meglioli, A. (1992). Glacial geology of southernmost Patagonia, the Strait of Magellan and northern Tierra del Fuego. Unpublished PhD Dissertation, Lehigh University, Bethlehem, PA, USA.

Mercer, J.H., Fleck, R.J., Mankinen, E.A., et Sander, W., 1975, Southern Patagonia : glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago : Bulletin of the Royal Society of New Zealand, v. 13, p. 223-230.

Mercer, J.H., 1976, Glacial History of Southernmost South America : Quaternary Research, v. 6, p.125-166.

Mercer, J.H., et Sutter, J.F., 1982, Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina : Implications for global ice sheet history : Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 38, p. 185-206.

Michael, P.J., 1983. Emplacement and Differentiation of Miocene Plutons in the Foothills of the Southernmost Andes (Doctoral dissertation). Columbia University.

Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., & Ovtcharova, M. (2008). Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 ky. Geology, 36(6), 459-462.

Morata, D., Barbero, L., Suárez, M., & De la Cruz, R. (2002). Early Pliocene magmatism and high exhumation rates in the Patagonian Cordillera (46 40'S) : K-Ar, and fission track data. In International Symposium on Andean Geodynamics (No. 5, pp. 433-436).

Morello Repetto, F., San Román Bontes, M., & Prieto Iglesias, A. (2002). Puntas de proyectil lanceoladas en Patagonia meridional y Tierra del Fuego. In Anales del Instituto de la Patagonia.

Moreno, P. I., Kaplan, M. R., François, J. P., Villa-Martínez, R., Moy, C. M., Stern, C. R., & Kubik, P. W. (2009). Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia. Geology, 37(4), 375-378.

Motoki, A., Orihashi, Y., Naranjo, J. A., Hirata, D., Skvarca, P., & Anma, R. (2006). Geologic reconnaissance of Lautaro Volcano, Chilean Patagonia. Revista geológica de Chile, 33(1), 177-187.

Mpodozis, C., Allamand, M. H., Prado, C. N., Soffia, J. M., Forsythe, R. D., & Nelson, E. P. (1985). El magmatismo plioceno de Peninsula Tres Montes y su relacion con la evolucion del Punto Triple de Chile Austral. Revista geológica de Chile : An international journal on andean geology, (25), 13-28.

Mpodozis, C., Alvarez, P., Elgueta, S., Mella, P., Hervé, F., & Fanning, M. (2007). Revised Cretaceous stratigraphy of the Magallanes foreland basin at Seno Skyring: Regional implications of new SHRIMP age data on detrital zircon populations. In GEOSUR 2007 International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere: Santiago, Chile, Pontificia Universidad Católica de Chile.

N

Nullo F., Proserpio C., Ramos V., Rabassa J., 1978. Estratigrafía y Tectónica de la vertiente este del hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. Actas del VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 1978. Tomo I: 455-470.

Nullo, F. E. (1979). Descripción geológica de la hoja 39c, Paso Flores: provincia de Río Negro: carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional.

P

Palacios, C., Parada, M. A., & Lahsen, A. (1997). Upper Jurassic Au-Zn mineralization in El Faldeo District, Chilean Patagonia. Geologische Rundschau, 86(1), 132-140.

Palazzesi, L., & Barreda, V. (2007). Major vegetation trends in the Tertiary of Patagonia (Argentina) : a qualitative paleoclimatic approach based on palynological evidence. Flora-Morphology, Distribution, Functional Ecology of Plants, 202(4), 328-337.

Palazzesi, L., Barreda, V. D., Cuitiño, J. I., Guler, M. V., Tellería, M. C., & Santos, R. V. (2014). Fossil pollen records indicate that Patagonian desertification was not solely a consequence of Andean uplift. Nature communications, 5, 3558.

Palma, M.A., 1989, Los eventos geológicos del Macizo del Deseado durante la evolución tectónica del continente Austral : Reunion sobre Geotransects de América del Sur (Mar del Plata), p. 97-101.

Palma, M.A., 1991, Las rocas basamentales del Macizo del Deseado en la estancia Dos Hermanas, provincia de Santa Cruz : Revista de la Asociacíon Geológica Argentina, v. 46(1-2), p. 1-9.

Pankhurst, R.J., Caminos, R., et Rapela, C.W., 1993, Problemas geocronológicos de los granitoides gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico : XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas IV, p. 99-104.

Pankhurst, R.J., Hervé, F., et Rapela, C.W, 1994, Sm-Nd evidence for the Grenvillan provenance of the metasedimentary basement of southern Chile and west Antartica : VII Congreso Geológico Chileno, Actas 2, p.1414-1418.

Pankhurst, R.J., et Rapela, C.W., 1995, Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia : Earth and Planetary Science Letters, v. 134, p. 23-26.

Pankhurst, R.J., Weaver, S., Hervé, F., et Larrondo, P., 1999, Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile : Journal of the Geological Society of London, v. 156, p. 673-694.

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., et Kelley, S.P., 2000, Episodic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula : Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana : Journal of Petrology, v. 41(5), p. 605-625.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Márquez, M., et Fanning, C.M., 2003, Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia, Journal of South American Earth Sciences, v. 16, p. 27-44.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., et Márquez, M., 2006, Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia ; Earth Science Reviews, v. 76, p. 235-257.

Pardo, M., Comte, D., et Monfret, T., 2002, Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone : Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 11-22.

Pardo-Casas, F., et Molnar, P., 1987, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time : Tectonics, v. 6(3), p. 233-248.

Paruelo, J. M., Beltrán, A., Jobbagy, E., Sala, O. E., & Golluscio, R. A. (1998). The climate of Patagonia : general patterns and controls on biotic processes. Ecología Austral, 8(2), 85-101.

Pascual, R., & Jaureguizar, E. O. (1990). Evolving climates and mammal faunas in Cenozoic South America. In The Platyrrhine Fossil Record (pp. 23-60).

Pedoja, K., Regard, V., Husson, L., Martinod, J., Guillaume, B., Fucks, E., ... & Weill, P. (2011). Uplift of Quaternary shorelines in eastern Patagonia : Darwin revisited. Geomorphology, 127(3-4), 121-142.

Petford, N., & Turner, P. (1996). Reconnaissance 40Ar–39Ar age and paleomagnetic study of igneous rocks around Coyhaique, S. Chile. Third ISAG, St Malo, France, 625-627.

Poblete, J. A., Bissig, T., Mortensen, J. K., Gabites, J., Friedman, R., & Rodriguez, M. (2014). The Cerro Bayo District, Chilean Patagonia: Late Jurassic to Cretaceous Magmatism and Protracted History of Epithermal Ag-Au Mineralization. Economic Geology, 109(2), 487-502.

Poblete, F. (2015). Formación del Oroclino Patagónico y evolución paleogeográfica del sistema Patagonia-Península Antártica (Doctoral dissertation, université de Rennes 1; Universidad de Chile,).

Poiré, D., Morel, E., Maggi, J., 1999. Facies diamictíticas en la Formación Bahía de la Lancha (Paleozoico), Estancia La Lila, Lago San Martín, Santa Cruz. Salta, 14º Congreso Geológico Argentino, I (Actas), 425-428.

Polonia, A., Torelli, L., Brancolini, G., Loreto, M.-F., 2007. Tectonic accretion versus erosion along the southern Chile trench : oblique subduction and margin segmentation. Tectonics 26, TC3005, http://dx.doi.org/10.1029/2006TC001983.

R

Rabassa, J., Coronato, A., & Martinez, O. (2011). Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego : an updated review. Biological Journal of the Linnean Society, 103(2), 316-335.

Raigemborn, M. S., Matheos, S. D., Krapovickas, V., Vizcaíno, S. F., Bargo, M. S., Kay, R. F., ... & Zapata, L. (2015). Paleoenvironmental reconstruction of the coastal Monte Léon and Santa Cruz formations (early Miocene) at Rincón del Buque, southern Patagonia : a revisited locality. Journal of South American Earth Sciences, 60, 31-55.

Raigemborn, M. S., Krapovickas, V., Beilinson, E., Peral, L. E. G., Zucol, A. F., Zapata, L., ... & Sial, A. N. (2018). Multiproxy studies of Early Miocene pedogenic calcretes in the Santa Cruz Formation of southern Patagonia, Argentina indicate the existence of a temperate warm vegetation adapted to a fluctuating water table. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 500, 1-23.

Ramírez de Arellano, C. (2011). Petrology and chemistry of the Chalten Plutonic Complex and implications on the magmatic and tectonic evolution of the Southernmost Andes (Patagonia) during the Miocene (Doctoral dissertation, Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement).

Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O., Ovtcharova, M., 2012. High precision U/Pb zircon dating of the Chaltén Plutonic Complex (Cerro Fitz Roy, Patagonia) and its relationship to arc migration in the southernmost Andes. Tectonics 31 (4).

Ramos, V.A., 1979, Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina : II Congreso Geológico Chileno, Actas, p. 1-32.

Ramos, V.A., 1981, Descripción Geológico-Económica de la Hoja 55 a Sierra de Sangra, provincia de Santa Cruz : Servicio Geológico Nacional, (Inédit).

Ramos, V., 1982. Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 37(1), 23-49.

Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., et Muñoz, J., 1982, Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes, in : Cordani, H., et Linares, E., (Éds.), Symposium on Magmatic Evolution of the Andes, Earth Science Review, v. 18, p. 411-443.

Ramos, V.A., 1984, Patagonia : ¿Un continente paleozoico a la deriva?: IX Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Actas 2, p. 311-325.

Ramos, V.A., 1989, Andean Foothills Structures in Northern Magallanes Basin, Argentina : American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73(7), p. 887-903.

Ramos, V.A., et Kay, S.M., 1992, Southern Patagonian plateau basalts and deformation : backarc testimony of ridge collisions : Tectonophysics, v. 205, p. 261-282.

Ramos, V.A., Kay, S.M., et Sacomani, L., 1994, La dacita Puesto Nuevo y otras rocas magmáticas : colisión de una dorsal oceánica cretácica : VII Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas 2, p. 1172-1176.

Ramos, V.A., 1996, Evolución Tectónica de la Plataforma Continental, in : Ramos, V.A., and Turic, M.A., (Éds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, p. 385-404.

Ramos, V.A., 1999, Evolución tectónica de la Argentina, in : Caminos, R., (Éd.), Geología Argentina, Anales, v. 29(24), p. 715-784.

Ramos, V.A., et Aguirre-Urreta, M.B., 2000, Patagonia, in : Cordani, U.J., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., et Campos, D.A., (Éds.), Tectonic evolution of South America, 31st International Geologic Congress, p. 369-380.

Ramos, V.A., 2002, Evolución tectónica, in : Haller, M.J., (Éd.), Geología y Recurso s Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), v. 1(23), p. 365-387.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O., et Pérez, D.J., 2002, The Pampean flat-slab of the Central Andes : Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 59-78.

Ramos, V., Mahlburg Kay, S., Singer, B., 2004. Las adakitas de la Cordillera Patagónica : nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas. Revista Asociación Geológica Argentina, 59(4), 693-706.

Ramos, V.A., 2005, Seismic ridge subduction and topography : Foreland deformation in the Patagonian Andes : Tectonophysics, v. 399, p. 73-86.

Ramos, V.A., et Folguera, A., 2005, Tectonic evolution of the Andes of Neuquén : constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation, in : Veiga, G.D., et al., (Éds.), The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics, Geological Society, London, Special Publications, v. 252, p. 15-35.

Ramos, V.A., et Kay, S.M., 2006, Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude), in: Kay, S.M., et al., (Éds.), Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude), Geological Society of America Special Paper, v. 407, p. 1-17.

Ramos, V. A., & Ghiglione, M. C. (2008). Tectonic evolution of the Patagonian Andes. Developments in quaternary sciences, 11, 57-71.

Rapela, C. W., & Kay, S. M. (1988). Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, 11(3), 175-182.

Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J., et Aragón, E., 1988, Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S) : Journal of the South American Earth Sciences, v. 1, p. 75-88.

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Dahlquist, J. A., Fanning, C. M., Baldo, E. G., ... & Murra, J. A. (2018). A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America : evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. Earth-Science Reviews.

Reiners, P. W., & Farley, K. A. (1999). Helium diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of titanite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(22), 3845-3859.

Reiners, P.W., Zhou, Z., Ehlers, T.A., Xu, C., Brandon, M.T., Donellick, R.A., et Nicolescu, S., 2003, Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, Eastern China, from (U-Th)/He and fission-track thermochronology : American Journal of Science, v. 303, p. 489-518.

Reiners, P. W., Ehlers, T. A., & Zeitler, P. K. (2005). Past, present, and future of thermochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), 1-18.

Reiners, P. W., & Brandon, M. T. (2006). Using thermochronology to understand orogenic erosion. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 34, 419-466.

Ricaldi, E., Rower, P., et Viramonte, J., 1994, Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations, in : Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P., (Éds.), Tectonics of southern Central Andes, Springer, Berlin, p. 23-48.

Riccardi, A., 1971, Estratigrafía en el oriente de la Bahía La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina : Revista Museo de la Plata, v. 7, p. 61.

Riccardi, A. C., & Rolleri, E. O. (1980). Cordillera patagónica austral. In Simposio de Geología Regional Argentina (Vol. 2, pp. 1173-1306).

Riggi, J.C., et Fidalgo, F., 1971, A review of the Rodados Patagónicos problem : Bulletin del'Association Française pour l'étude du Quaternaire, v. 4, p. 29-36.

Roselieb, K., Dersch, O., Büttner, H., & Rauch, F. (2006). Diffusivity and solubility of He in garnet : An exploratory study using nuclear reaction analysis. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms, 244(2), 412-418.

Rosenau, M., Melnick, D., & Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38° S and 42° S latitude. Tectonics, 25(4).

Rostovtseva, Y. V., & Kuleshov, V. N. (2016). Carbon and oxygen stable isotopes in the middle-upper miocene and lower pliocene carbonates of the Eastern Paratethys (Kerch-Taman Region) : Palaeoenvironments and post-sedimentation changes. Lithology and Mineral Resources, 51(5), 333-346.

Ruiz, C., & Corvalan, J. (1968). Mapa geologico de Chile scale 1 : 1,000,000. Santiago Instituto de Investigaciones Geologicas, Santiago, Chile.

Russo, R. M., & Silver, P. G. (1994). Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy. Science, 263(5150), 1105-1111.

Rutter, N., Coronato, A., Helmens, K., Rabassa, J., & Zárate, M. (2012). Glaciations in North and South America from the Miocene to the Last Glacial maximum : comparisons, linkages and uncertainties. Springer Science & Business Media.

S

Sánchez, A., Hervé, F., & de Saint-Blanquat, M. (2008). Relations between plutonism in the back-arc region in southern Patagonia and Chile Rise subduction : A geochronological review. In 7th International Symposium on Andean geodynamics (ISAG, 2008, Nice), Extended Abstracts : 485 (Vol. 488).

Scalabrino, B. (2009). Déformation d'un continent au-dessus d'une dorsale océanique active en subduction (Doctoral dissertation, Université Montpellier 2 Sciences et Techniques du Languedoc).

Scalabrino, B., Lagabrielle, Y., De la Rupelle, A., Malavieille, J., Polvé, M., Espinoza, F., Morota, D. et Suarez, M., 2009. Subduction of an active spreading ridge beneath southern South America: A review of the Cenozoic geological records from the Andean foreland, central Patagonia (46–47 S). In Subduction Zone Geodynamics (pp. 227-246). Springer, Berlin, Heidelberg.

Scalabrino, B., Ritz, J. F., Lagabrielle, Y., 2011. Relief inversion triggered by subduction of an active spreading ridge: evidence from glacial morphology in Central Patagonia. Terra Nova, 23(2), 63-69.

Schellart, W.P., Freeman, J., Stegman, D.R., Moresi, L., et May, D., 2007, Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width : Nature, v. 446, p. 308-311.

Schellart, W.P., 2009. Evolution of the slab bending radius and the bending dissipation in three-dimensional subduction models with a variable slab to upper mantle viscosity ratio. Earth Planet. Sci. Lett. 288 (1–2), 309–319.

Schellmann, G., & Radtke, U. (2000). ESR dating stratigraphically well-constrained marine terraces along the Patagonian Atlantic coast (Argentina). Quaternary International, 68, 261-273.

Schepers, G., van Hinsbergen, D.J., Spakman, W., Kosters, M.E., Boschman, L.M., McQuarrie, N., 2017. South-American plate advance and forced Andean trench retreat as drivers for transient flat subduction episodes. Nat. Commun. 8.

Sdrolias, M., & Müller, R. D. (2006). Controls on back-arc basin formation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7(4).

SEGEMAR, 2013. Hoja Geológica 4972-III y 4975-IV El Chaltén, escala 1 :250,000, Provincia de Santa Cruz : Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de geología y recursos minerales, Buenos Aires, Argentina.

Sepúlveda, V., Hervé, F., 2000. Geología de la Hoja Villa O'Higgins, región de Aysen, Chile. Implicancias cronológicas, metamórficas y tectónicas de las rocas paleozoicas. Puerto Varas (Chile), 9º Congreso Geológico Chileno, Simposio internacional nº4, 2 (Actas), 760-763.

Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., ... & Chandler, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. Earth-Science Reviews, 113(3-4), 212-270.

Silver, P.G., Russo, R.M., Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. Science 279 (5347), 60–63.

Singer, B.S., Ackert Jr, R.P., et Guillou, H., 2004, 40Ar/39Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia : Geological Society of America Bulletin, v. 116(3-4), p. 434-450.

Skarmeta, J. J., & Castelli, J. C. (1997). Intrusion sintectonica del granito de las Torres del Paine, Andes patagonicos de Chile. Andean Geology, 24(1), 55-74.

Smith, H.F.W, et Sandwell, D.T., 1997, Global sea-floor topography from satellite altimetry and ship septh soundings : Science, v. 279, p. 1956-1961.

Sobolev, S.V., Babeyko, A.Y., 2005. What drives orogeny in the Andes ? Geology 33 (8), 617–620.

Somoza, R., 1998, Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 Ma. Implications for mountain building in the central Andean region : Journal of South American Earth Sciences, v. 11, p. 211-215.

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

Somoza, R., Ghidella, M.E., 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. Earth Planet. Sci. Lett. 331, 152–163.

Spence, W., 1987. Slab pull and the seismotectonics of subducting lithosphere. Rev. Geophys. 25 (1), 55–69.

Spikermann, J., Massabie, A., Medina, F., Rosello, E., Rimoldi, H., 2000. Estructura andina de la cubierta meso-cenozoica al norte del Lago Viedma. Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente, 15, 129-138.

Spikermann, J., Massabie, A., Carrillo, R., D'Odorico, P., 2006. Unidades estructurales e interpretación tectónica del segmento pedemontano andino patagónico entre los lagos San Martín y Viedma, provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, 6 (Special Publications), 136-141.

Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z., et Kyser, T.K., 1990, Trace-element and Sr, Nd, Pb, O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America : Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 104, p. 294-308.

Stern, C.S., et Kilian, R., 1996, Role of subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone : Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 123, p. 263-281.

Stern, C. R., & De Wit, M. J. (2003). Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America : Remnants of progressive stages of development of oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. Geological Society, London, Special Publications, 218(1), 665-683.

Stockli, D. F. (2005). Application of low-temperature thermochronometry to extensional tectonic settings. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), 411-448.

Strelin, J.A., 1995, New evidence on the relationships between the oldest extra-andean glaciations in the Río Santa Cruz area : Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, v. 9, p. 105-116.

Strelin, J. A., & Malagnino, E. C. (2000). Late-glacial history of Lago Argentino, Argentina, and age of the Puerto Bandera moraines. Quaternary Research, 54(3), 339-347.

Suárez, M., & Pettigrew, T. H. (1976). An upper Mesozoic island-arc–back-arc system in the southern Andes and South Georgia. Geological Magazine, 113(4), 305-328.

Suárez, M., Márquez, M., et de la Cruz, R., 1997, Nuevas edades K-Ar del Complejo El Quemado a los 47°13'-47°22' L.S. : VII Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 2, p. 1552-1555.

Suárez, M., De La Cruz, R., et Bell, C.M., 2000, Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt : Geological Magazine, v. 137, p. 345-353.

Suárez, M., et De la Cruz, R., 2001, Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°-48°S) : Geological Magazine, v. 138, p. 53-66.

Sugden, D. E., Bentley, M. J., Fogwill, C. J., Hulton, N. R. J., McCulloch, R. D., & Purves, R. S. (2005). Late-glacial glacier events in southernmost south america : a blend of

‘northern’and'southern’hemispheric climatic signals?. Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography, 87(2), 273-288.

Sylwan, C., Gutiérrez Pleimling, A., Miller, M., 1996. La Formación Piedra Clavada, nuevo objetivo exploratorio en la cuenca Austral, Argentina. Buenos Aires, 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (Actas), 111-122.

T

Thomson, S.N., Hervé, F., et Stöckhert, B., 2001, Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes : Tectonics, v. 20(5), p. 693-711.

Thomson, S.N., 2002, Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S : An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone : Geological Society of America Bulletin, v. 114(9), p. 1159-1173.

Thomson, S. N., Brandon, M. T., Tomkin, J. H., Reiners, P. W., Vásquez, C., & Wilson, N. J. (2010). Glaciation as à destructive and constructive control on mountain building. Nature, 467(7313), 313.

Thorkelson, D. J., & Taylor, R. P. (1989). Cordilleran slab windows. Geology, 17(9), 833-836.

Thorkelson, D.J., 1996, Subduction of diverging plates and the principles of slab formation : Tectonophysics, v. 255, p. 47-63.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., et Harmon, R.S., 1981, Andean andesites and crustal growth : Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. 301, p. 305-320.

Ton-That, T., Singer, B., Morner, N.A., et Rabassa, J., 1999, Datación de lavas basálticas por 40Ar/39Ary geología glacial de la región del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina : Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 54(4), p. 333-352.

Torsvik, T.H., Rousse, S., Labails, C., Smethurst, M.A., 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. Geophys. J. Int. 177 (3), 1315–1333.

Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M. (2013). Gondwana from top to base in space and time.

Trombotto, D., & Ahumada, A. L. (1995). Análisis de estructuras sedimentarias en los ‘Rodados Patagónicos’ causadas por la presencia del permafrost en el criómero Penfordd, Puerto Madryn, Nordpatagonia. Revista Chilena de Historia Natural, 68, 79-91.

Tyrrell, G. W. (1932). The basalts of Patagonia. The Journal of Geology, 40(4), 374-383. Gondwana Research, 24(3-4), 999-1030.

U

Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., et Gust, D.A., 1985, Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica : Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 40(3-4), p. 231-253.

Uliana, M.A., et Biddle, K.T., 1988, Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America : Revista Brasileira de Geociências, v. 18, p.172-190.

Uliana, M., Biddle, K., Cerdán, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of argentine sedimentary basins. In : Tankard, A.J., Balkwill, H.R. (eds.). Extensional deformation and stratigraphy of the North Atlantic margins. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 46, 599-614.

V

Vacherat, A. (2014). Inversion d'une marge hyper-amincie : contexte thermo-cinématique et interactions tectonique-érosion au Nord des Pyrénées (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).

Van Hunen, J., Van den Berg, A.P., Vlaar, N.J., 2004. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth : a numerical parameter study. Phys. Earth Planet. Inter. 146 (1), 179–194.

Vargas, G., & Hervé, F. (1995). Emplazamiento hipabisal mioceno tardío del stock de Paso de las Llaves en la región de tras-arco, Aysén. Univ. Chile Dep. Geol. Comun, 46, 3-15.

Vermeesch, P., 2008, Three new ways to calculate average (U-Th) /He ages : Chemical Geology, v. 249, p. 339-347.

Vizcaíno, S. F., Bargo, M. S., Kay, R. F., Fariña, R. A., Di Giacomo, M., Perry, J. M., ... & Fernicola, J. C. (2010). A baseline paleoecological study for the Santa Cruz Formation (late–early Miocene) at the Atlantic coast of Patagonia, Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 292(3-4), 507-519.

Vizcaíno, S. F., Kay, R. F., & Bargo, M. S. (2012). Background for a paleoecological study of the Santa Cruz Formation (late Early Miocene) on the Atlantic Coast of Patagonia. Early Miocene Paleobiology in Patagonia : High-latitude Paleocommunities of the Santa Cruz Formation. Cambridge University Press, Cambridge, 1-22.

W

Wagner, M., Altherr, R., & Van Den Haute, P. (1992). Apatite fission-track analysis of Kenyan basement rocks : constraints on the thermotectonic evolution of the Kenya dome. A reconnaissance study. Tectonophysics, 204(1-2), 93-110

Warren, C. R., & Sugden, D. E. (1993). The Patagonian icefields : a glaciological review. Arctic and Alpine Research, 25(4), 316-331.

Welkner, D., 1999. Geología del área del cerro San Lorenzo : Cordillera Patagónica Oriental, XI Región de Aysén, Chile (47 25'–47 50'S). Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Welkner, D., Godoy, E., & Bernhardt, H. J. (2002). Peralkaline rocks in the Late Cretaceous Del Salto Pluton, Eastern Patagonian Andes, Aisén, Chile (47° 35'S). Revista geológica de Chile, 29(1), 3-15.

Wenzens, G. (1998). Late glacial and Holocene glacier advances in the area of Lago Viedma (Patagonia, Argentina). Zentralblatt fur Geologie und Palaontologie, 1, 593-608.

Wenzens, G. (2000). Pliocene piedmont glaciation in the Río Shehuen valley, southeast Patagonia, Argentína. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 32(1), 46-54.

Wenzens, G. (2004). Comment on``modelling the inception of the Patagonian icesheet''. Quaternary International, 112, 105-109.

Wenzens, G. (2006). Terminal moraines, outwash plains, and lake terraces in the vicinity of Lago Cardiel (49 S ; Patagonia, Argentina) —Evidence for Miocene Andean foreland glaciations. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 38(2), 276-291.

Wigger, P., Smithz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.D., Matinez, E., Wenzens, G. (2002). The influence of tectonically derived relief and climate on the extent of the last Glaciation east of the Patagonian ice fields (Argentina, Chile). Tectonophysics, 345(1-4), 329-344.

Williams, C., Connors, C., Dahlen, F., Price, E., Suppe, J., 1994. Effect of brittle-plastic transition on the topography of compressive mountain belts on Earth and Venus. Journal of Geophysical Research, 99, 19947-19974.

Wolf, R. A., Farley, K. A., & Kass, D. M. (1998). Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th) /He thermochronometer. Chemical Geology, 148(1-2), 105-114.

Z

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292(5517), 686-693.

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

Zandt, G., Beck, S., Ruppert, S., Ammons, C., et Rock, D., 1996, Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes : Constraints from broadband regional seismic waveforms : Geophysical Research Letters, v. 23, p. 1159-1162.

Zerfass, H., Ramos, V. A., Ghiglione, M. C., Naipauer, M., Belotti, H. J., & Carmo, I. O. (2017). Folding, thrusting and development of push-up structures during the Miocene tectonic inversion of the Austral Basin, Southern Patagonian Andes (50° S). Tectonophysics, 699, 102-120.

ANNEXES

Données AFT sur Binomfit

Datafile: C:\BX51\Méline\8-2016\FZR10_8-2016-12.fta
Title: Sample No.FZR10 Irr 8-2016-12

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1,25E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,12
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 256,70 16,34
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age (Ma) Age	--95% CI--	
1	1,17E+05	(6)	5,67E+05	(29)	80	7	3	33.7	11.2	80.6
2	1,25E+05	(2)	6,26E+05	(10)	25	8	5	33.8	3.4	148.3
3	1,25E+05	(2)	6,26E+05	(10)	25	8	5	33.8	3.4	148.3
4	1,04E+05	(2)	7,30E+05	(14)	30	9	5	24.3	2.5	98.7
5	2,79E+04	(1)	4,75E+05	(17)	56	6	3	10.7	0.2	59.7
6	6,26E+04	(1)	3,76E+05	(6)	25	5	4	29.7	0.6	215.9
7	1,34E+05	(3)	6,26E+05	(14)	35	8	4	35.6	6.3	121.6
8	1,25E+05	(2)	6,26E+05	(10)	25	8	5	33.8	3.4	148.3
9	6,26E+04	(1)	6,89E+05	(11)	25	8	5	16.4	0.3	99.2
10	6,26E+04	(1)	5,63E+05	(9)	25	7	4	20.0	0.4	126.9
11	6,96E+04	(4)	1,03E+06	(59)	90	12	3	11.2	2.9	29.2
12	1,30E+05	(5)	5,22E+05	(20)	60	6	3	40.8	11.7	108.8
13	0,00E+00	(0)	5,22E+05	(8)	24	6	4	14.4	0.5	93.0
14	0,00E+00	(0)	6,26E+05	(10)	25	8	5	11.5	0.4	70.9
15	4,89E+04	(3)	4,24E+05	(26)	96	5	2	19.3	3.6	59.9
16	0,00E+00	(0)	6,71E+05	(9)	21	8	5	12.8	0.5	80.5
17	0,00E+00	(0)	5,01E+05	(8)	25	6	4	14.4	0.5	93.0
18	5,22E+04	(3)	5,04E+05	(29)	90	6	2	17.3	3.2	53.1
19	0,00E+00	(0)	3,91E+05	(7)	28	5	3	16.6	0.6	110.0
20	0,00E+00	(0)	5,59E+05	(10)	28	7	4	11.5	0.4	70.9
21	8,69E+04	(3)	6,67E+05	(23)	54	8	3	21.8	4.0	68.6
POOLED	6,84E+04	(39)	5,95E+05	(339)	892	7	1	18.4	12.8	25.6

CHI^2 PROBABILITY (%): 79.5
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 18.4, 15.3 -- 22.0 (-3.1 +3.6)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 12.8 -- 25.6 (-5.6 +7.2)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 18.4, 15.3 -- 22.0 (-3.0 +3.6)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 12.9 -- 26.2 (-5.5 +7.8)
AGE DISPERSION (%): 0.7

FIT OPTION: Best-fit peaks using the binomial model of Galbraith and Green

INITIAL GUESS FOR MODEL PARAMETERS (number of peaks to fit = 1)

Peak #.	Peak Age	Theta	Fraction(%)	Count
1.	18.40	0.104	16.8	3.52

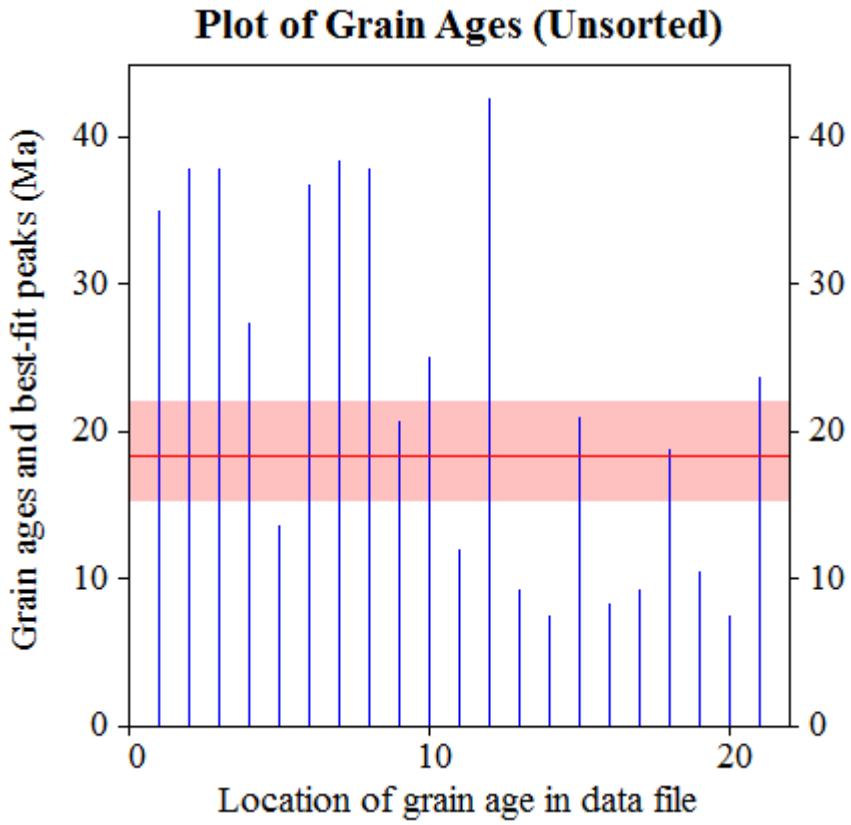
Total range for grain ages: 7,6 to 42,7 Ma
Number of active grains (Num. used for fit): 21
Number of removed grains: 0
Degrees of freedom for fit: 20
Average of the SE(Z)'s for the grains: 0,97
Estimated width of peaks in PD plot in Z units: 1,13

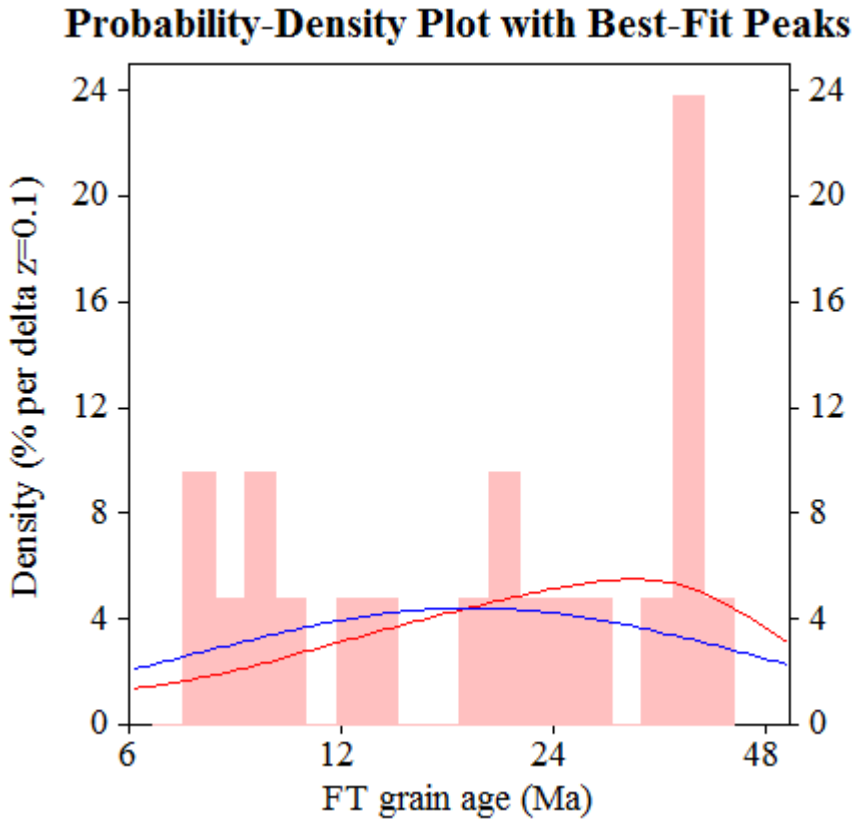
PARAMETERS FOR BEST-FIT PEAKS

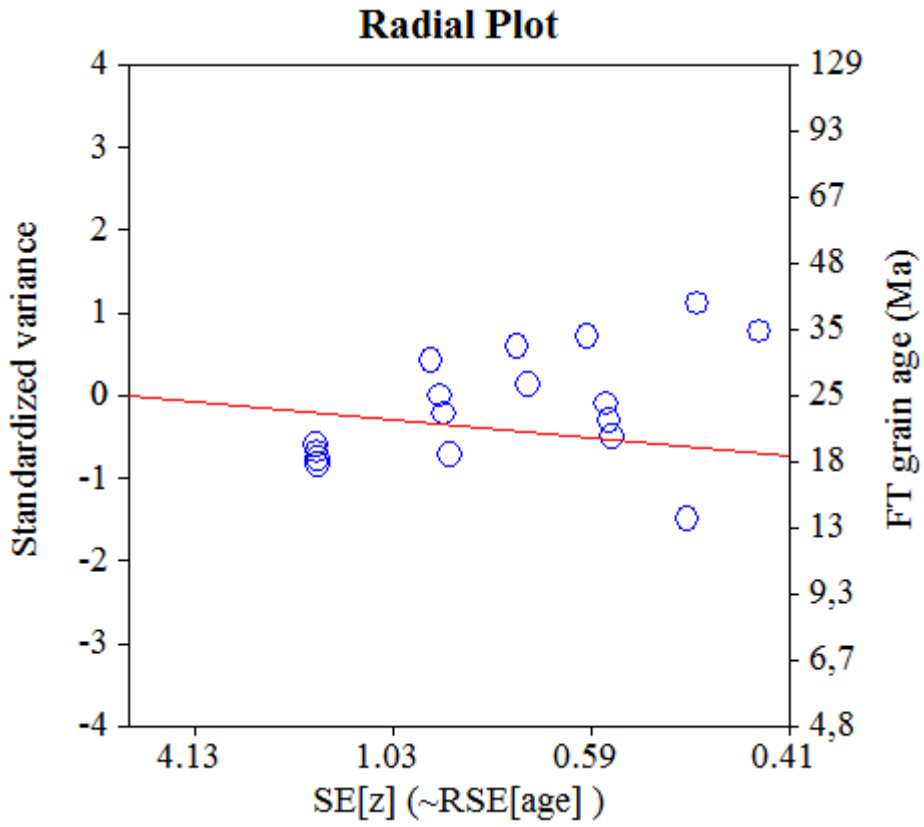
* *Standard error for peak age includes group error*
* *Peak width is for PD plot assuming a kernel factor = 0.60*

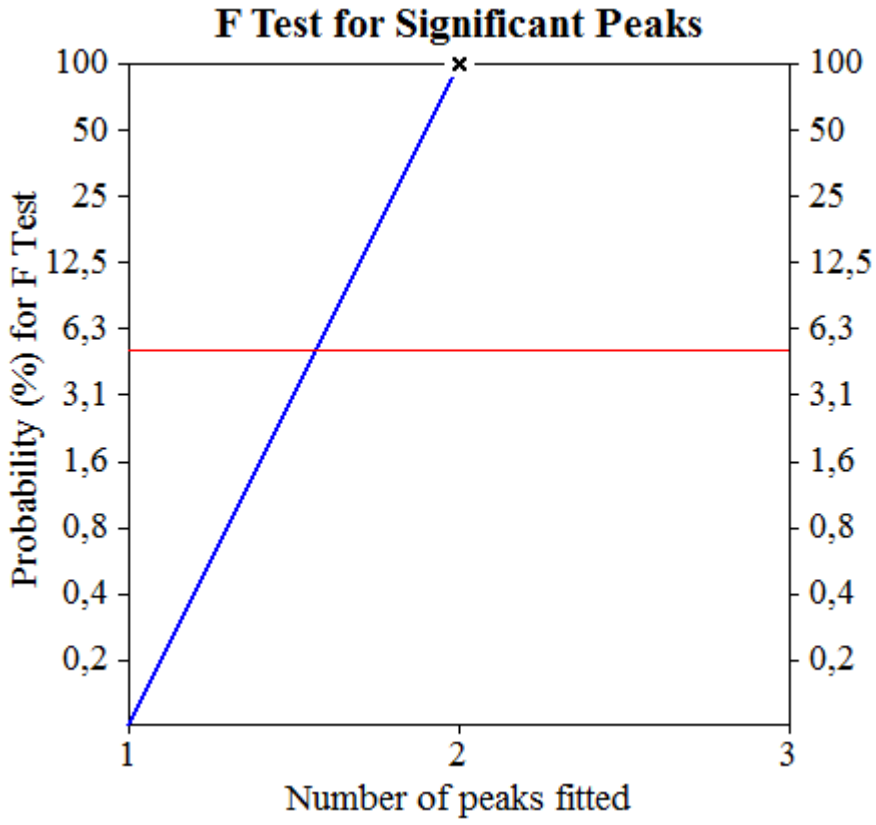
#.	Peak Age(Ma)	68%CI	95%CI	W(Z)	Frac(%)	SE,%	Count
1.	18.4	-3,0 ...+3,6	-5,5 ...+7,8	0.90	100.0	0.0	21.0

Log-likelihood for best fit: -28,941
Chi-squared value for best fit: 14,672
Reduced chi-squared value: 0,734
Probability for F test: 0%
Condition number for COVAR matrix: 1,00
Number of iterations: 5


Plot of Grain Ages (Unsorted)
Grain ages and best-fit peaks (Ma)
0
10
20
30
40
Location of grain age in data file


Probability-Density Plot with Best-Fit Peaks
Density (% per delta z=0.1)
0
4
8
12
16
20
24
6
12
24
48
FT grain age (Ma)


Radial Plot
Standardized variance
FT grain age (Ma)
SE[z] (~RSE[age])
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
129
93
67
48
35
25
18
13
9,3
6,7
4,8
4.13
1.03
0.59
0.41


F Test for Significant Peaks
Probability (%) for F Test
Number of peaks fitted
100
50
25
12,5
6,3
3,1
1,6
0,8
0,4
0,2
1
2
3

Datafile: C:\BX51\Méline\8-2016\FZR11_8-2016-13.fta
Title: Sample No.FZR11 Irr 8-2016-13

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1,25E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,12
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 256,70 16,34
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age (Ma) Age	--95% CI--	
1	1,66E+04	(1)	5,33E+05	(32)	94	6	2	5.7	0.1	29.9
2	1,63E+04	(1)	5,22E+05	(32)	96	6	2	5.7	0.1	29.9
3	8,15E+04	(5)	6,68E+05	(41)	96	8	3	20.0	6.0	49.2
4	9,39E+04	(6)	6,10E+05	(39)	100	7	2	25.1	8.5	58.3
5	5,22E+04	(1)	1,30E+06	(25)	30	16	6	7.3	0.2	39.0
6	3,19E+04	(1)	8,30E+05	(26)	49	10	4	7.0	0.2	37.3
7	2,24E+04	(1)	6,26E+05	(28)	70	8	3	6.5	0.1	34.5
8	1,30E+05	(3)	1,83E+06	(42)	36	22	7	12.0	2.3	35.7
9	6,71E+04	(3)	5,37E+05	(24)	70	6	3	20.9	3.9	65.5
10	1,56E+04	(1)	3,91E+05	(25)	100	5	2	7.3	0.2	39.0
11	3,13E+04	(2)	4,85E+05	(31)	100	6	2	11.1	1.2	40.4
12	4,69E+04	(3)	1,24E+06	(79)	100	15	3	6.4	1.2	18.4
13	2,24E+04	(1)	5,14E+05	(23)	70	6	3	7.9	0.2	42.7
14	3,13E+04	(2)	5,63E+05	(36)	100	7	2	9.5	1.0	34.4
15	1,56E+04	(1)	7,82E+05	(50)	100	9	3	3.7	0.1	18.6
16	5,22E+04	(3)	1,51E+06	(87)	90	18	4	5.8	1.1	16.6
17	3,91E+04	(1)	4,30E+05	(11)	40	5	3	16.4	0.3	99.3
18	6,26E+04	(4)	8,61E+05	(55)	100	10	3	12.1	3.1	31.4
19	4,69E+04	(3)	6,42E+05	(41)	100	8	2	12.3	2.3	36.6
20	6,26E+04	(2)	5,63E+05	(18)	50	7	3	19.0	2.0	73.8
21	9,39E+04	(3)	8,14E+05	(26)	50	10	4	19.3	3.6	60.0
22	4,47E+04	(2)	5,37E+05	(24)	70	6	3	14.3	1.5	53.5
23	6,71E+04	(3)	6,71E+05	(30)	70	8	3	16.7	3.1	51.2
24	1,56E+04	(1)	4,38E+05	(28)	100	5	2	6.5	0.1	34.5
25	3,48E+04	(2)	7,13E+05	(41)	90	9	3	8.4	0.9	30.0
26	2,61E+04	(1)	2,61E+05	(10)	60	3	2	18.0	0.4	111.5
27	1,96E+04	(1)	9,98E+05	(51)	80	12	3	3.6	0.1	18.3
28	6,71E+04	(3)	7,38E+05	(33)	70	9	3	15.2	2.9	46.2
29	7,82E+04	(4)	5,67E+05	(29)	80	7	3	22.8	5.6	62.5
30	3,13E+04	(2)	5,16E+05	(33)	100	6	2	10.4	1.1	37.8
POOLED	4,44E+04	(67)	6,96E+05	(1050)	2361	8	1	10.2	7.7	13.4

CHI^2 PROBABILITY (%): 88.2
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 10.2, 8.9 -- 11.7 (-1.3 +1.5)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 7.7 -- 13.4 (-2.5 +3.2)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 10.2, 8.9 -- 11.7 (-1.3 +1.5)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 7.7 -- 13.5 (-2.5 +3.3)
AGE DISPERSION (%): 0.8

FIT OPTION: Best-fit peaks using the binomial model of Galbraith and Green

INITIAL GUESS FOR MODEL PARAMETERS (number of peaks to fit = 1)

Peak #.	Peak Age	Theta	Fraction(%)	Count
1.	10.20	0.060	20.2	6.06

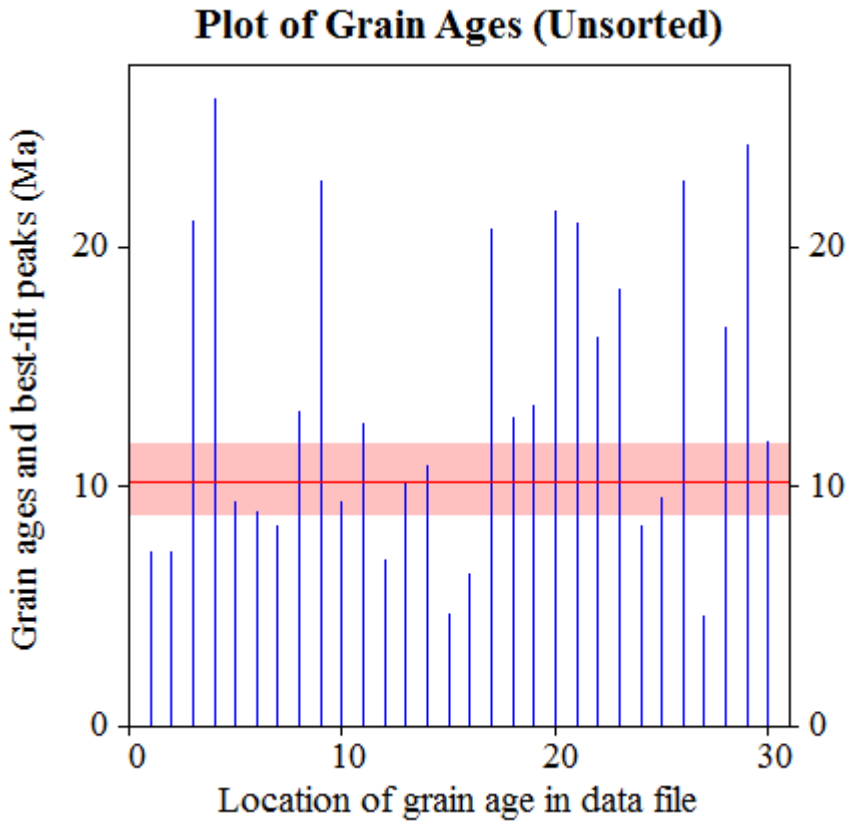
Total range for grain ages: 4,7 to 26,3 Ma
Number of active grains (Num. used for fit): 30
Number of removed grains: 0
Degrees of freedom for fit: 29
Average of the SE(Z)'s for the grains: 0,7
Estimated width of peaks in PD plot in Z units: 0,81

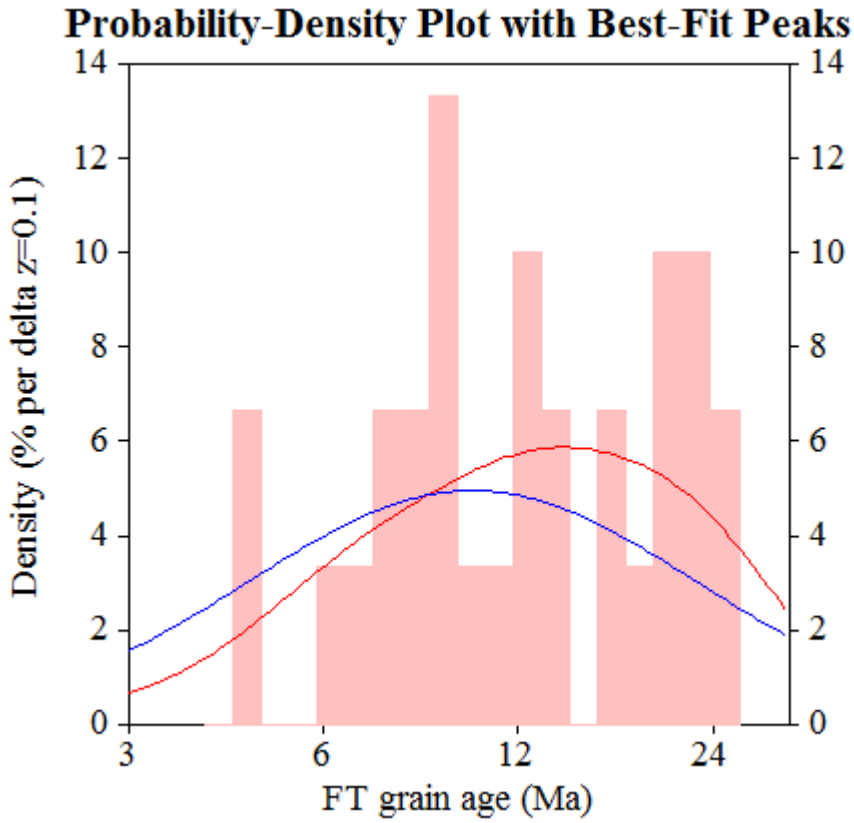
PARAMETERS FOR BEST-FIT PEAKS

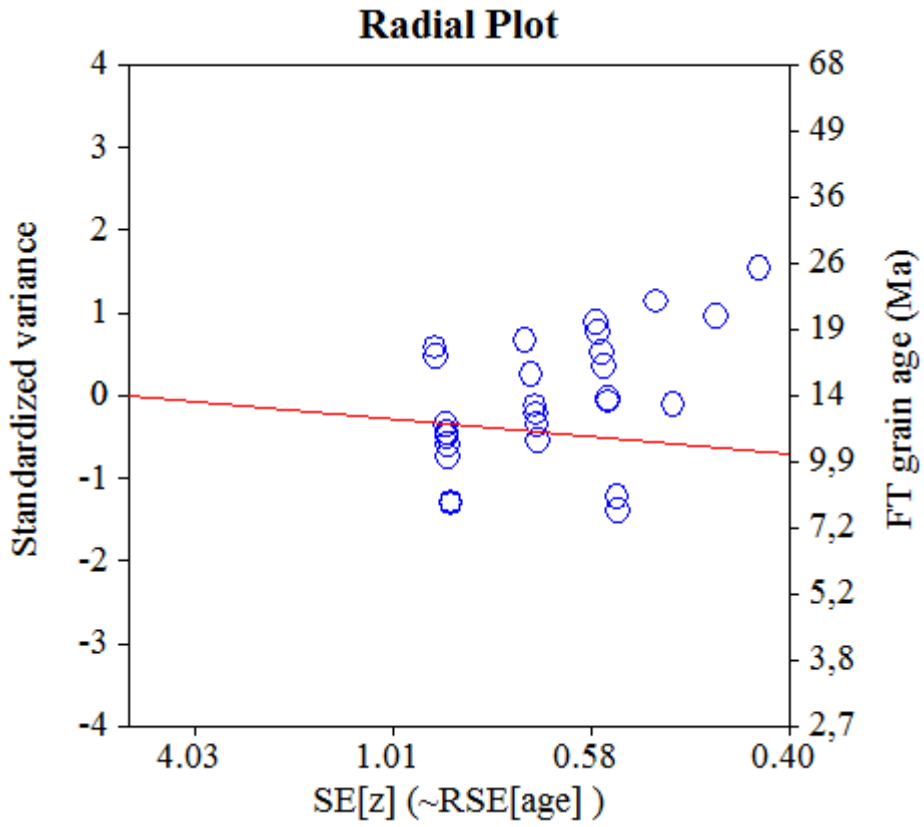
* *Standard error for peak age includes group error*
* *Peak width is for PD plot assuming a kernel factor = 0.60*

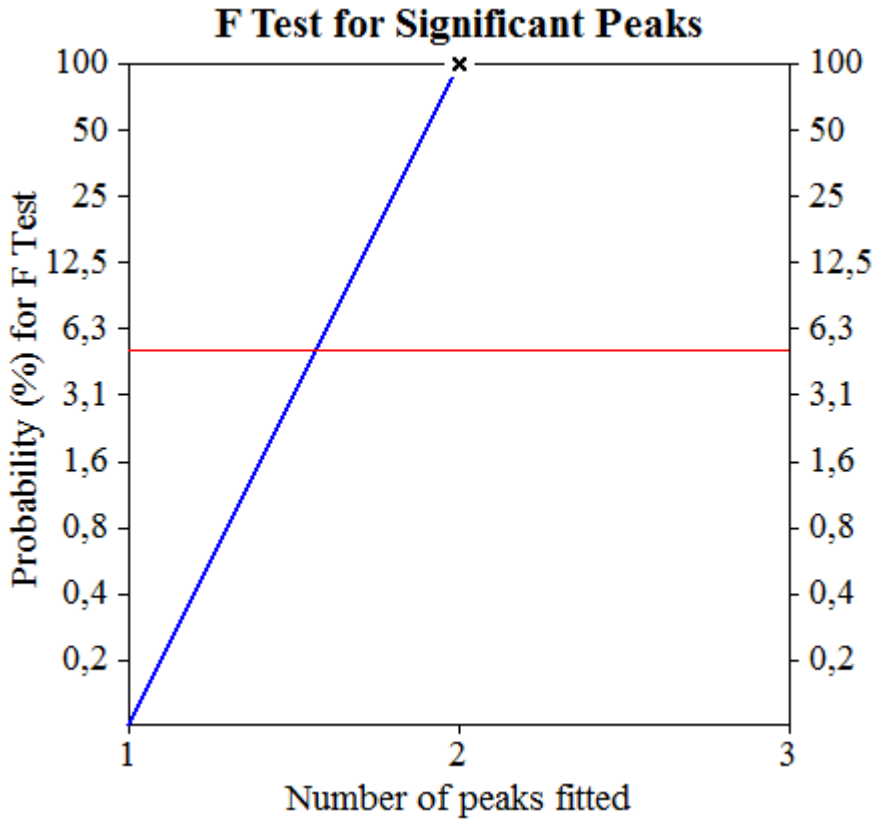
#.	Peak Age(Ma)	68%CI	95%CI	W(Z)	Frac(%)	SE,%	Count
1.	10.2	-1,3 ...+1,5	-2,5 ...+3,3	0.80	100.0	0.0	30.0

Log-likelihood for best fit: -47,463
Chi-squared value for best fit: 20,348
Reduced chi-squared value: 0,702
Probability for F test: 0%
Condition number for COVAR matrix: 1,00
Number of iterations: 5


Plot of Grain Ages (Unsorted)
Grain ages and best-fit peaks (Ma)
0
10
20
0
10
20
30
Location of grain age in data file


Probability-Density Plot with Best-Fit Peaks
Density (% per delta z=0.1)
0
2
4
6
8
10
12
14
3
6
12
24
FT grain age (Ma)


Radial Plot
Standardized variance
FT grain age (Ma)
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
68
49
36
26
19
14
9,9
7,2
5,2
3,8
2,7
4.03
1.01
0.58
0.40
SE[z] (~RSE[age])


F Test for Significant Peaks
Probability (%) for F Test
100
50
25
12,5
6,3
3,1
1,6
0,8
0,4
0,2
1
2
3
Number of peaks fitted

Datafile: C:\BX51\Méline\8-2016\FZR12_8-2016-14.fta
Title: Sample No.FZR12 Irr 8-2016-14

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1,25E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,14
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 256,70 16,34
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age (Ma) Age	--95% CI--	
1	7,82E+04	(2)	6,65E+05	(17)	40	8	4	20.1	2.1	78.9
2	6,88E+04	(4)	8,94E+05	(52)	91	11	3	12.8	3.2	33.4
3	1,04E+05	(6)	6,26E+05	(36)	90	8	2	27.2	9.2	63.7
4	6,26E+04	(1)	3,76E+05	(6)	25	5	4	29.7	0.6	216.4
5	3,13E+04	(2)	5,63E+05	(36)	100	7	2	9.5	1.0	34.5
6	1,10E+05	(7)	5,63E+05	(36)	100	7	2	31.7	11.7	70.6
7	1,49E+05	(2)	5,22E+05	(7)	21	6	5	48.0	4.6	236.1
8	5,73E+04	(3)	2,67E+05	(14)	82	3	2	35.6	6.3	121.9
9	7,82E+04	(5)	3,76E+05	(24)	100	5	2	34.1	9.9	88.7
10	4,35E+04	(1)	2,61E+05	(6)	36	3	2	29.7	0.6	216.4
11	5,59E+04	(1)	3,91E+05	(7)	28	5	3	25.6	0.5	175.8
12	3,13E+04	(2)	4,69E+05	(30)	100	6	2	11.4	1.2	42.0
13	3,91E+04	(1)	6,26E+05	(16)	40	8	4	11.4	0.2	64.1
14	6,26E+04	(4)	4,69E+05	(30)	100	6	2	22.1	5.5	60.4
15	5,87E+04	(3)	5,87E+05	(30)	80	7	3	16.8	3.1	51.3
16	9,39E+04	(6)	2,82E+05	(18)	100	3	2	54.1	17.3	139.0
17	4,69E+04	(3)	4,38E+05	(28)	100	5	2	17.9	3.3	55.4
18	2,61E+04	(1)	4,43E+05	(17)	60	5	3	10.7	0.2	59.9
19	9,39E+04	(3)	3,44E+05	(11)	50	4	2	45.2	7.8	163.4
20	3,26E+04	(2)	4,89E+05	(30)	96	6	2	11.4	1.2	42.0
21	3,13E+04	(2)	4,69E+05	(30)	100	6	2	11.4	1.2	42.0
22	6,26E+04	(2)	5,01E+05	(16)	50	6	3	21.3	2.2	84.6
23	1,56E+04	(1)	5,79E+05	(37)	100	7	2	4.9	0.1	25.6
24	5,22E+04	(2)	1,25E+06	(48)	60	15	4	7.2	0.8	25.4
25	1,49E+05	(2)	3,73E+05	(5)	21	4	4	66.6	6.1	380.1
26	4,89E+04	(3)	5,22E+05	(32)	96	6	2	15.7	2.9	47.8
POOLED	5,95E+04	(71)	5,19E+05	(619)	1866	6	1	18.3	13.9	24.2

CHI^2 PROBABILITY (%): 43.0
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 18.3, 15.9 -- 21.1 (-2.4 +2.8)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 13.9 -- 24.2 (-4.4 +5.8)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 18.4, 16.0 -- 21.2 (-2.5 +2.8)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 13.9 -- 24.4 (-4.5 +5.9)
AGE DISPERSION (%): 11.3

FIT OPTION: Best-fit peaks using the binomial model of Galbraith and Green

INITIAL GUESS FOR MODEL PARAMETERS (number of peaks to fit = 1)

Peak #.	Peak Age	Theta	Fraction(%)	Count
1.	18.30	0.103	18.5	4.82

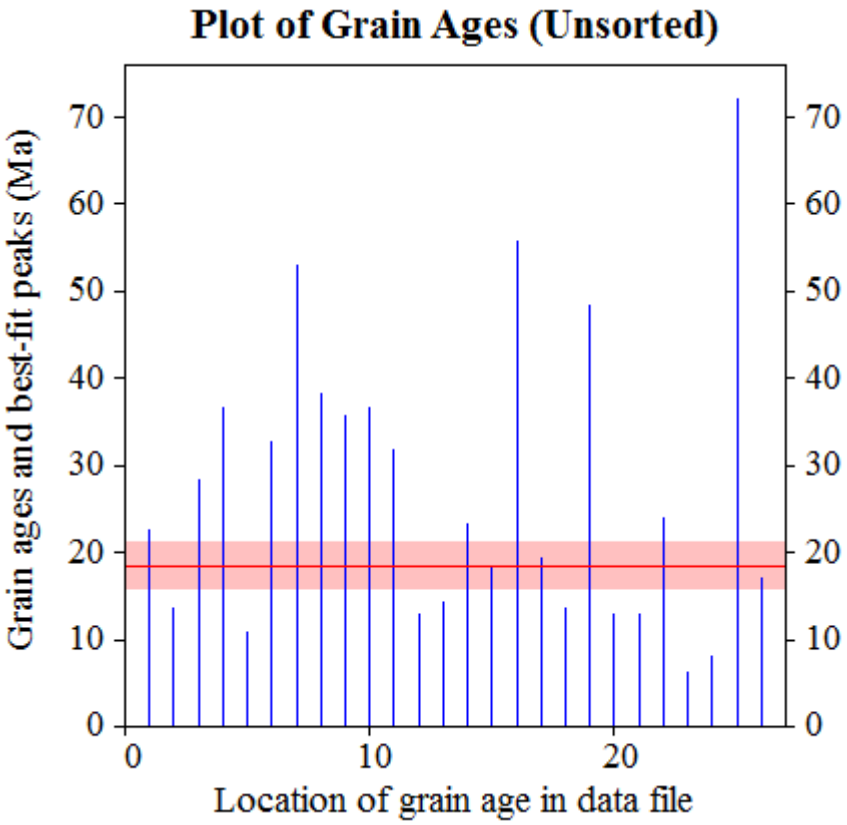
Total range for grain ages:	6,4 to 72,4 Ma
Number of active grains (Num. used for fit):	26
Number of removed grains:	0
Degrees of freedom for fit:	25
Average of the SE(Z)'s for the grains:	0,67
Estimated width of peaks in PD plot in Z units:	0,78

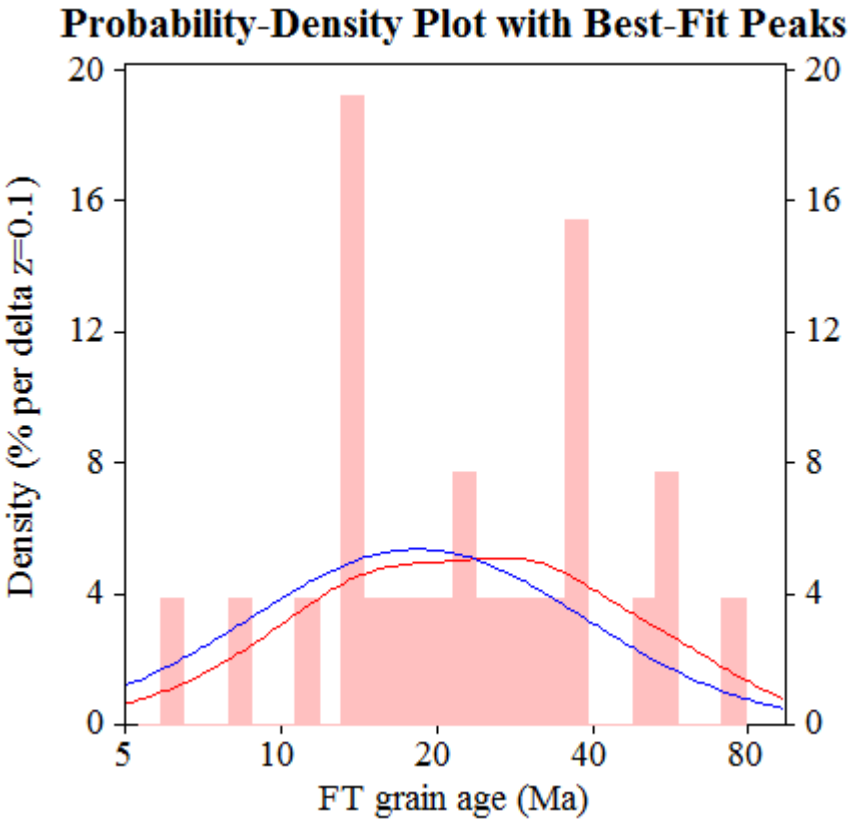
PARAMETERS FOR BEST-FIT PEAKS

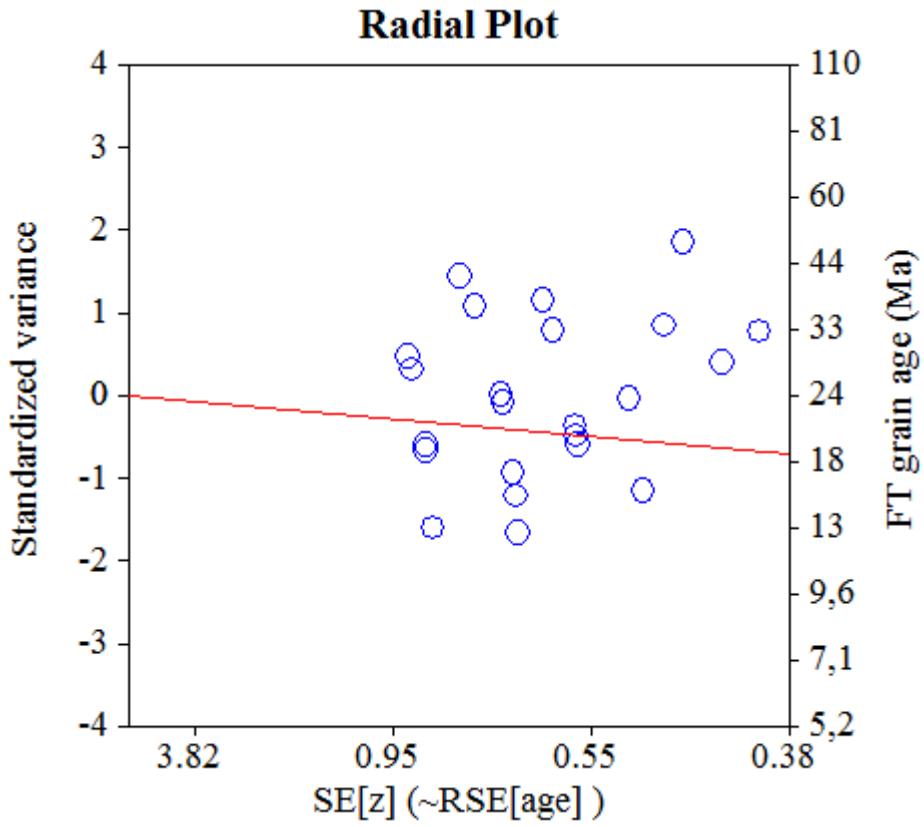
* *Standard error for peak age includes group error*
* *Peak width is for PD plot assuming a kernel factor = 0.60*

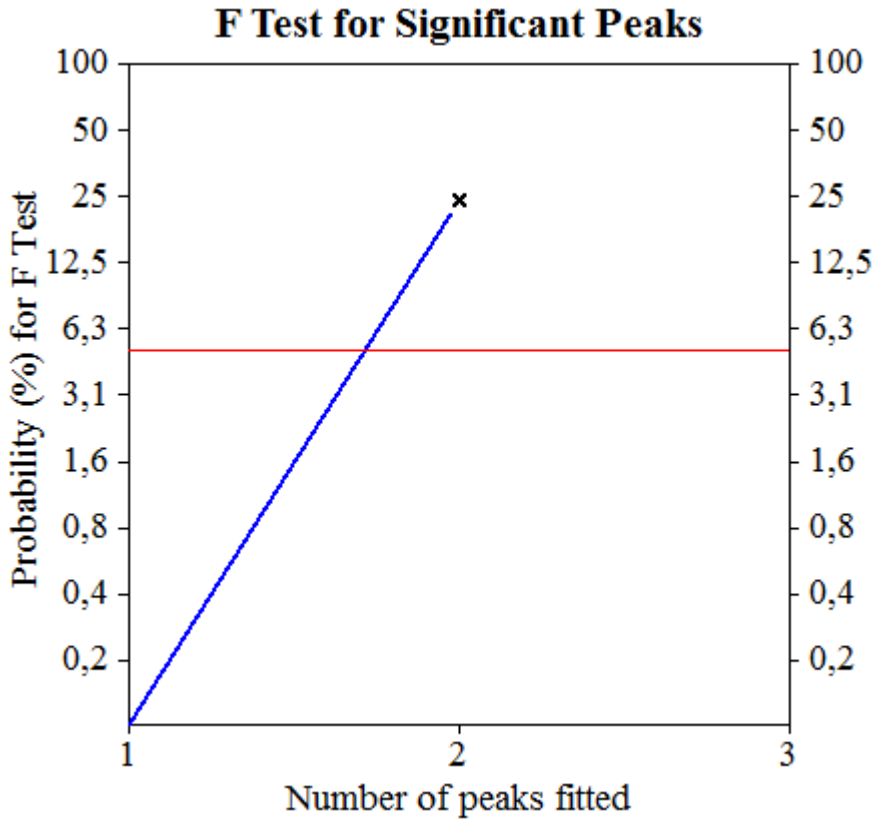
#.	Peak Age(Ma)	68%CI	95%CI	W(Z)	Frac(%)	SE,%	Count
1.	18.3	-2,4 ...+2,8	-4,4 ...+5,8	0.75	100.0	0.0	26.0

Log-likelihood for best fit:	-46,216
Chi-squared value for best fit:	25,588
Reduced chi-squared value:	1,024
Probability for F test:	0%
Condition number for COVAR matrix:	1,00
Number of iterations:	5


Plot of Grain Ages (Unsorted)
Grain ages and best-fit peaks (Ma)
0
10
20
30
40
50
60
70
0
10
20
Location of grain age in data file


Probability-Density Plot with Best-Fit Peaks
Density (% per delta z=0.1)
0
4
8
12
16
20
5
10
20
40
80
FT grain age (Ma)


Radial Plot
Standardized variance
FT grain age (Ma)
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
110
81
60
44
33
24
18
13
9,6
7,1
5,2
3.82
0.95
0.55
0.38
SE[z] (~RSE[age])


F Test for Significant Peaks
Probability (%) for F Test
100
50
25
12,5
6,3
3,1
1,6
0,8
0,4
0,2
1
2
3
Number of peaks fitted

Datafile: C:\BX51\Méline\8-2016\FZR13_8-2016-15.fta
Title: Sample No.FZR13 Irr 8-2016-15

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1,25E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,16
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 256,70 16,34
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age (Ma) Age	--95% CI--	
1	6,34E+04	(3)	4,86E+05	(23)	74	6	2	21.8	4.0	68.9
2	9,39E+04	(6)	5,63E+05	(36)	100	7	2	27.3	9.2	63.7
3	1,19E+05	(7)	4,08E+05	(24)	92	5	2	47.4	17.0	110.9
4	9,39E+04	(6)	5,32E+05	(34)	100	6	2	28.9	9.7	67.8
5	6,71E+04	(3)	5,37E+05	(24)	70	6	3	20.9	3.9	65.7
6	1,10E+05	(7)	5,48E+05	(35)	100	7	2	32.6	12.0	72.9
7	6,26E+04	(4)	3,29E+05	(21)	100	4	2	31.4	7.6	89.9
8	3,13E+04	(2)	3,29E+05	(21)	100	4	2	16.3	1.7	62.2
9	9,39E+04	(6)	3,76E+05	(24)	100	5	2	40.8	13.4	99.9
10	6,26E+04	(4)	4,07E+05	(26)	100	5	2	25.4	6.3	70.7
11	4,89E+04	(2)	4,40E+05	(18)	64	5	2	19.0	2.0	74.0
12	6,71E+04	(3)	4,69E+05	(21)	70	6	2	23.9	4.4	76.3
13	6,26E+04	(1)	5,63E+05	(9)	25	7	4	20.0	0.4	127.3
14	7,82E+04	(5)	5,01E+05	(32)	100	6	2	25.7	7.6	64.5
15	1,10E+05	(7)	3,60E+05	(23)	100	4	2	49.4	17.7	116.4
16	4,47E+04	(2)	5,37E+05	(24)	70	6	3	14.3	1.5	53.6
17	3,13E+04	(1)	5,95E+05	(19)	50	7	3	9.6	0.2	52.9
18	7,82E+04	(5)	9,39E+05	(60)	100	11	3	13.7	4.2	32.9
19	4,69E+04	(3)	4,69E+05	(30)	100	6	2	16.8	3.1	51.4
20	1,56E+04	(1)	4,23E+05	(27)	100	5	2	6.8	0.1	35.9
21	3,13E+04	(2)	3,13E+05	(20)	100	4	2	17.1	1.8	65.7
22	1,56E+04	(1)	5,95E+05	(38)	100	7	2	4.8	0.1	24.9
23	4,69E+04	(3)	5,16E+05	(33)	100	6	2	15.3	2.9	46.3
24	3,13E+04	(2)	5,32E+05	(34)	100	6	2	10.1	1.1	36.7
25	3,91E+04	(2)	2,74E+05	(14)	80	3	2	24.4	2.5	99.0
POOLED	6,27E+04	(88)	4,78E+05	(670)	2195	6	0	21.0	16.3	27.1

CHI^2 PROBABILITY (%): 60.4
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 21.0, 18.5 -- 23.9 (-2.6 +2.9)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 16.3 -- 27.1 (-4.7 +6.1)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 21.0, 18.4 -- 24.0 (-2.6 +2.9)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 16.3 -- 27.2 (-4.7 +6.1)
AGE DISPERSION (%): 3.9

FIT OPTION: Best-fit peaks using the binomial model of Galbraith and Green

INITIAL GUESS FOR MODEL PARAMETERS (number of peaks to fit = 1)

Peak #.	Peak Age	Theta	Fraction(%)	Count
1.	21.00	0.116	23.9	5.98

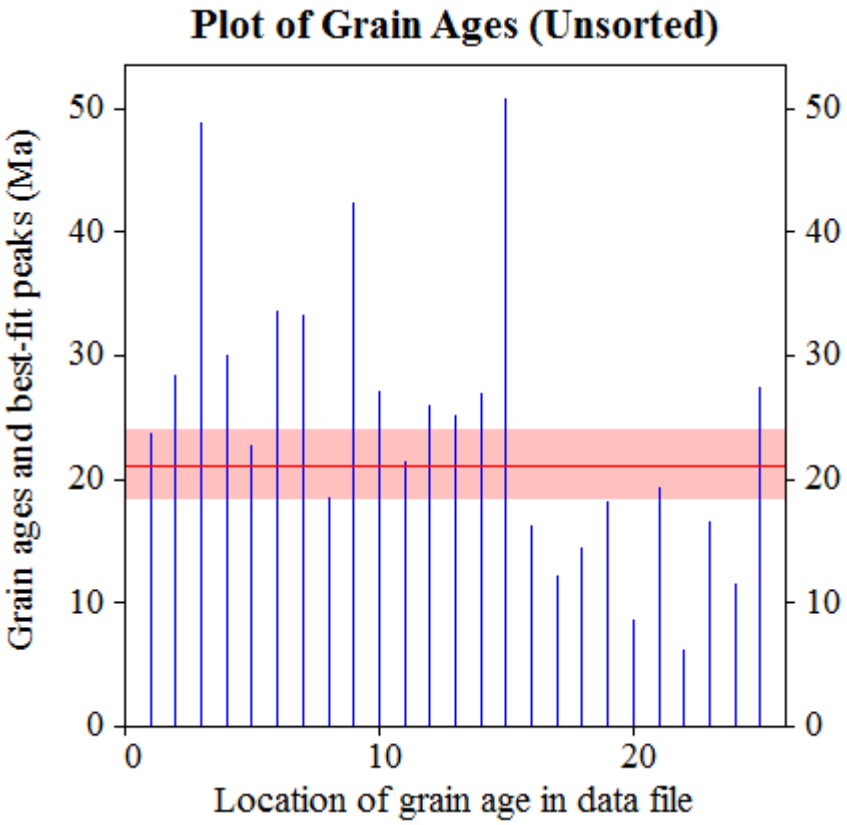
Total range for grain ages: 6,2 to 51,0 Ma
Number of active grains (Num. used for fit): 25
Number of removed grains: 0
Degrees of freedom for fit: 24
Average of the SE(Z)'s for the grains: 0,61
Estimated width of peaks in PD plot in Z units: 0,71

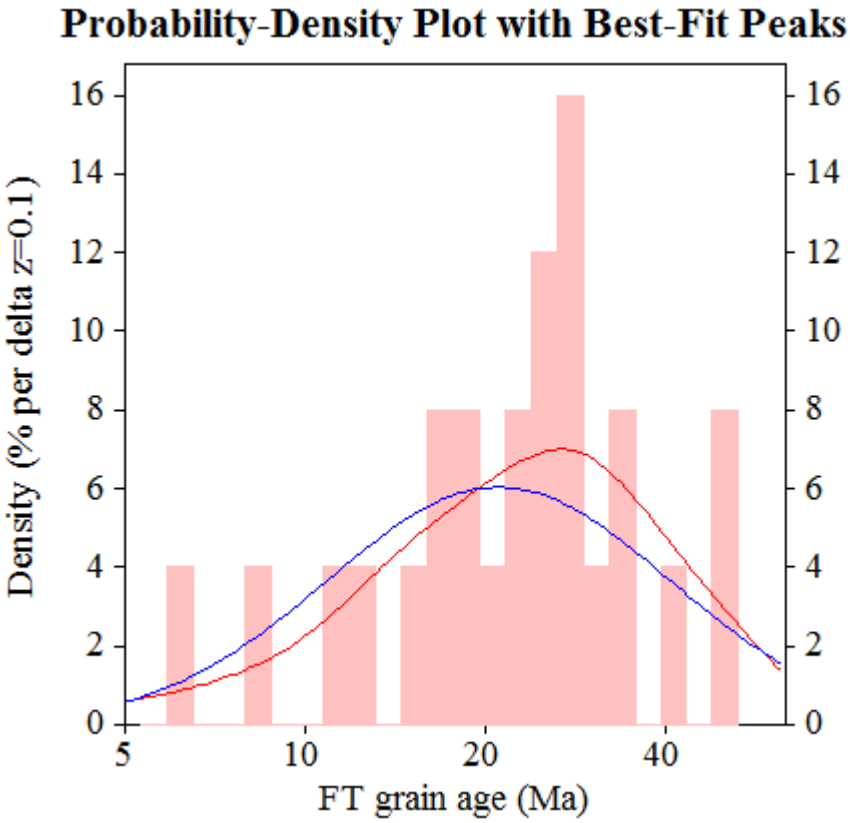
PARAMETERS FOR BEST-FIT PEAKS

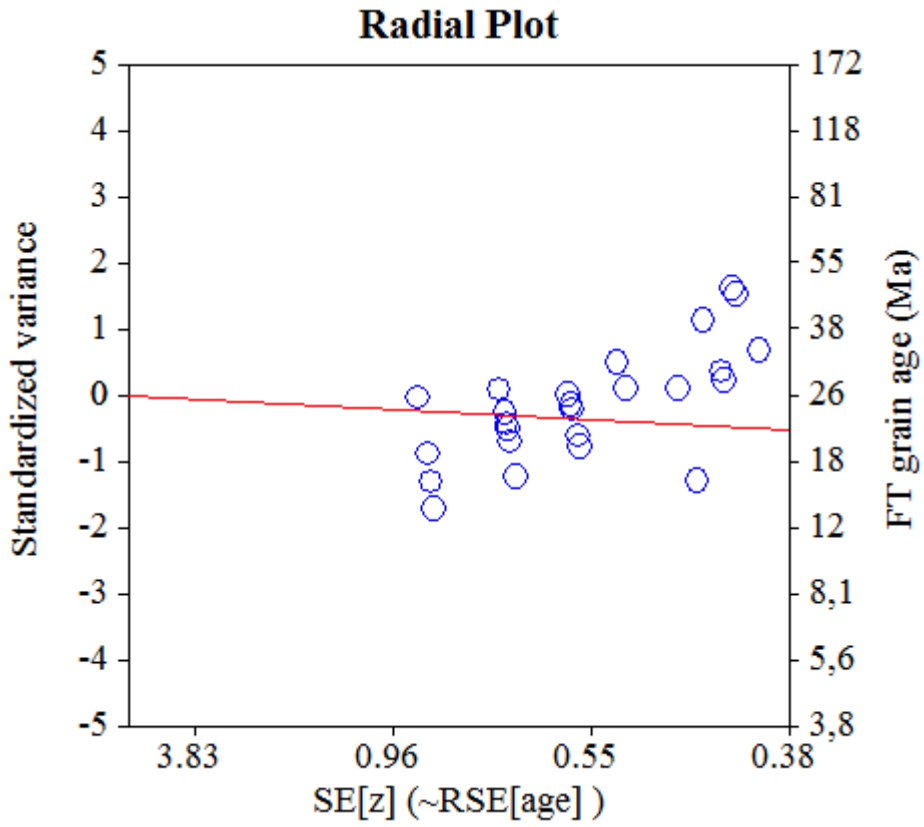
* *Standard error for peak age includes group error*
* *Peak width is for PD plot assuming a kernel factor = 0.60*

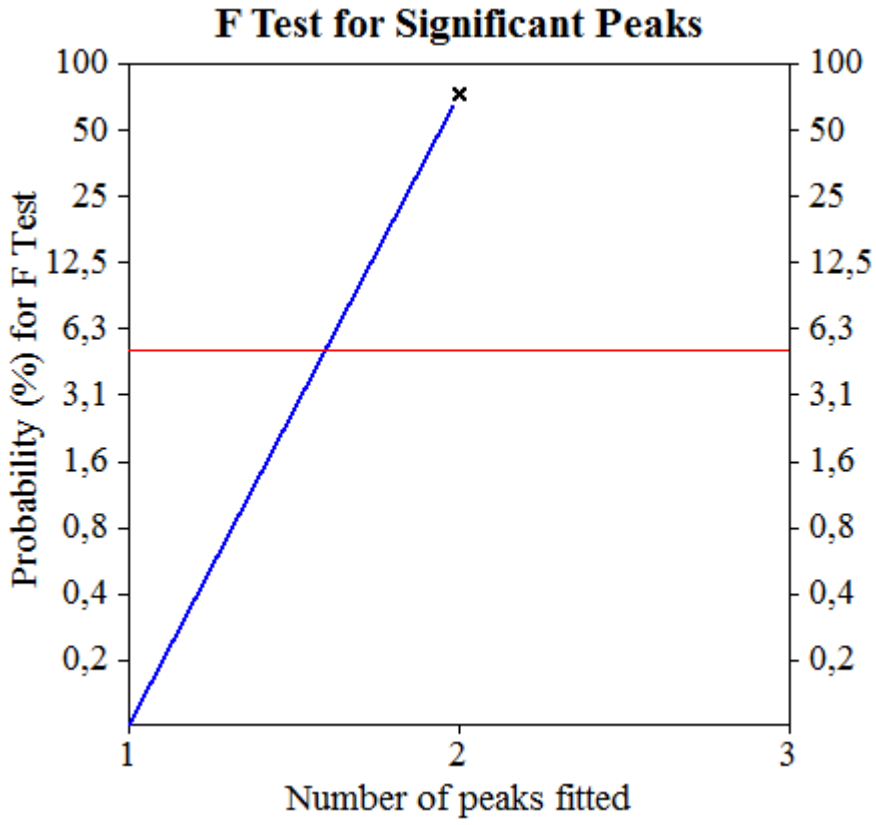
#.	Peak Age(Ma)	68%CI	95%CI	W(Z)	Frac(%)	SE,%	Count
1.	21.0	-2,6 ...+2,9	-4,7 ...+6,1	0.66	100.0	0.0	25.0

Log-likelihood for best fit: -46,784
Chi-squared value for best fit: 21,578
Reduced chi-squared value: 0,899
Probability for F test: 0%
Condition number for COVAR matrix: 1,00
Number of iterations: 5


Plot of Grain Ages (Unsorted)
Grain ages and best-fit peaks (Ma)
0
10
20
30
40
50
Location of grain age in data file


Probability-Density Plot with Best-Fit Peaks
Density (% per delta z=0.1)
0
2
4
6
8
10
12
14
16
5
10
20
40
FT grain age (Ma)


Radial Plot
Standardized variance
5
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
-5
FT grain age (Ma)
172
118
81
55
38
26
18
12
8,1
5,6
3,8
3.83
0.96
0.55
0.38
SE[z] (~RSE[age])


F Test for Significant Peaks
Probability (%) for F Test
100
50
25
12,5
6,3
3,1
1,6
0,8
0,4
0,2
1
2
3
Number of peaks fitted

Datafile: C:\BX51\Méline\8-2016\FZR14_8-2016-16.fta
Title: Sample No.FZR14 Irr 8-2016-16

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1,25E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,19
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 256,70 16,34
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age (Ma) Age	--95% CI--	
1	1,56E+04	(1)	2,82E+05	(18)	100	3	2	10.1	0.2	56.2
2	3,13E+04	(2)	5,32E+05	(34)	100	6	2	10.1	1.1	36.7
3	6,26E+04	(4)	5,16E+05	(33)	100	6	2	20.1	5.0	54.5
4	1,56E+04	(1)	5,16E+05	(33)	100	6	2	5.5	0.1	29.0
5	3,13E+04	(2)	3,60E+05	(23)	100	4	2	14.9	1.6	56.2
6	9,39E+04	(6)	5,32E+05	(34)	100	6	2	28.9	9.7	67.9
7	3,33E+04	(2)	4,33E+05	(26)	94	5	2	13.2	1.4	49.1
8	6,26E+04	(4)	5,16E+05	(33)	100	6	2	20.1	5.0	54.5
9	1,56E+04	(1)	3,91E+05	(25)	100	5	2	7.3	0.2	39.1
10	3,13E+04	(2)	2,50E+05	(16)	100	3	1	21.4	2.2	84.8
11	1,56E+04	(1)	4,23E+05	(27)	100	5	2	6.8	0.1	36.0
12	3,13E+04	(2)	4,07E+05	(26)	100	5	2	13.2	1.4	49.1
13	4,17E+04	(2)	8,35E+05	(40)	75	10	3	8.6	0.9	30.9
14	9,39E+04	(6)	4,69E+05	(30)	100	6	2	32.7	10.9	77.9
15	3,13E+04	(2)	3,13E+05	(20)	100	4	2	17.1	1.8	65.7
16	1,56E+04	(1)	3,76E+05	(24)	100	5	2	7.6	0.2	40.9
17	6,26E+04	(4)	4,85E+05	(31)	100	6	2	21.4	5.3	58.3
18	7,82E+04	(5)	5,32E+05	(34)	100	6	2	24.2	7.2	60.4
19	6,26E+04	(4)	6,89E+05	(44)	100	8	2	15.1	3.8	40.0
20	3,13E+04	(2)	2,50E+05	(16)	100	3	1	21.4	2.2	84.8
21	4,69E+04	(3)	4,23E+05	(27)	100	5	2	18.6	3.5	57.7
22	6,26E+04	(4)	3,60E+05	(23)	100	4	2	28.8	7.0	81.2
23	3,91E+04	(2)	5,87E+05	(30)	80	7	3	11.5	1.2	42.0
24	3,13E+04	(2)	2,97E+05	(19)	100	4	2	18.0	1.9	69.7
25	4,69E+04	(3)	3,91E+05	(25)	100	5	2	20.1	3.7	62.8
26	3,91E+04	(2)	6,65E+05	(34)	80	8	3	10.1	1.1	36.7
27	4,69E+04	(3)	3,44E+05	(22)	100	4	2	22.8	4.2	72.4
28	4,69E+04	(3)	5,01E+05	(32)	100	6	2	15.7	2.9	47.9
29	7,82E+04	(5)	3,44E+05	(22)	100	4	2	37.3	10.8	98.0
30	6,26E+04	(4)	5,48E+05	(35)	100	7	2	19.0	4.7	51.1
POOLED	4,54E+04	(85)	4,47E+05	(836)	2929	5	0	16.3	12.6	21.0

CHI^2 PROBABILITY (%): 96.3
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 16.3, 14.3 -- 18.6 (-2.0 +2.3)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 12.6 -- 21.0 (-3.7 +4.7)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 16.3, 14.3 -- 18.6 (-2.0 +2.3)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 12.6 -- 21.1 (-3.7 +4.8)
AGE DISPERSION (%): 0.3

FIT OPTION: Best-fit peaks using the binomial model of Galbraith and Green

INITIAL GUESS FOR MODEL PARAMETERS (number of peaks to fit = 1)

Peak #.	Peak Age	Theta	Fraction(%)	Count
1.	16.30	0.092	24.7	7.42

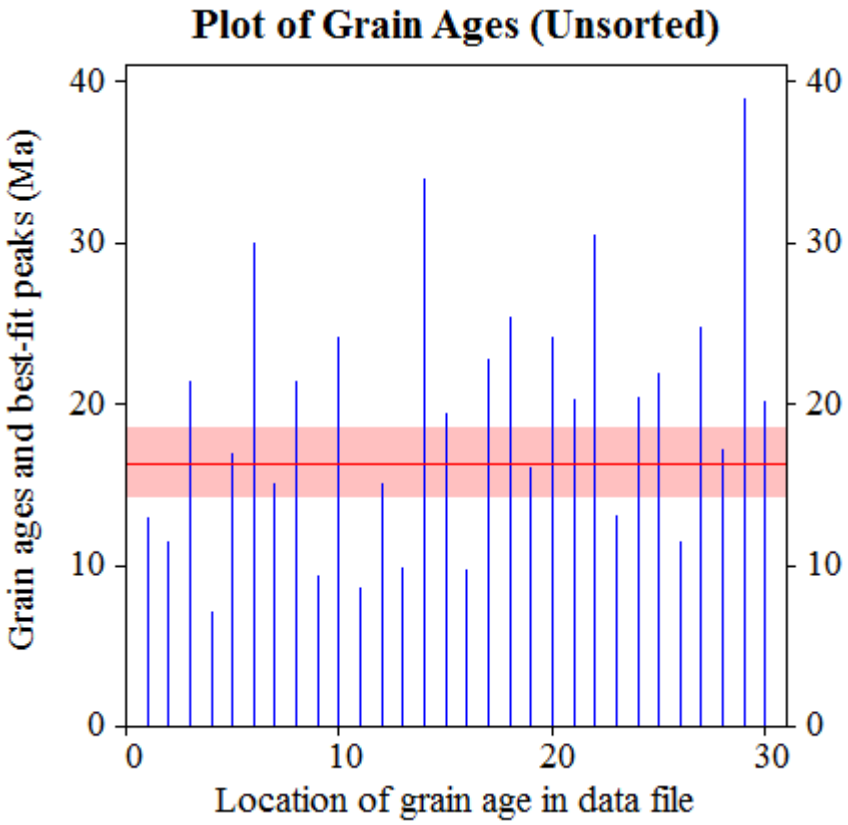
Total range for grain ages: 7,2 to 39,1 Ma
Number of active grains (Num. used for fit): 30
Number of removed grains: 0
Degrees of freedom for fit: 29
Average of the SE(Z)'s for the grains: 0,63
Estimated width of peaks in PD plot in Z units: 0,74

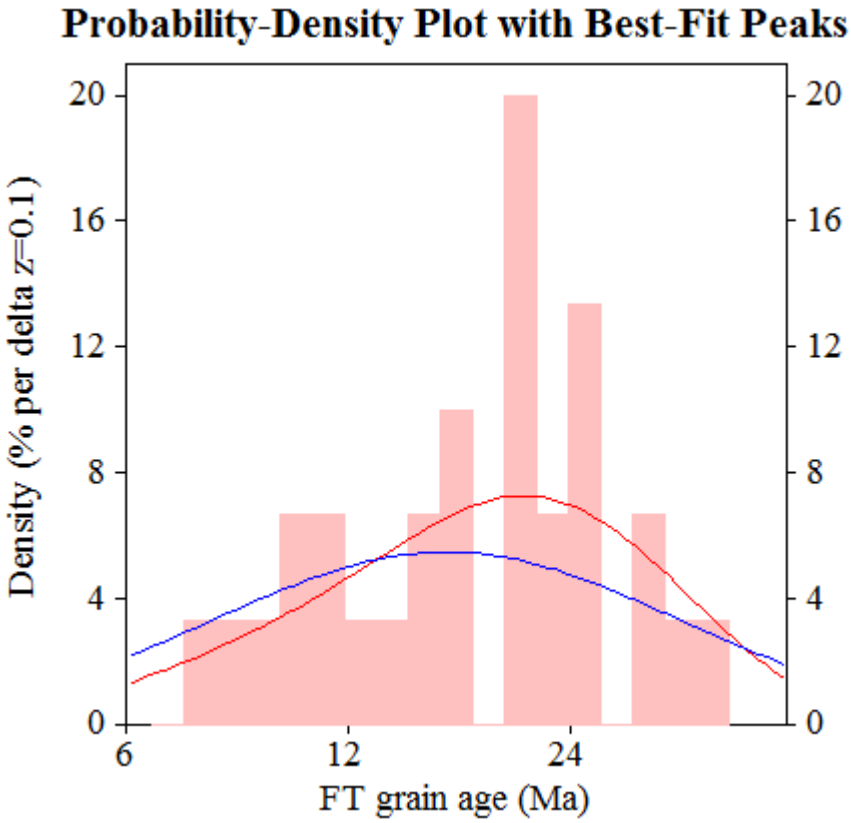
PARAMETERS FOR BEST-FIT PEAKS

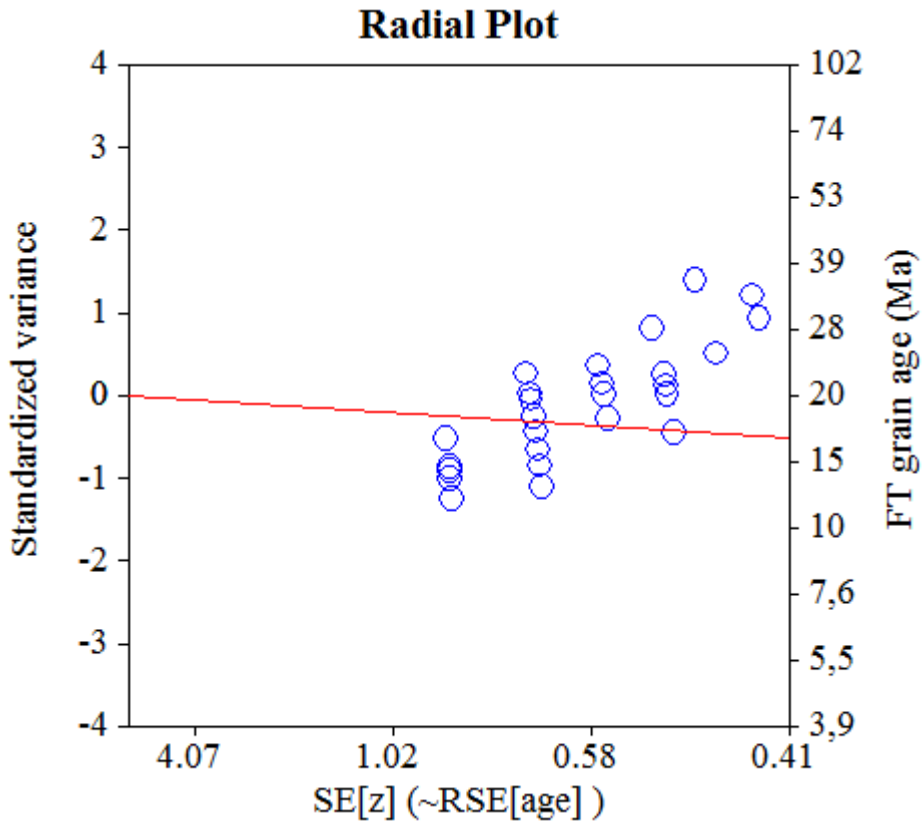
* *Standard error for peak age includes group error*
* *Peak width is for PD plot assuming a kernel factor = 0.60*

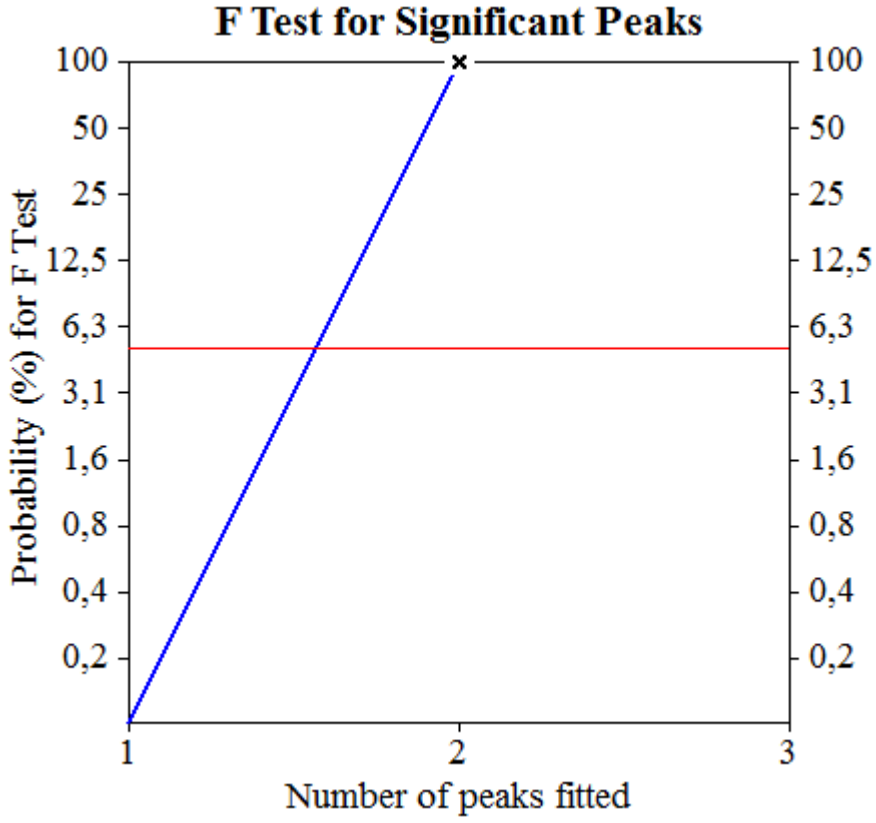
#.	Peak Age(Ma)	68%CI	95%CI	W(Z)	Frac(%)	SE,%	Count
1.	16.3	-2,0 ...+2,3	-3,7 ...+4,8	0.73	100.0	0.0	30.0

Log-likelihood for best fit: -49,463
Chi-squared value for best fit: 16,952
Reduced chi-squared value: 0,585
Probability for F test: 0%
Condition number for COVAR matrix: 1,00
Number of iterations: 5


Plot of Grain Ages (Unsorted)
Grain ages and best-fit peaks (Ma)
Location of grain age in data file
0
10
20
30
40


Probability-Density Plot with Best-Fit Peaks
Density (% per delta z=0.1)
FT grain age (Ma)
0
4
8
12
16
20
6
12
24


Radial Plot
Standardized variance
FT grain age (Ma)
SE[z] (~RSE[age])
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
102
74
53
39
28
20
15
10
7,6
5,5
3,9
4.07
1.02
0.58
0.41


F Test for Significant Peaks
Probability (%) for F Test
Number of peaks fitted
100
50
25
12,5
6,3
3,1
1,6
0,8
0,4
0,2
1
2
3

Datafile: C:\BX51\Méline\8-2016\FZR15_8-2016-17.fta
Title: Sample No.FZR15 Irr 8-2016-17

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1,25E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,23
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 256,70 16,34
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age (Ma) Age	--95% CI--	
1	9,39E+04	(6)	1,60E+06	(102)	100	19	4	9.7	3.4	21.3
2	7,82E+04	(5)	1,27E+06	(81)	100	15	3	10.2	3.1	24.1
3	1,11E+05	(7)	1,38E+06	(87)	99	16	4	13.2	5.0	27.7
4	1,25E+05	(8)	1,03E+06	(66)	100	12	3	19.8	8.1	40.6
5	9,39E+04	(6)	1,22E+06	(78)	100	15	3	12.7	4.4	28.1
6	4,69E+04	(3)	7,82E+05	(50)	100	9	3	10.1	1.9	29.8
7	1,10E+05	(7)	1,00E+06	(64)	100	12	3	17.9	6.8	38.3
8	4,69E+04	(3)	1,25E+06	(80)	100	15	3	6.3	1.2	18.2
9	1,10E+05	(7)	9,08E+05	(58)	100	11	3	19.8	7.5	42.4
10	9,39E+04	(6)	1,36E+06	(87)	100	16	4	11.4	4.0	25.1
11	1,25E+05	(8)	8,45E+05	(54)	100	10	3	24.2	9.8	50.2
12	7,82E+04	(5)	1,52E+06	(97)	100	18	4	8.5	2.6	20.0
13	7,82E+04	(5)	1,33E+06	(85)	100	16	3	9.7	3.0	22.9
14	5,22E+04	(3)	8,87E+05	(51)	90	11	3	9.9	1.9	29.2
15	1,25E+05	(8)	6,26E+05	(40)	100	7	2	32.6	13.0	69.3
16	6,26E+04	(4)	1,25E+06	(80)	100	15	3	8.3	2.1	21.4
17	1,11E+05	(7)	1,15E+06	(73)	99	14	3	15.7	6.0	33.3
18	1,12E+05	(5)	1,25E+06	(56)	70	15	4	14.8	4.5	35.4
19	1,12E+05	(7)	8,62E+05	(54)	98	10	3	21.2	8.0	45.8
20	4,69E+04	(3)	1,39E+06	(89)	100	17	4	5.7	1.1	16.3
21	1,25E+05	(8)	1,16E+06	(74)	100	14	3	17.7	7.2	36.0
22	7,82E+04	(5)	8,29E+05	(53)	100	10	3	15.6	4.7	37.6
23	6,26E+04	(4)	5,48E+05	(35)	100	7	2	19.0	4.7	51.2
24	1,56E+05	(10)	1,30E+06	(83)	100	16	3	19.6	8.9	37.3
25	1,10E+05	(7)	1,17E+06	(75)	100	14	3	15.3	5.8	32.4
26	6,26E+04	(4)	1,38E+06	(88)	100	16	4	7.6	1.9	19.4
27	9,39E+04	(6)	8,61E+05	(55)	100	10	3	17.9	6.2	40.5
28	1,25E+05	(8)	1,14E+06	(73)	100	14	3	17.9	7.3	36.5
29	9,39E+04	(6)	8,61E+05	(55)	100	10	3	17.9	6.2	40.5
30	7,82E+04	(5)	1,27E+06	(81)	100	15	3	10.2	3.1	24.1
POOLED	9,32E+04	(176)	1,11E+06	(2104)	2956	13	1	13.4	11.0	16.4

CHI^2 PROBABILITY (%): 61.9
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 13.4, 12.1 -- 14.9 (-1.3 +1.4)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 11.0 -- 16.4 (-2.4 +3.0)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 13.4, 12.1 -- 14.9 (-1.3 +1.4)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 11.0 -- 16.4 (-2.4 +3.0)
AGE DISPERSION (%): 1.0

FIT OPTION: Best-fit peaks using the binomial model of Galbraith and Green

INITIAL GUESS FOR MODEL PARAMETERS (number of peaks to fit = 1)

Peak #.	Peak Age	Theta	Fraction(%)	Count
1.	13.40	0.077	27.5	8.26

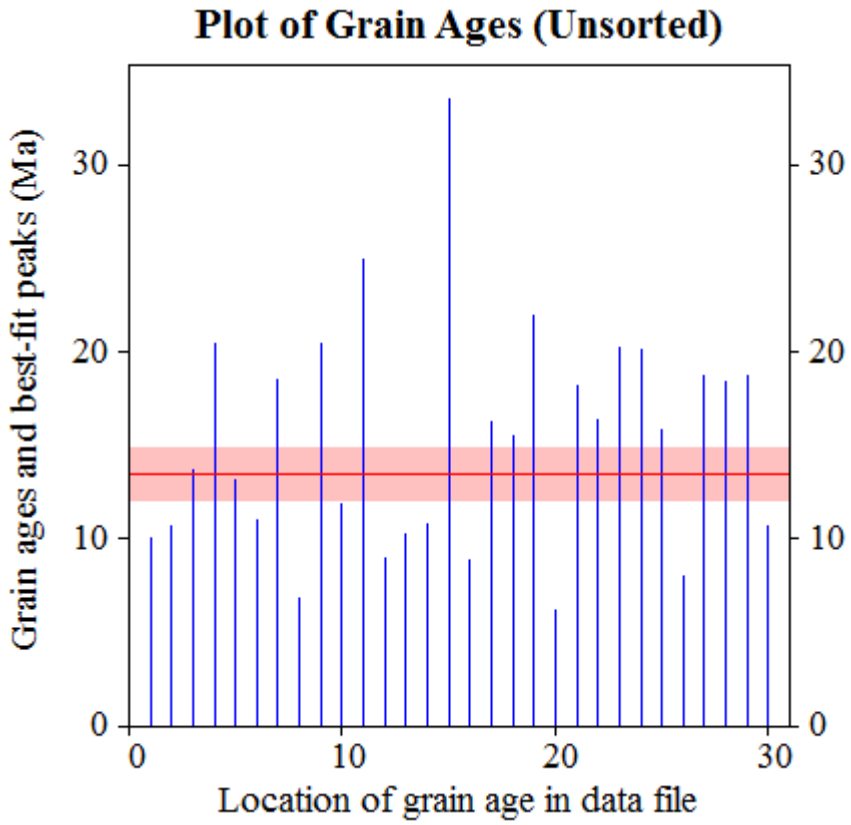
Total range for grain ages: 6,3 to 33,6 Ma
Number of active grains (Num. used for fit): 30
Number of removed grains: 0
Degrees of freedom for fit: 29
Average of the SE(Z)'s for the grains: 0,43
Estimated width of peaks in PD plot in Z units: 0,5

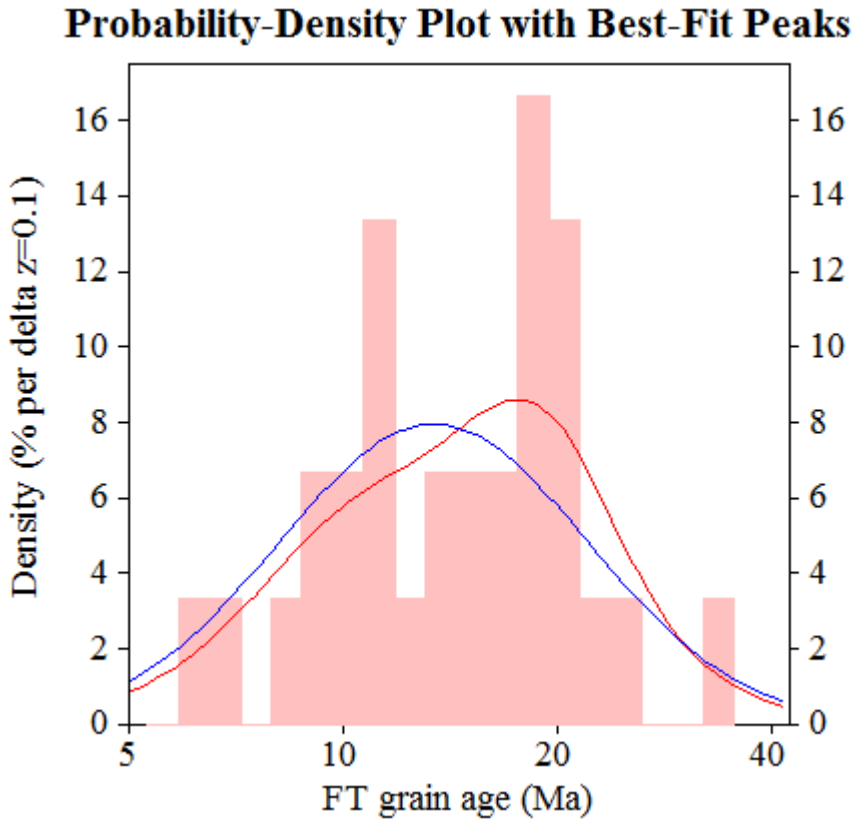
PARAMETERS FOR BEST-FIT PEAKS

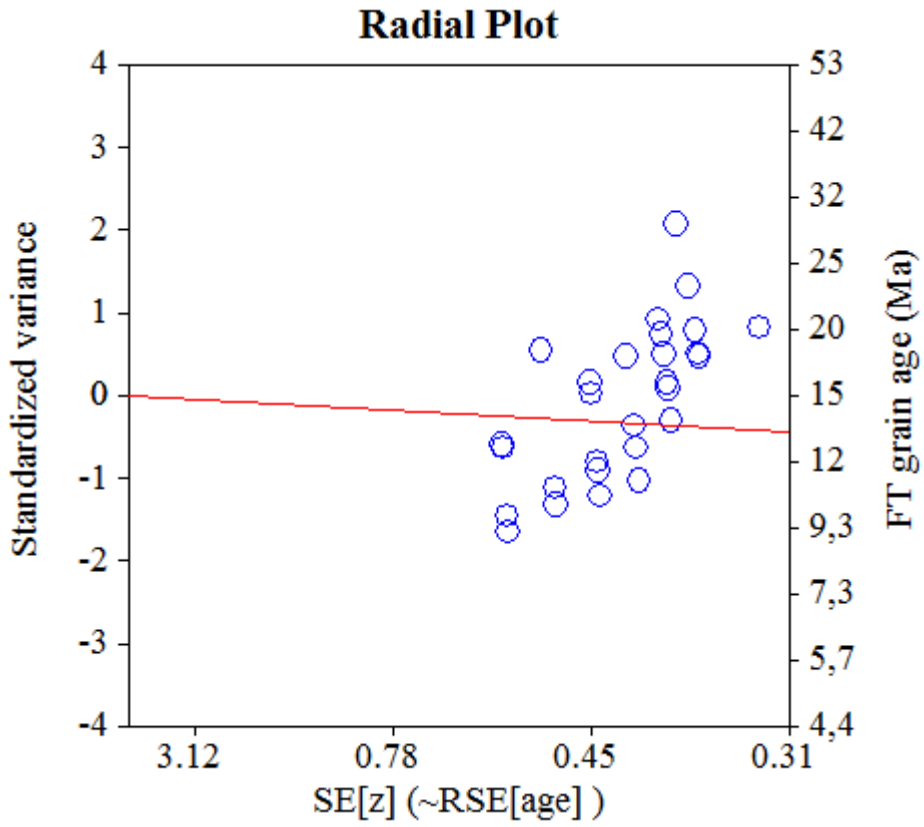
* *Standard error for peak age includes group error*
* *Peak width is for PD plot assuming a kernel factor = 0.60*

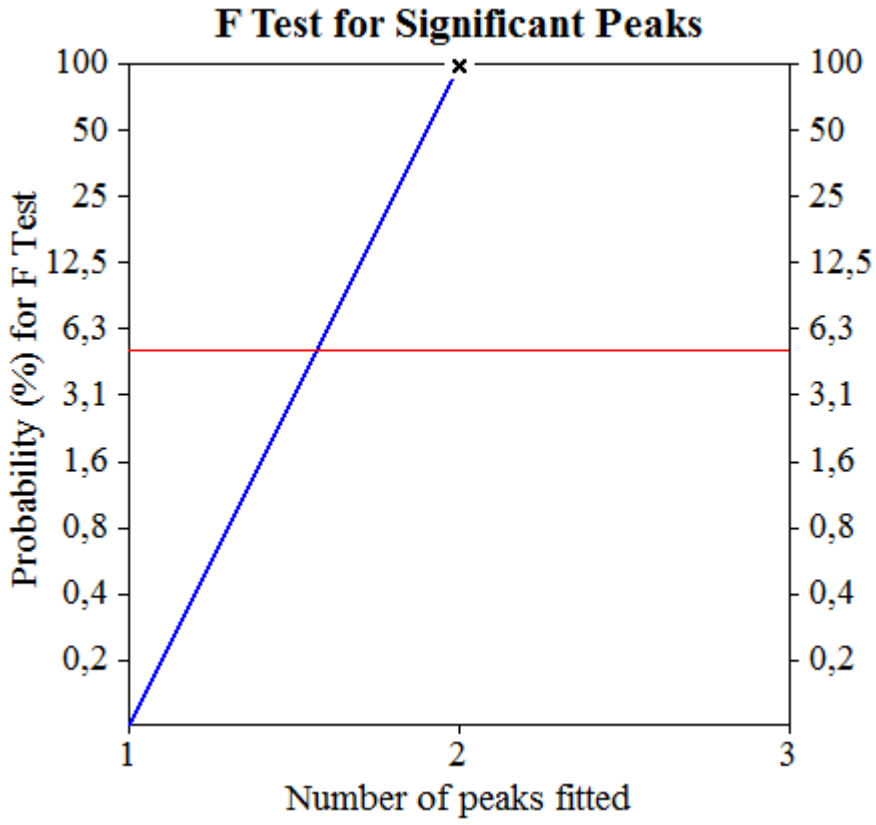
#.	Peak Age(Ma)	68%CI	95%CI	W(Z)	Frac(%)	SE,%	Count
1.	13.4	-1,3 ...+1,4	-2,4 ...+3,0	0.50	100.0	0.0	30.0

Log-likelihood for best fit: -65,673
Chi-squared value for best fit: 26,123
Reduced chi-squared value: 0,901
Probability for F test: 0%
Condition number for COVAR matrix: 1,00
Number of iterations: 5


Plot of Grain Ages (Unsorted)
Grain ages and best-fit peaks (Ma)
0
10
20
30
Location of grain age in data file


Probability-Density Plot with Best-Fit Peaks
Density (% per delta z=0.1)
0
2
4
6
8
10
12
14
16
5
10
20
40
FT grain age (Ma)


Radial Plot
Standardized variance
FT grain age (Ma)
SE[z] (~RSE[age])
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
53
42
32
25
20
15
12
9,3
7,3
5,7
4,4
3.12
0.78
0.45
0.31


F Test for Significant Peaks
Probability (%) for F Test
Number of peaks fitted
100
50
25
12,5
6,3
3,1
1,6
0,8
0,4
0,2
1
2
3

Datafile: E:\Méline AFT\PEA 1.fta
Title: PEA 1 Irr 4-2017-4

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1,24E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,37
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 283,52 14,46
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age (Ma) Age	--95% CI--	
1	3,91E+05	(6)	3,33E+06	(51)	24	40	11	21.2	7.3	48.1
2	0,00E+00	(0)	2,19E+05	(14)	100	3	1	8.9	0.3	52.9
3	2,61E+04	(1)	2,09E+05	(8)	60	3	2	24.7	0.5	162.2
4	5,59E+04	(1)	1,12E+06	(20)	28	14	6	10.0	0.2	54.8
5	4,35E+04	(1)	6,52E+05	(15)	36	8	4	13.3	0.3	75.9
6	2,17E+05	(5)	2,48E+06	(57)	36	30	8	15.9	4.8	38.1
7	0,00E+00	(0)	6,36E+05	(26)	64	8	3	4.8	0.2	26.8
8	0,00E+00	(0)	3,72E+05	(19)	80	4	2	6.5	0.2	37.6
9	1,56E+04	(1)	1,72E+05	(11)	100	2	1	18.1	0.4	109.2
10	5,59E+04	(2)	6,15E+05	(22)	56	7	3	17.1	1.8	64.8
11	0,00E+00	(0)	5,01E+05	(16)	50	6	3	7.8	0.3	45.5
12	1,56E+05	(6)	2,19E+06	(84)	60	26	6	12.9	4.5	28.5
13	3,76E+05	(12)	3,91E+06	(125)	50	47	9	17.1	8.5	30.5
14	0,00E+00	(0)	3,52E+05	(18)	80	4	2	6.9	0.2	39.9
15	0,00E+00	(0)	1,05E+06	(33)	49	13	4	3.7	0.1	20.8
16	3,19E+05	(10)	3,19E+05	(10)	49	4	2	173.7	65.4	455.1
17	3,19E+04	(1)	9,58E+04	(3)	49	1	1	63.6	1.1	692.6
18	0,00E+00	(0)	1,91E+05	(11)	90	2	1	11.4	0.4	69.8
19	0,00E+00	(0)	3,51E+05	(11)	49	4	3	11.4	0.4	69.8
20	5,22E+04	(2)	4,69E+05	(18)	60	6	3	20.9	2.2	81.2
21	1,56E+05	(10)	2,55E+06	(163)	100	31	5	11.0	5.1	20.4
22	0,00E+00	(0)	1,72E+05	(11)	100	2	1	11.4	0.4	69.8
POOLED	6,63E+04	(58)	8,52E+05	(746)	1370	10	1	13.7	10.3	18.2

CHI^2 PROBABILITY (%): 0.0
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 13.7, 11.8 -- 15.8 (-1.9 +2.1)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 10.3 -- 18.2 (-3.4 +4.5)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 13.6, 9.7 -- 19.1 (-3.9 +5.5)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 7.0 -- 26.4 (-6.6 +12.8)
AGE DISPERSION (%): 133.4

FIT OPTION: Best-fit peaks using the binomial model of Galbraith and Green

INITIAL GUESS FOR MODEL PARAMETERS (number of peaks to fit = 2)

Peak #.	Peak Age	Theta	Fraction(%)	Count
1.	13.70	0.072	18.1	3.99
2.	74.30	0.298	1.8	0.39

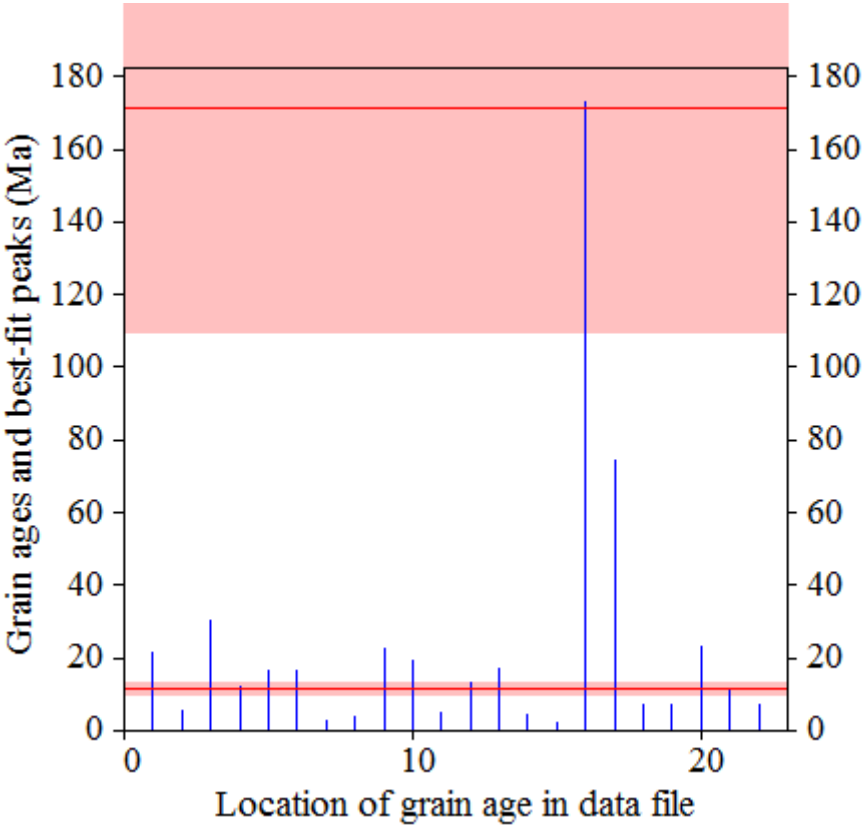
Total range for grain ages:	2,6	to	173,7 Ma
Number of active grains (Num. used for fit):	22		
Number of removed grains:	0		
Degrees of freedom for fit:	19		
Average of the SE(Z)'s for the grains:	1,05		
Estimated width of peaks in PD plot in Z units:	1,23		

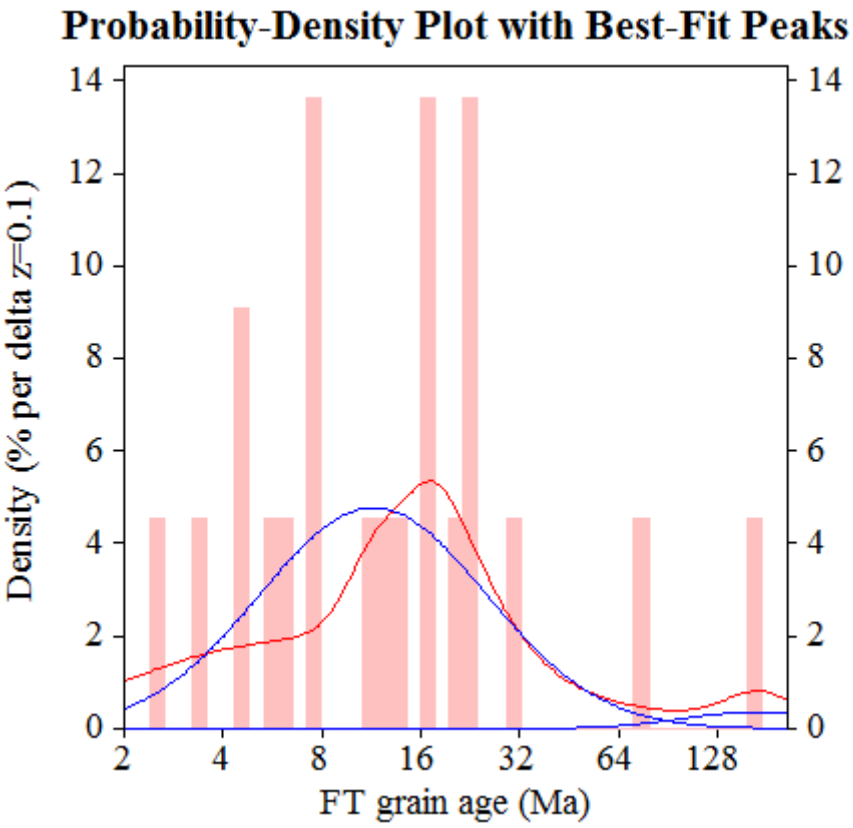
PARAMETERS FOR BEST-FIT PEAKS

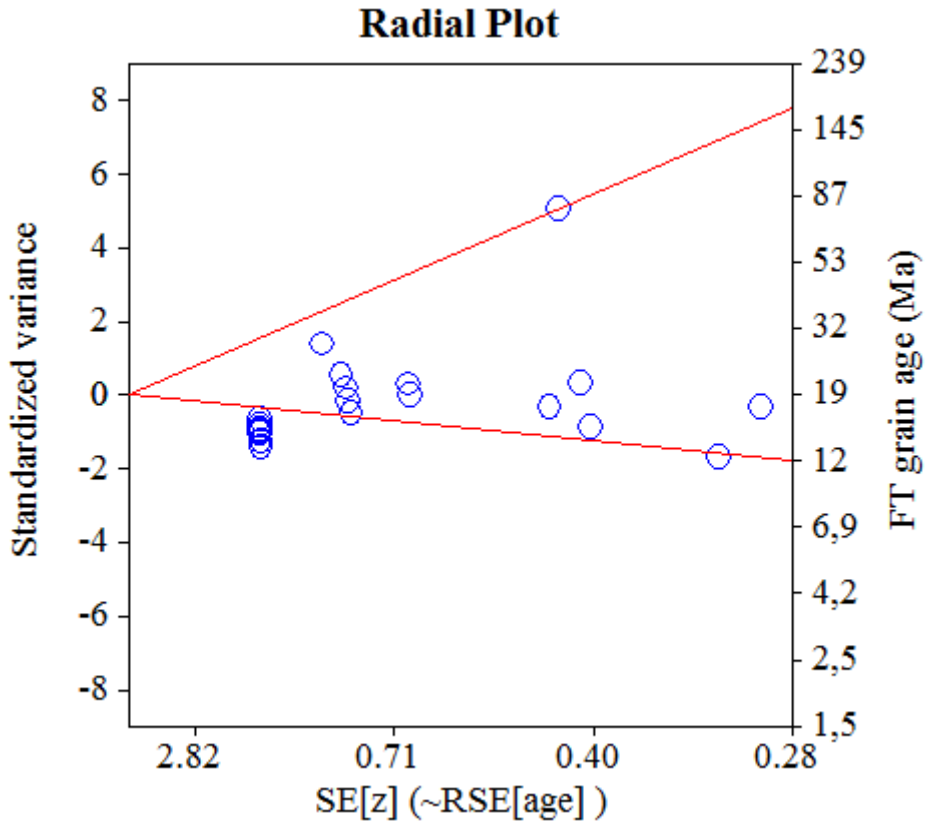
* *Standard error for peak age includes group error*
* *Peak width is for PD plot assuming a kernel factor = 0.60*

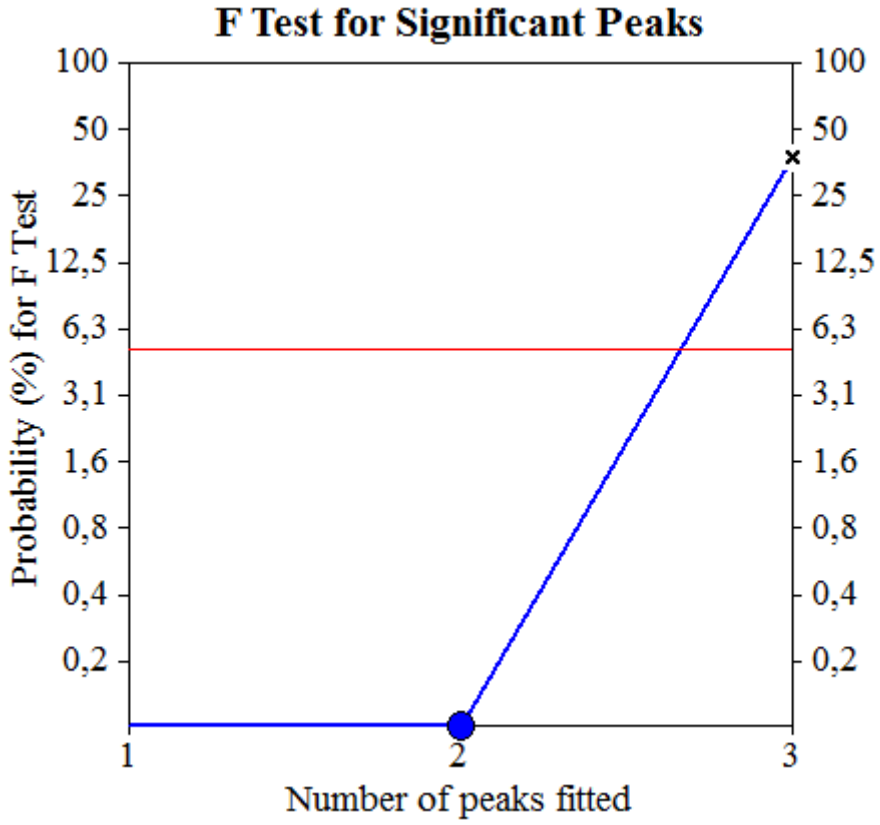
#.	Peak Age(Ma)	68%CI	95%CI	W(Z)	Frac(%)	SE,%	Count
1.	11.5	-1,7 ...+2,0	-3,1 ...+4,2	0.80	95.2	4.7	20.9
2.	171.2	-61,8 ...+96,0	-100,1 ...+236,8	0.53	4.8	4.7	1.1

Log-likelihood for best fit:	-35,441
Chi-squared value for best fit:	20,676
Reduced chi-squared value:	1,088
Probability for F test:	0%
Condition number for COVAR matrix:	90,86
Number of iterations:	6


Grain ages and best-fit peaks (Ma)
180
160
140
120
100
80
60
40
20
0
0
10
20
Location of grain age in data file


Probability-Density Plot with Best-Fit Peaks
Density (% per delta z=0.1)
14
12
10
8
6
4
2
0
2
4
8
16
32
64
128
FT grain age (Ma)


Radial Plot
Standardized variance
8
6
4
2
0
-2
-4
-6
-8
239
145
87
53
32
19
12
6,9
4,2
2,5
1,5
FT grain age (Ma)
2.82
0.71
0.40
0.28
SE[z] (~RSE[age])


F Test for Significant Peaks
Probability (%) for F Test
100
50
25
12,5
6,3
3,1
1,6
0,8
0,4
0,2
1
2
3
Number of peaks fitted

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1,25E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,31
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 283,52 14,46
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age (Ma) Age	--95% CI--	
1	0,00E+00	(0)	1,85E+06	(59)	50	22	6	2.1	0.1	11.4
2	5,87E+04	(3)	5,28E+05	(27)	80	6	2	20.5	3.8	63.5
3	1,12E+05	(4)	4,75E+05	(17)	56	6	3	42.7	10.2	126.2
4	1,25E+05	(4)	2,22E+06	(71)	50	27	6	10.3	2.6	26.6
5	0,00E+00	(0)	2,50E+05	(8)	50	3	2	16.0	0.6	102.7
6	1,56E+04	(1)	2,66E+05	(17)	100	3	2	11.8	0.2	66.0
7	0,00E+00	(0)	1,62E+06	(29)	28	20	7	4.3	0.2	23.9
8	9,78E+04	(3)	8,80E+05	(27)	48	11	4	20.5	3.8	63.5
POOLED	5,08E+04	(15)	8,64E+05	(255)	462	10	1	10.5	5.7	17.5

CHI^2 PROBABILITY (%): 3.4
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 10.5, 7.7 -- 13.9 (-2.8 +3.4)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 5.7 -- 17.5 (-4.8 +7.0)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 11.4, 8.0 -- 16.4 (-3.5 +5.0)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 5.6 -- 23.1 (-5.8 +11.7)
AGE DISPERSION (%): 65.3

FIT OPTION: Best-fit peaks using the binomial model of Galbraith and Green

INITIAL GUESS FOR MODEL PARAMETERS (number of peaks to fit = 1)

Peak #.	Peak Age	Theta	Fraction(%)	Count
1.	10.50	0.056	13.1	1.05

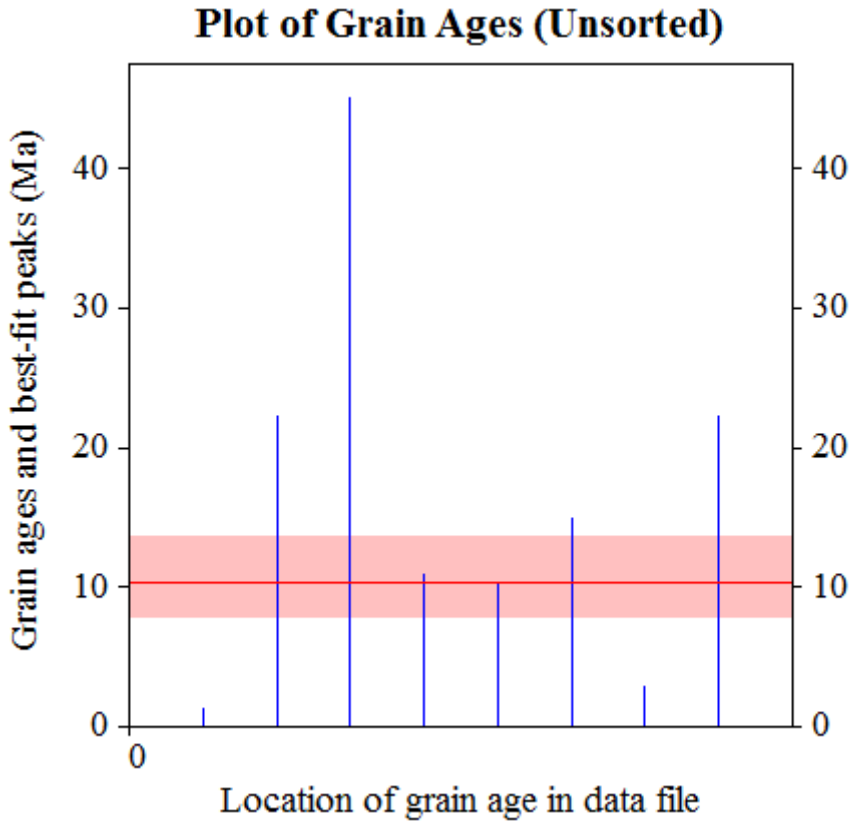
Total range for grain ages: 1,5 to 45,3 Ma
Number of active grains (Num. used for fit): 8
Number of removed grains: 0
Degrees of freedom for fit: 7
Average of the SE(Z)'s for the grains: 1
Estimated width of peaks in PD plot in Z units: 1,17

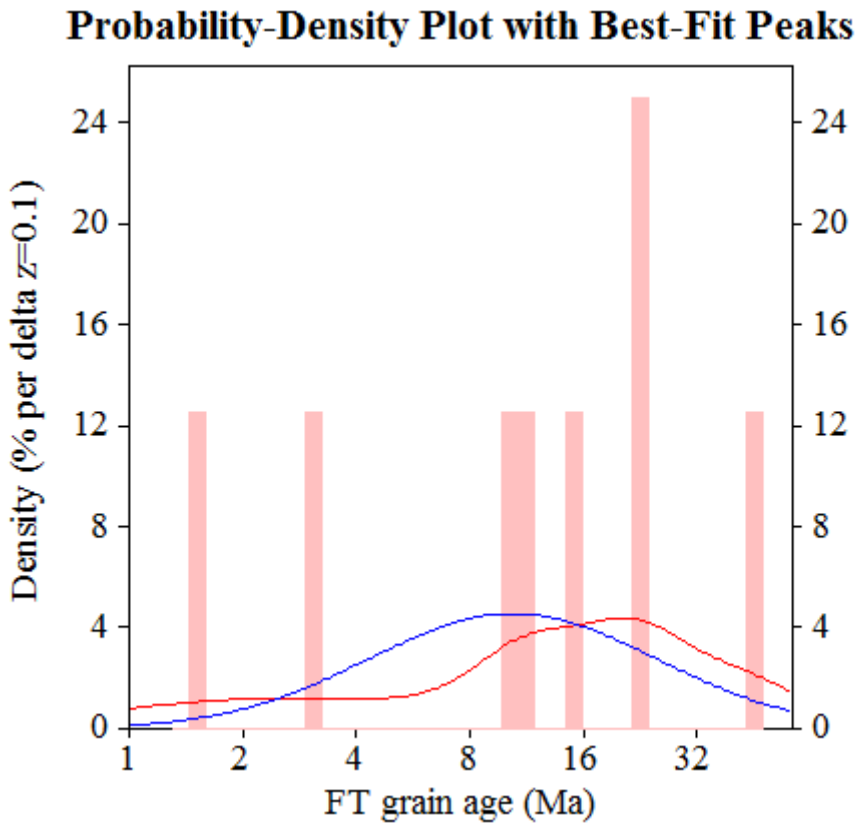
PARAMETERS FOR BEST-FIT PEAKS

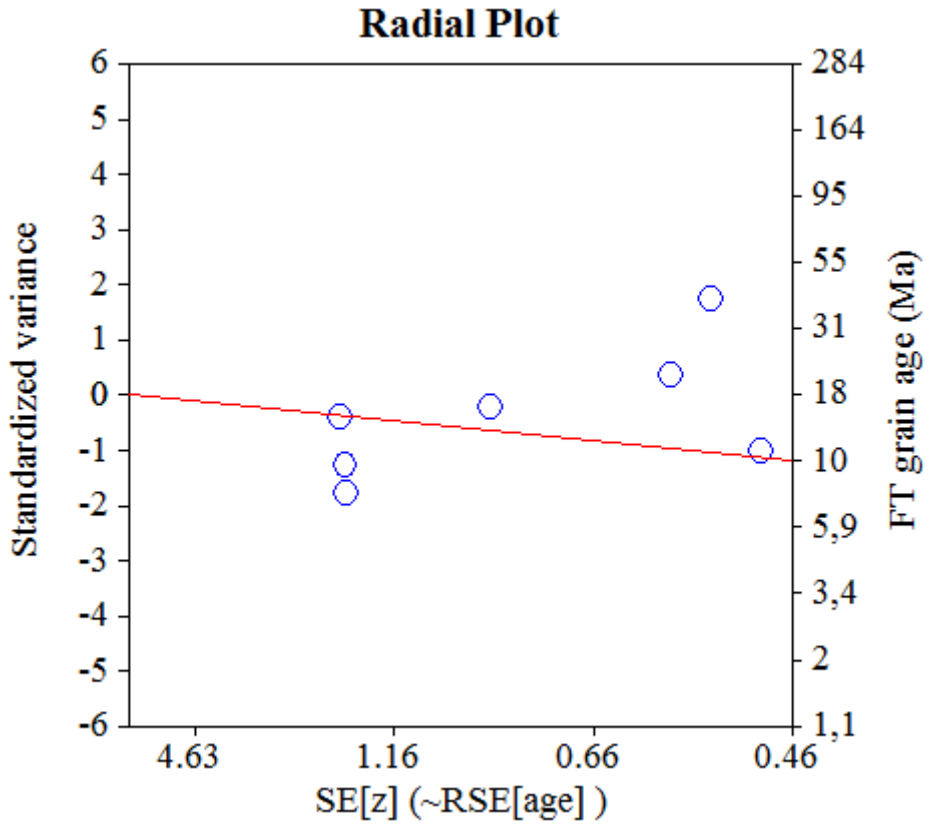
* *Standard error for peak age includes group error*
* *Peak width is for PD plot assuming a kernel factor = 0.60*

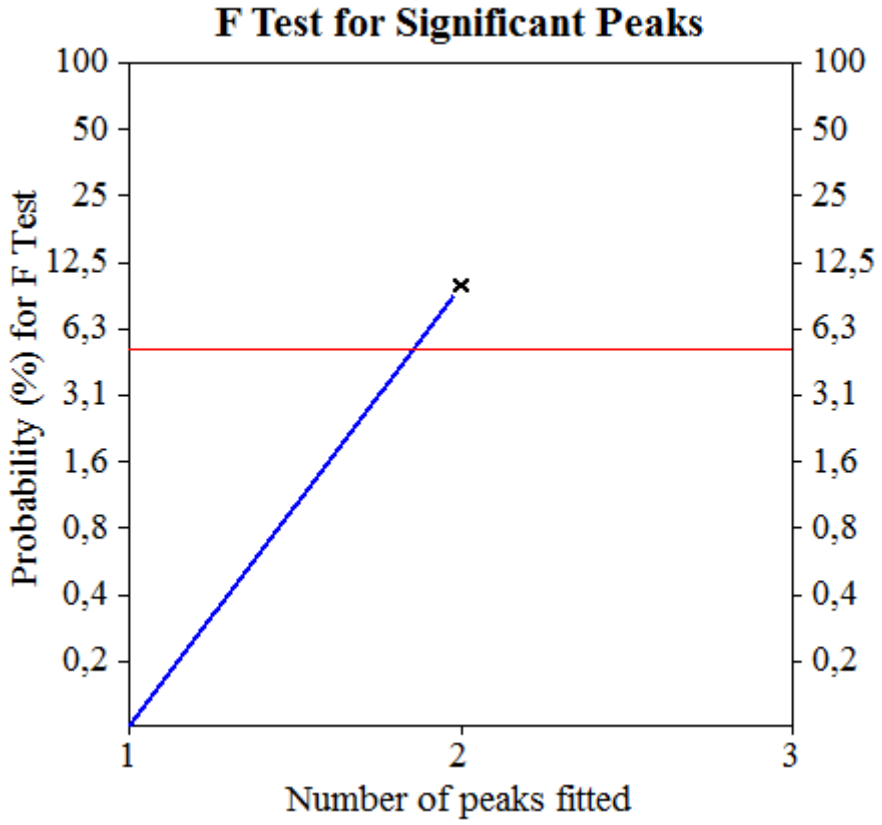
#.	Peak Age(Ma)	68%CI	95%CI	W(Z)	Frac(%)	SE,%	Count
1.	10.4	-2,5 ...+3,2	-4,3 ...+7,3	0.88	100.0	0.0	8.0

Log-likelihood for best fit: -15,715
Chi-squared value for best fit: 15,199
Reduced chi-squared value: 2,171
Probability for F test: 0%
Condition number for COVAR matrix: 1,00
Number of iterations: 5


Plot of Grain Ages (Unsorted)
Grain ages and best-fit peaks (Ma)
40
30
20
10
0
0
Location of grain age in data file


Probability-Density Plot with Best-Fit Peaks
Density (% per delta z=0.1)
24
20
16
12
8
4
0
1
2
4
8
16
32
FT grain age (Ma)


Radial Plot
Standardized variance
6
5
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
-5
-6
FT grain age (Ma)
284
164
95
55
31
18
10
5,9
3,4
2
1,1
4.63
1.16
0.66
0.46
SE[z] (~RSE[age])


F Test for Significant Peaks
Probability (%) for F Test
100
50
25
12,5
6,3
3,1
1,6
0,8
0,4
0,2
1
2
3
Number of peaks fitted

Datafile: E:\Méline AFT\PYR 02.fta
Title: PYR 02 Irr 4-2017-6

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1,25E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,26
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 283,52 14,46
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s		Grain Age (Ma) Age	--95%	CI--
1	7,82E+04	(2)	8,61E+05	(22)	40	10	4	17.2	1.8	65.2
2	6,26E+04	(2)	1,13E+06	(36)	50	14	4	10.6	1.1	38.1
3	1,56E+05	(10)	7,98E+05	(51)	100	10	3	35.1	15.7	68.9
4	1,74E+04	(1)	3,48E+05	(20)	90	4	2	10.1	0.2	55.2
5	4,69E+04	(3)	6,89E+05	(44)	100	8	2	12.7	2.4	37.6
6	3,91E+04	(2)	8,41E+05	(43)	80	10	3	8.8	1.0	31.6
7	1,04E+05	(3)	8,69E+05	(25)	45	10	4	22.2	4.1	69.4
8	6,26E+04	(4)	8,76E+05	(56)	100	11	3	13.1	3.3	34.2
9	7,82E+04	(5)	1,33E+06	(85)	100	16	3	10.7	3.3	25.3
10	4,69E+04	(3)	9,70E+05	(62)	100	12	3	9.0	1.7	26.2
11	1,96E+04	(1)	2,93E+05	(15)	80	4	2	13.4	0.3	76.4
12	1,56E+04	(1)	4,23E+05	(27)	100	5	2	7.5	0.2	39.7
13	0,00E+00	(0)	2,45E+05	(10)	64	3	2	12.7	0.4	78.6
14	6,26E+04	(4)	8,29E+05	(53)	100	10	3	13.9	3.5	36.2
15	5,22E+04	(1)	5,22E+05	(10)	30	6	4	20.0	0.4	123.4
16	3,13E+04	(2)	9,39E+05	(60)	100	11	3	6.3	0.7	22.3
17	4,69E+04	(3)	7,51E+05	(48)	100	9	3	11.6	2.2	34.3
18	3,13E+04	(2)	5,16E+05	(33)	100	6	2	11.5	1.2	41.9
19	4,69E+04	(3)	9,55E+05	(61)	100	11	3	9.1	1.7	26.7
20	4,35E+04	(1)	4,78E+05	(11)	36	6	3	18.2	0.4	109.9
21	3,13E+04	(2)	2,19E+05	(14)	100	3	1	26.9	2.8	109.3
22	1,88E+05	(12)	2,69E+06	(172)	100	32	5	12.5	6.3	22.1
POOLED	5,78E+04	(67)	8,26E+05	(958)	1815	10	1	12.4	9.5	16.2

CHI^2 PROBABILITY (%): 79.8
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 12.4, 10.8 -- 14.2 (-1.6 +1.8)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 9.5 -- 16.2 (-2.9 +3.8)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 12.4, 10.8 -- 14.2 (-1.6 +1.8)
95% CONF. INTERVAL(Ma): 9.5 -- 16.2 (-2.9 +3.8)
AGE DISPERSION (%): 0.8

FIT OPTION: Best-fit peaks using the binomial model of Galbraith and Green

INITIAL GUESS FOR MODEL PARAMETERS (number of peaks to fit = 2)

Peak #.	Peak Age	Theta	Fraction(%)	Count
1.	12.40	0.065	30.1	6.61
2.	35.90	0.169	9.5	2.10

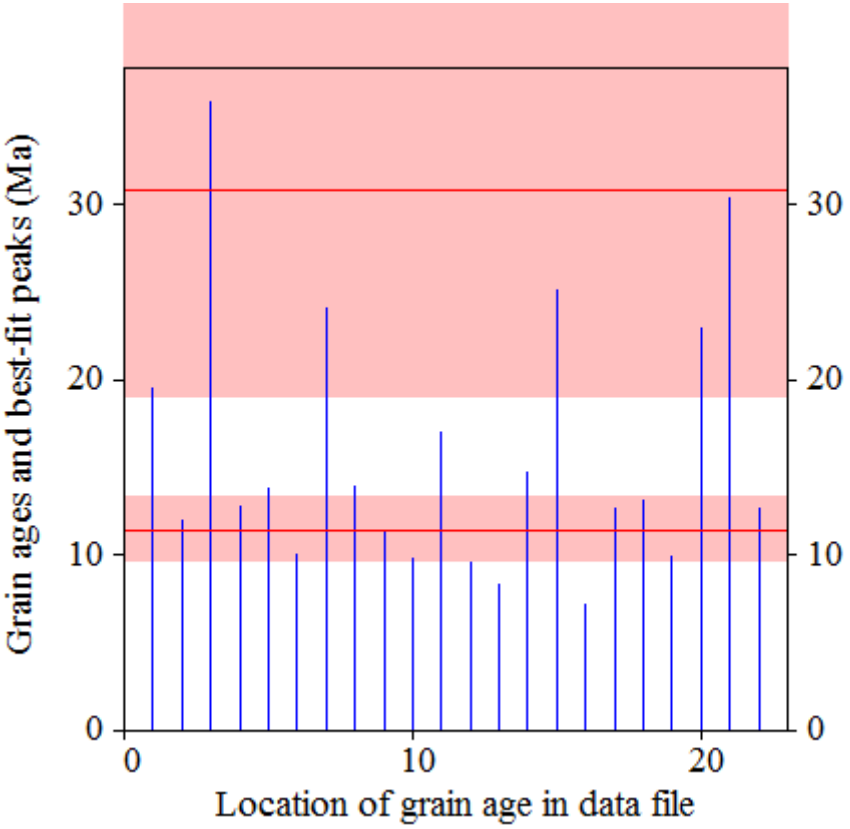
Total range for grain ages:	7,3 to 36,0 Ma
Number of active grains (Num. used for fit):	22
Number of removed grains:	0
Degrees of freedom for fit:	19
Average of the SE(Z)'s for the grains:	0,7
Estimated width of peaks in PD plot in Z units:	0,82

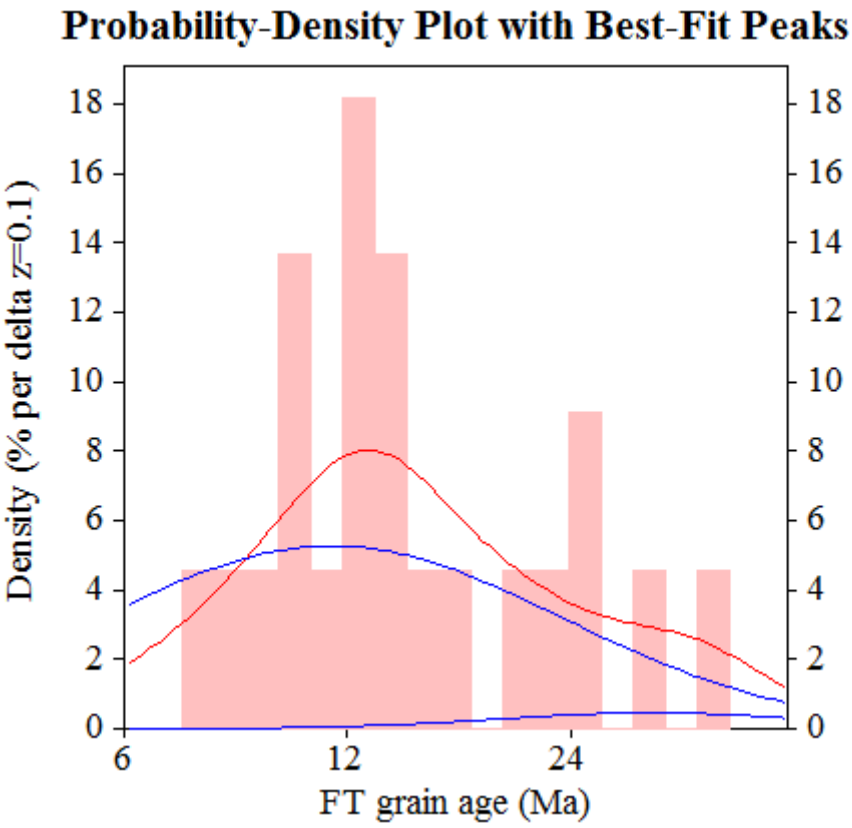
PARAMETERS FOR BEST-FIT PEAKS

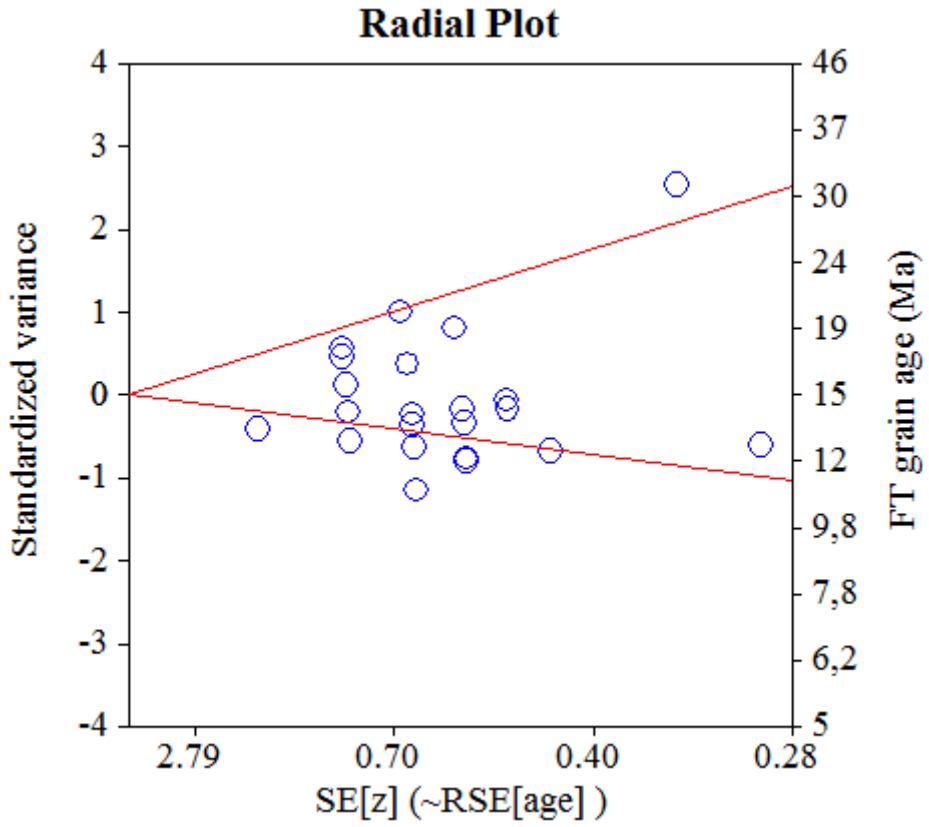
* *Standard error for peak age includes group error*
* *Peak width is for PD plot assuming a kernel factor = 0.60*

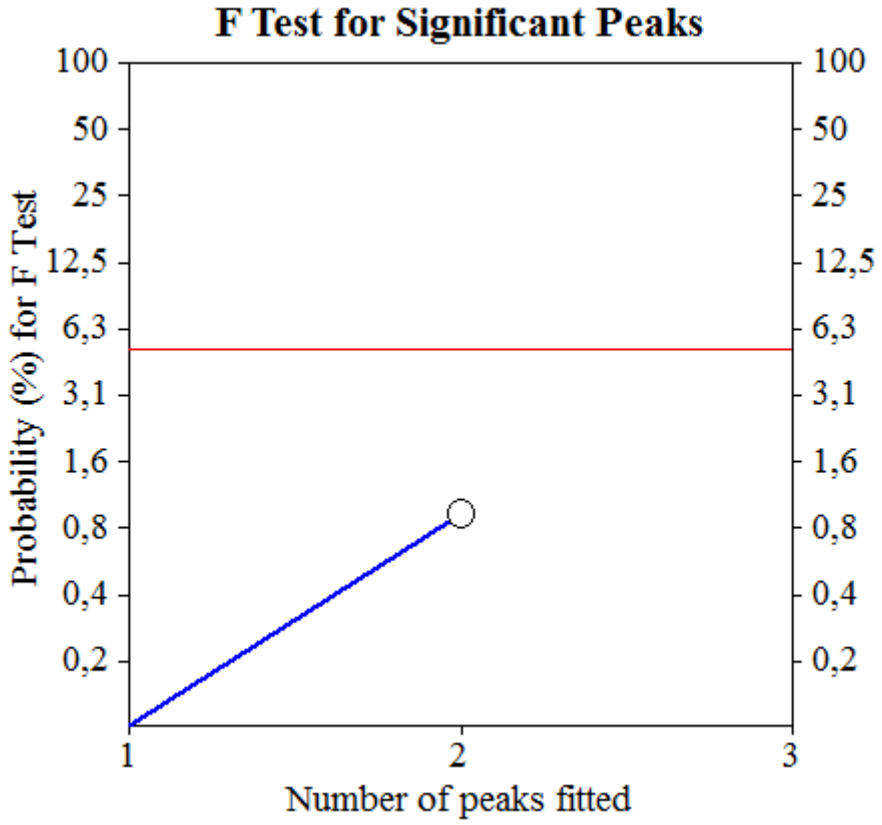
#.	Peak Age(Ma)	68%CI	95%CI	W(Z)	Frac(%)	SE,%	Count
1.	11.4	-1,7 ...+2,0	-3,1 ...+4,2	0.72	94.6	7.8	20.8
2.	30.8	-11,7 ...+18,9	-18,8 ...+47,7	0.48	5.4	7.8	1.2

Log-likelihood for best fit:	-35,164
Chi-squared value for best fit:	11,727
Reduced chi-squared value:	0,617
Probability for F test:	1%
Condition number for COVAR matrix:	45,95
Number of iterations:	11

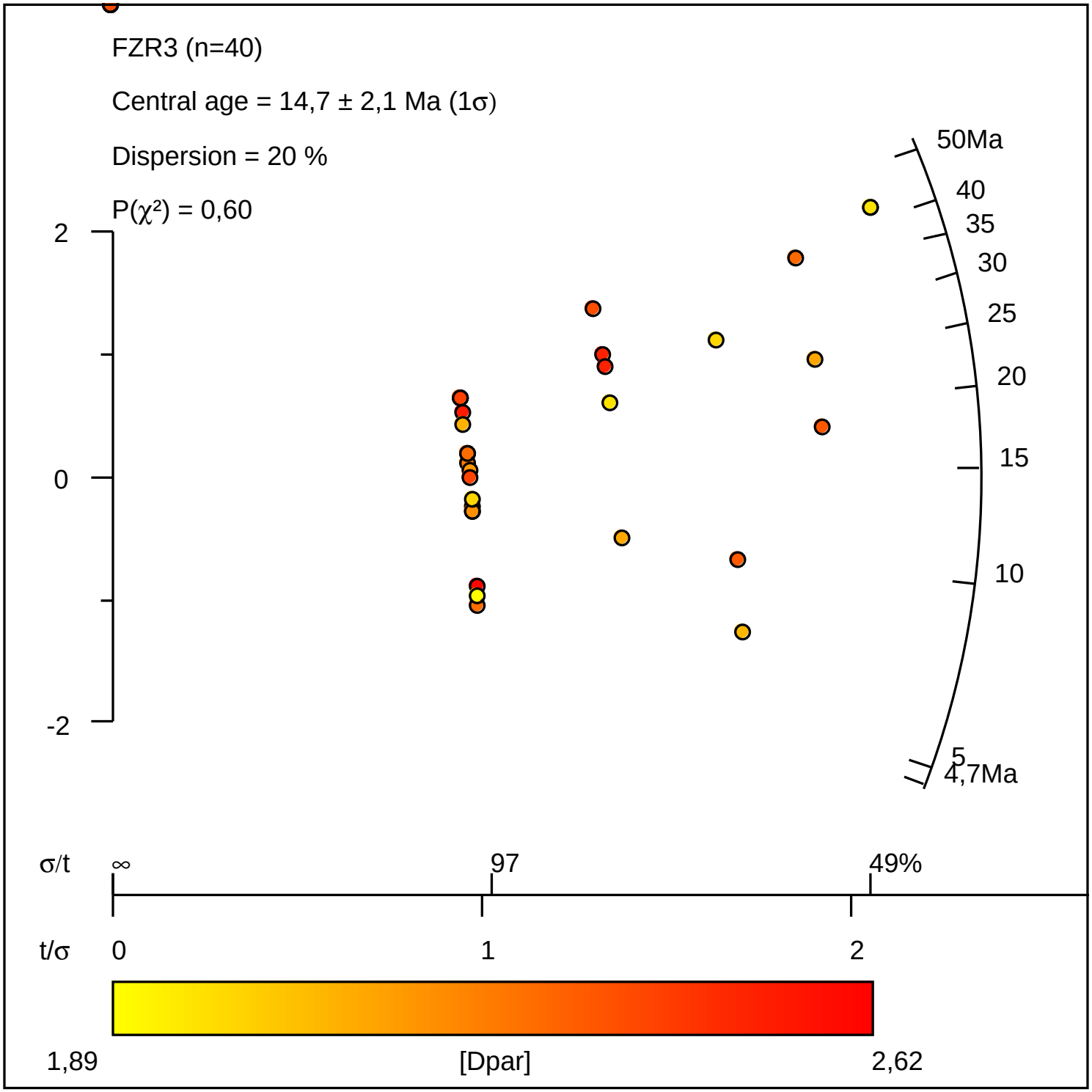

Grain ages and best-fit peaks (Ma)
0
10
20
30
Location of grain age in data file

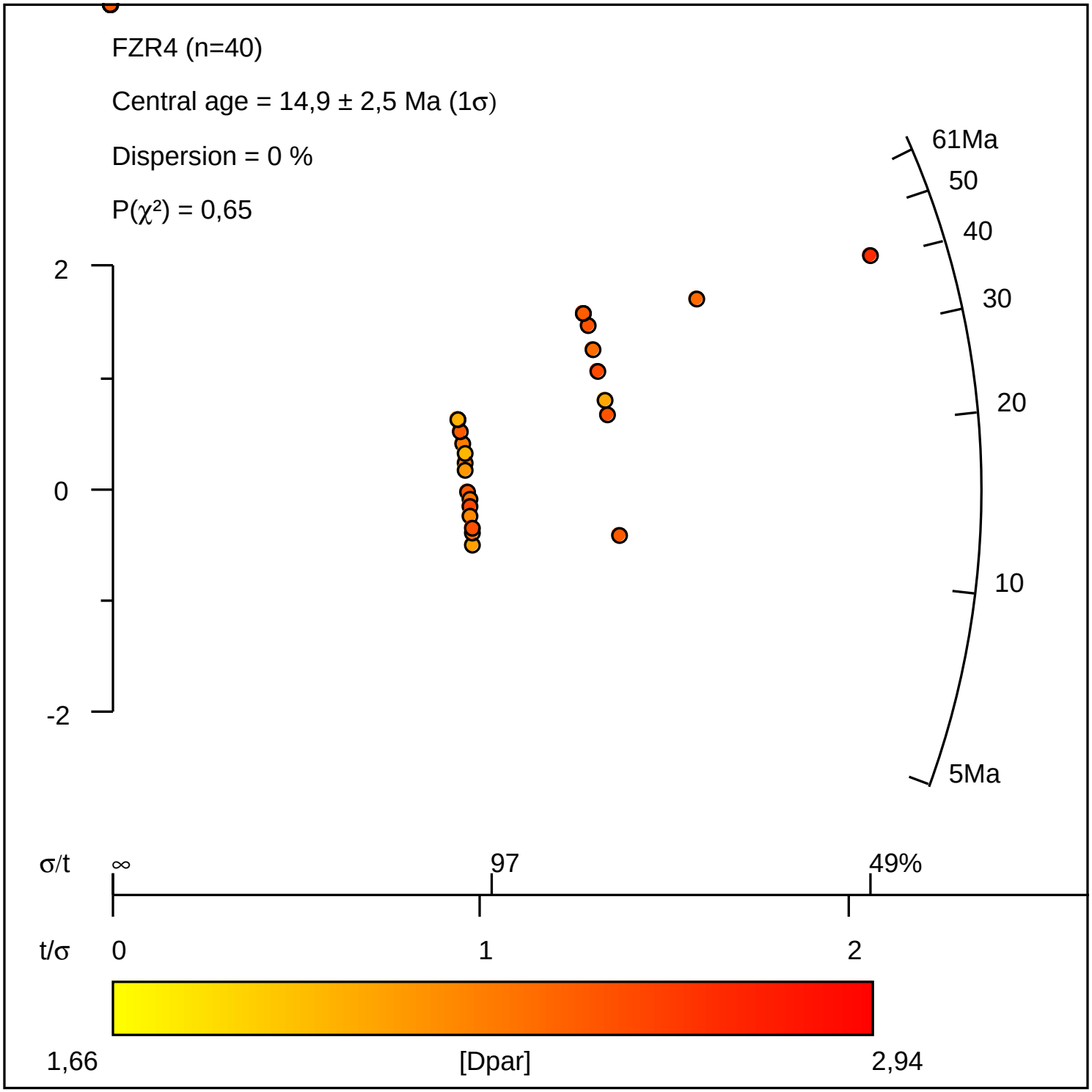

Probability-Density Plot with Best-Fit Peaks
Density (% per delta z=0.1)
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
6
12
24
FT grain age (Ma)

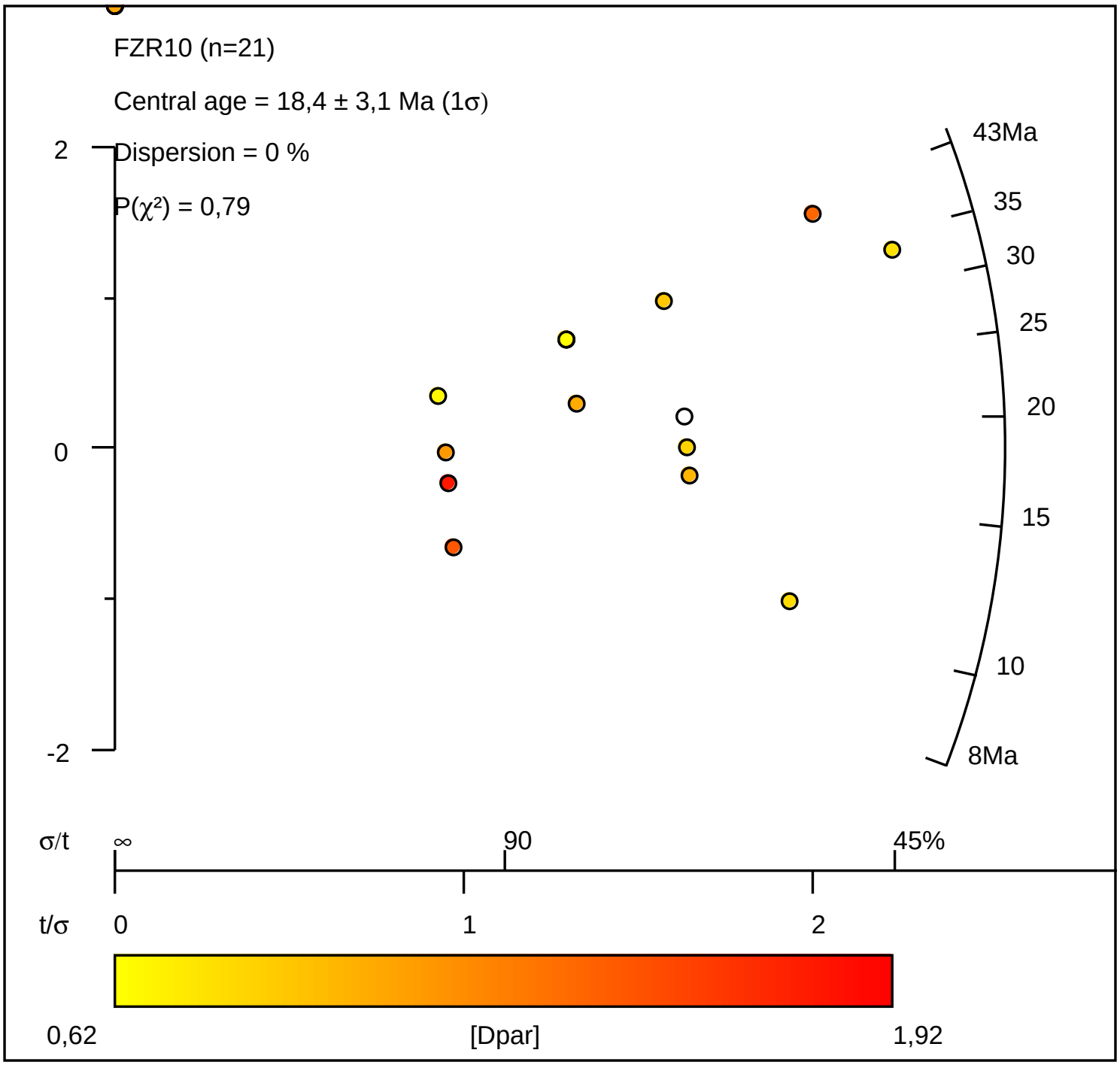

Radial Plot
Standardized variance
FT grain age (Ma)
SE[z] (~RSE[age])
4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
46
37
30
24
19
15
12
9,8
7,8
6,2
5
2.79
0.70
0.40
0.28

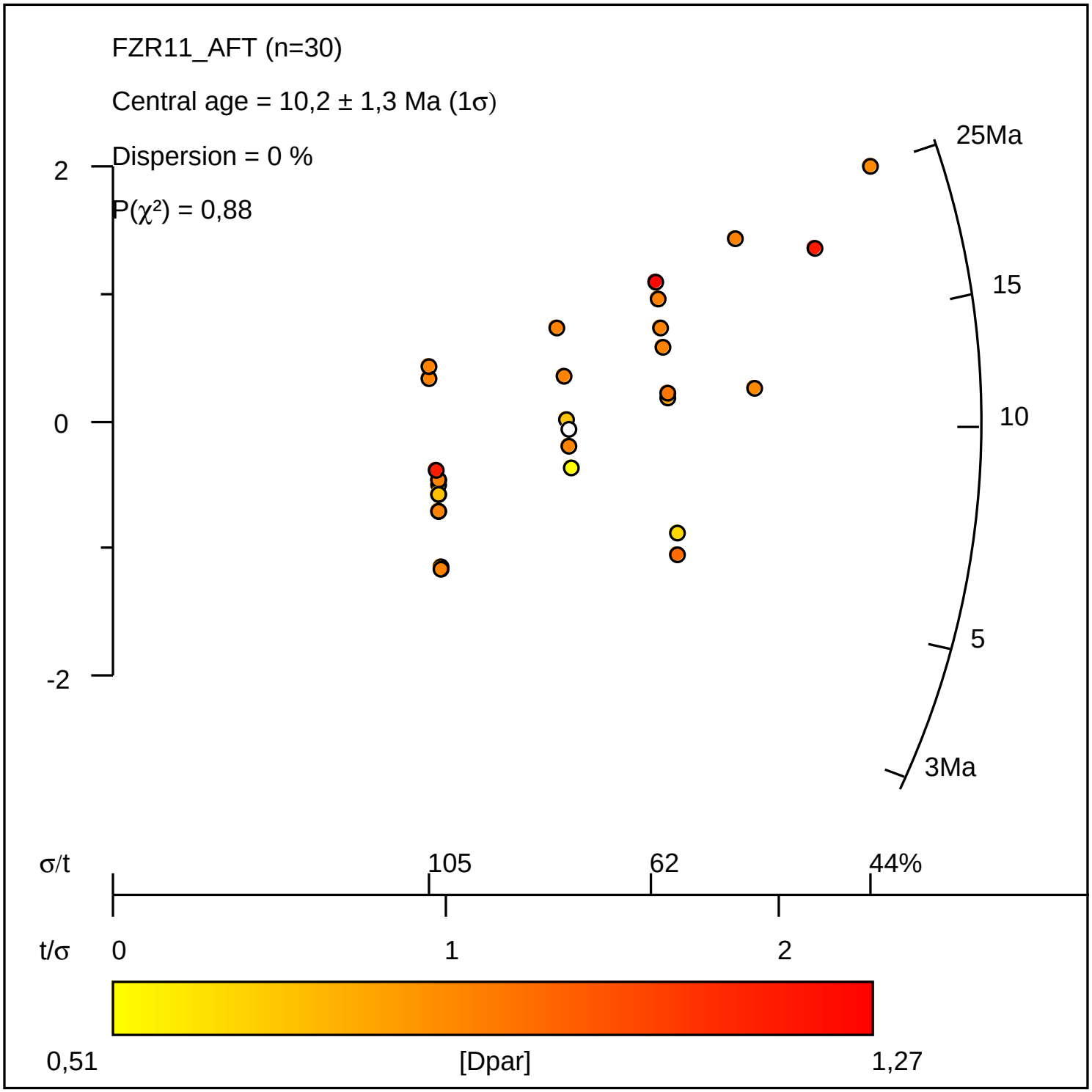

F Test for Significant Peaks
Probability (%) for F Test
Number of peaks fitted
100
50
25
12,5
6,3
3,1
1,6
0,8
0,4
0,2
1
2
3

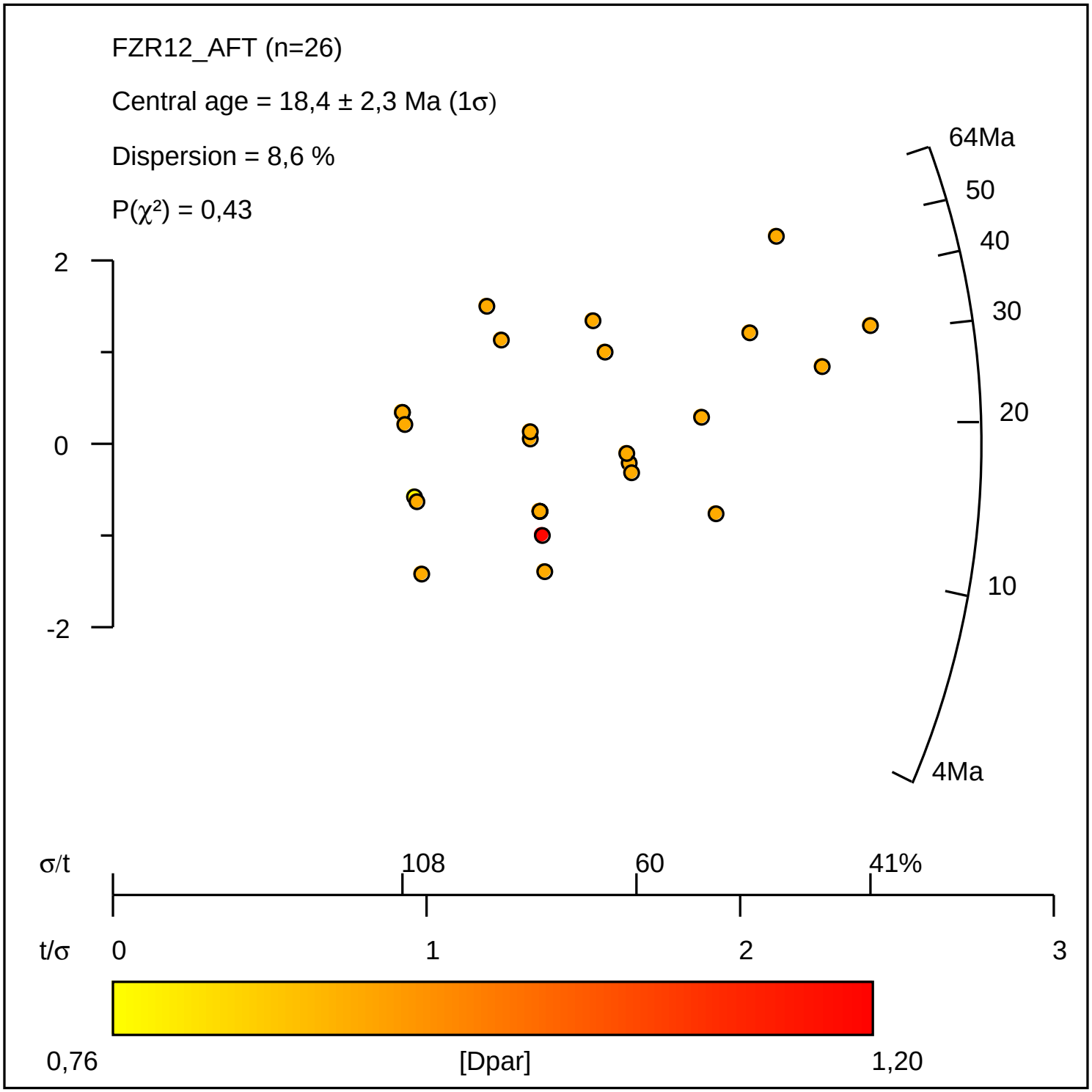
Données AFT sur Radial Plotter

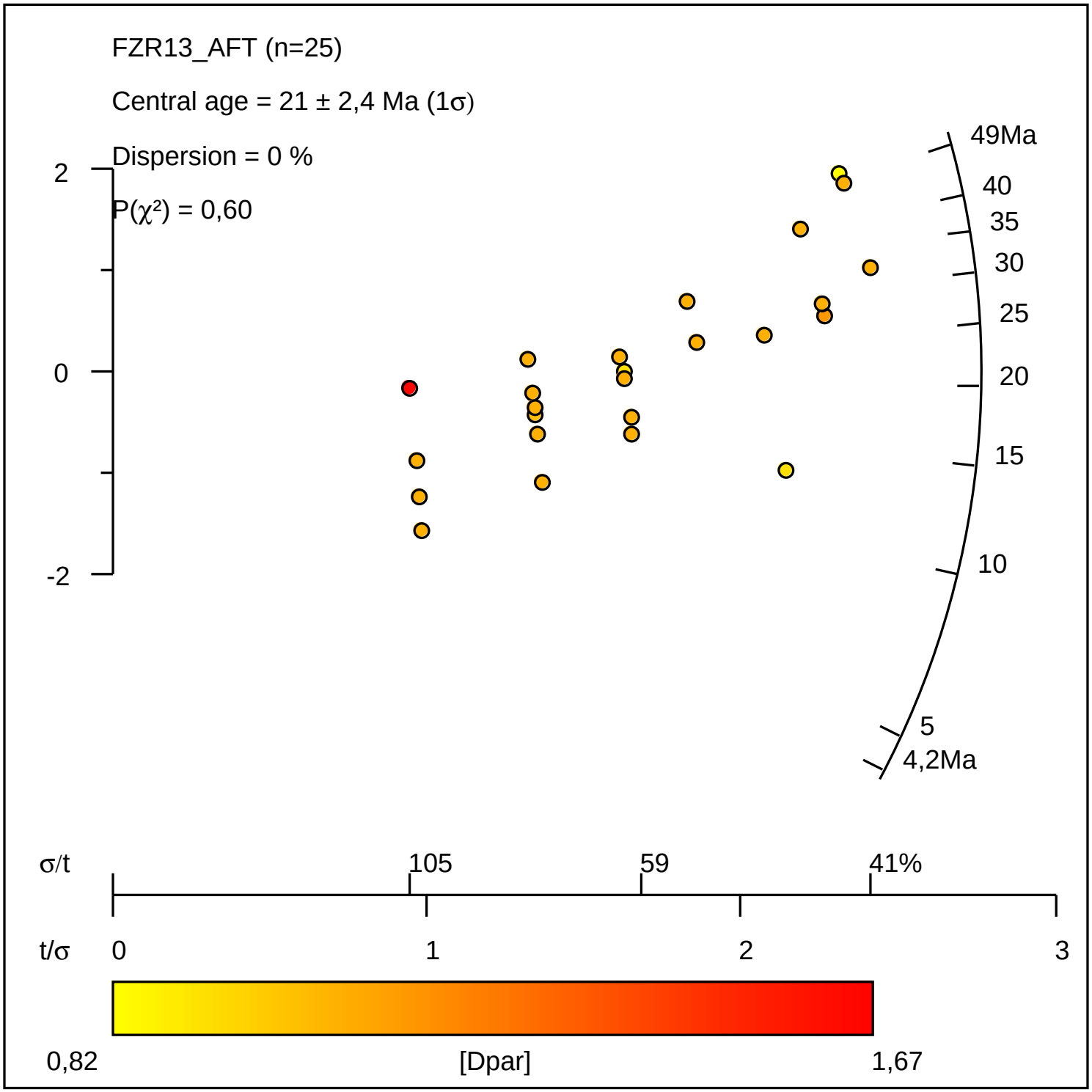


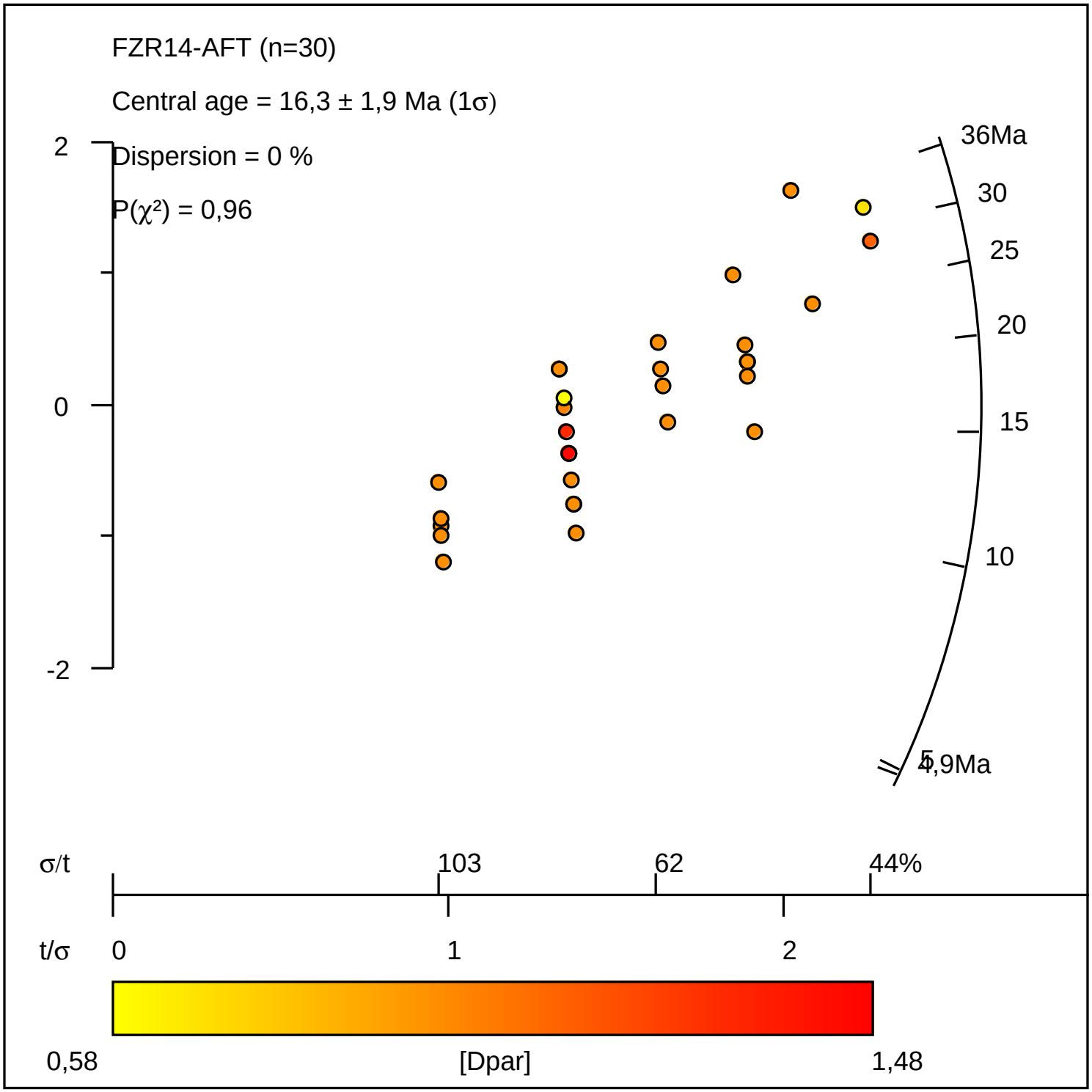

FZR4 (n=40)
Central age = 14,9 ± 2,5 Ma (1σ)
Dispersion = 0 %
P(χ²) = 0,65
61Ma
50
40
30
20
10
5Ma
2
0
-2
σ/t
∞
97
49%
t/σ
0
1
2
1,66
[Dpar]
2,94

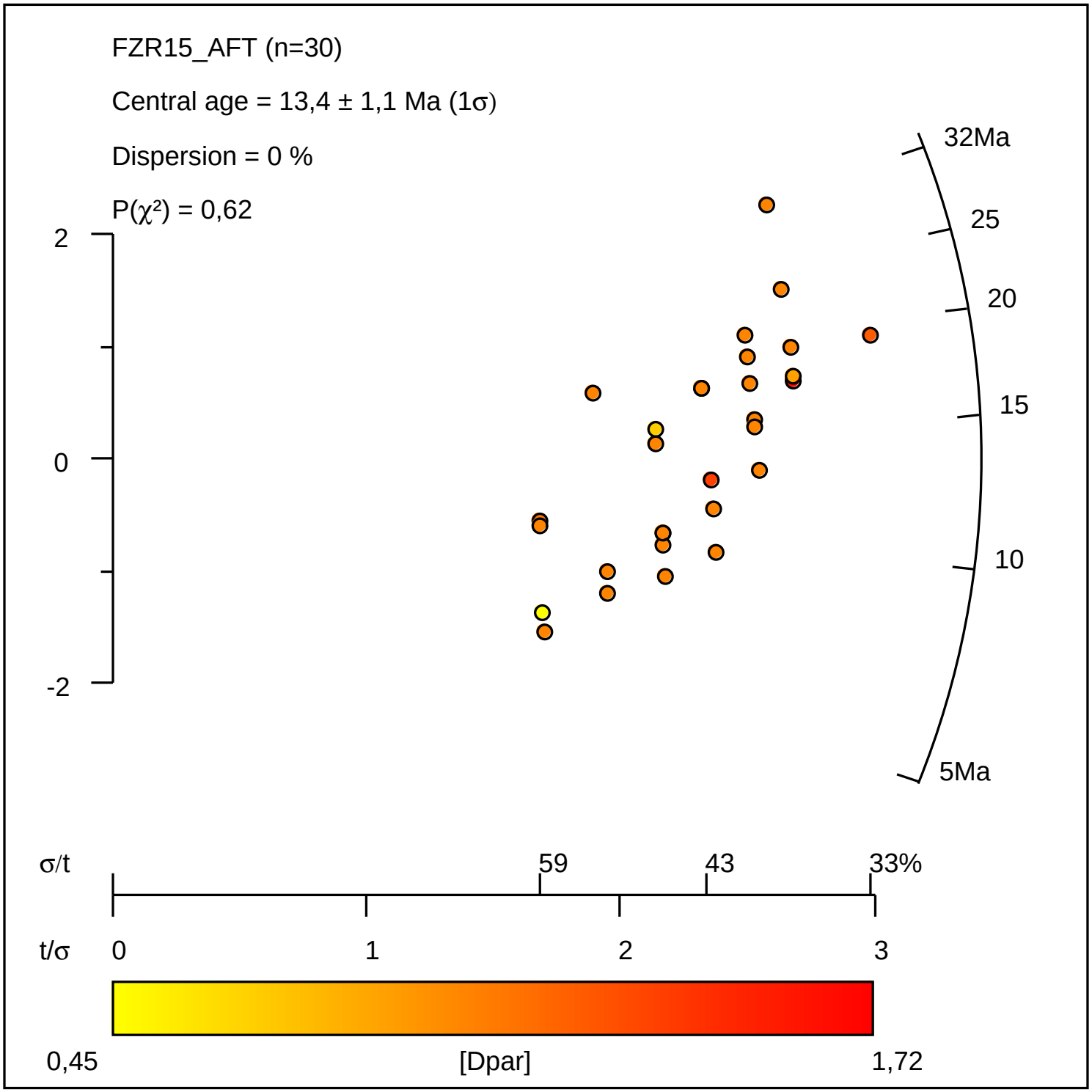

FZR10 (n=21)
Central age = 18,4 ± 3,1 Ma (1σ)
Dispersion = 0 %
P(χ²) = 0,79
2
0
-2
43Ma
35
30
25
20
15
10
8Ma
σ/t
∞
90
45%
t/σ
0
1
2
0,62
[Dpar]
1,92


FZR11_AFT (n=30)
Central age = 10,2 ± 1,3 Ma (1σ)
Dispersion = 0 %
P(χ²) = 0,88
2
0
-2
25Ma
15
10
5
3Ma
σ/t
105
62
44%
t/σ
0
1
2
0,51
[Dpar]
1,27


FZR12_AFT (n=26)
Central age = 18,4 ± 2,3 Ma (1σ)
Dispersion = 8,6 %
P(χ²) = 0,43
64Ma
50
40
30
20
10
4Ma
2
0
-2
σ/t
108
60
41%
t/σ
0
1
2
3
0,76
[Dpar]
1,20


FZR13_AFT (n=25)
Central age = 21 ± 2,4 Ma (1σ)
Dispersion = 0 %
P(χ²) = 0,60
2
0
-2
49Ma
40
35
30
25
20
15
10
5
4,2Ma
σ/t
105
59
41%
t/σ
0
1
2
3
0,82
[Dpar]
1,67


FZR14-AFT (n=30)
Central age = 16,3 ± 1,9 Ma (1σ)
Dispersion = 0 %
P(χ²) = 0,96
2
0
-2
36Ma
30
25
20
15
10
5
4,9Ma
σ/t
103
62
44%
t/σ
0
1
2
0,58
[Dpar]
1,48


FZR15_AFT (n=30)
Central age = 13,4 ± 1,1 Ma (1σ)
Dispersion = 0 %
P(χ²) = 0,62
2
0
-2
32Ma
25
20
15
10
5Ma
σ/t
59
43
33%
t/σ
0
1
2
3
0,45
[Dpar]
1,72

Données de Dpar

Échantillons 2014				Échantillons 2015			
Échantillons	**Dpars**	**Échantillons**	**Dpars**	**Échantillons**	**Dpar**	**Échantillons**	**Dpar**
	2,568		2,415		0,79		0,78
	1,977		2,531		1,14	**FZR12**	1,2
	2,412		2,753		1,92		0,76
	2,295		2,636		1,07	*Moyenne*	**0,91**
	2,331		2,432		1,5		0,93
	2,2		2,553		0,66		1,17
	1,889		2,51		0,92	**FZR13**	1,05
	2,333		2,334	**FZR10**	0,62		1,67
	2,419		2,943		1,84		0,82
	2,293		2,152		1,16		0,93
	2,382		2,615		0,81	*Moyenne*	**1,09**
	2,33		2,349		1,42		0,67
	2,114		2,37		0,85		1,36
	2,625		2,591		1,01		1,15
FZR3	2,343	**FZR4**	2,427		0,9	**FZR14**	0,98
	1,959		2,165	*Moyenne*	**1,11**		1,48
	2,568		1,84		0,95		0,69
	2,459		2,615		1,21		1,03
	2,121		2,34		0,87		0,58
	2,265		1,655		1,16	*Moyenne*	**0,99**
	2,547		2,715		0,8		1,43
	2,412		2,33		0,98		1,16
	2,387		2,5		0,8	**FZR15**	0,45
	1,973		2,264		1,27		1,72
	2,159		2,505	**FZR11**	0,69		0,72
	2,225		2,275		0,64		1,28
	2,397		2,419		1,21		1
	1,903		2,511		0,68		0,94
	2,418		2,513		0,96	*Moyenne*	**1,08**
	2,544		2,196		0,87		
	2,016		2,038		0,93		
	2,151		2,403		0,7		
	2,015		2,554		0,51		
	2,193		2,57	*Moyenne*	**0,89**		
	2,451		2,066				
Moyenne	**2,27**		2,124				
		Moyenne	**2,39**				

Données AHe

Ech.	4He/3He	s	**4He sample (ccSTP)**	**± s**	weight (g)	FT	U (ng)	Th (ng)	Sm (ng)	4He (nccSTP/g)	± s	238U (ppm)	232Th (ppm)	147Sm (ppm)	**eU (ppm)**	Th/U	Th/Sm	Age (Ma)	**Age corrigé**	**± s (Ma)**
FZR10M	0,034	0,024	5,37E-11	5,4E-13	3,3	0,732	0,044	0,126	0,915	16271	814	13,3	38,2	277,3	22	2,9	0,1	5,5	7,5	0,6
FZR10N	0,060	0,025	2,41E-10	2,4E-12	2,91	0,731	0,155	0,489	1,269	82809	4140	53,3	168,0	436,1	94	3,2	0,1	7,1	9,7	0,8
FZR10																			**8,6**	**0,7**
FZR11-A	0,015	0,014	1,50E-11	1,5E-13	4,01	0,804	0,0140	0,0480	0,4130	3737	37	3,5	12,0	103,0	6,4	3,4	0,1	4,3	5,4	0,4
FZR11-D	0,017	0,014	3,09E-11	3,1E-13	2,61	0,773	0,0210	0,0520	0,4450	11836	118	8,0	19,9	170,5	12,9	2,5	0,1	6,9	8,9	0,7
FZR11-E	0,021	0,014	8,56E-11	8,6E-13	4,64	0,798	0,1090	0,1790	0,5680	18457	185	23,5	38,6	122,4	32,8	1,6	0,3	4,5	5,7	0,5
FZR11L	0,030	0,025	3,40E-11	3,4E-13	2,63	0,735	0,038	0,122	0,905	12913	646	14,4	46,4	344,1	26	3,2	0,3	3,8	5,1	0,4
FZR11																			**6,3**	**0,5**
FZR12-E	0,018	0,014	3,70E-11	3,7E-13	4,41	0,778	0,0320	0,0910	0,6010	8401	84	7,3	20,6	136,3	12,3	2,8	0,2	5,2	6,7	0,5
FZR12M	0,037	0,024	7,84E-11	7,8E-13	2,59	0,706	0,061	0,176	0,989	30261	1513	23,6	68,0	381,9	40	2,9	0,2	5,9	8,3	0,7
FZR12N	0,035	0,025	9,51E-11	9,5E-13	4,5	0,762	0,069	0,206	1,125	21128	1056	15,3	45,8	250,0	26	3,0	0,2	6,2	8,1	0,7
FZR12																			**7,7**	**0,6**
FZR13-B	0,020	0,013	9,00E-11	9,0E-13	4,09	0,776	0,11	0,189	0,573	22005	220	26,9	46,2	140,1	38,1	1,7	0,3	4,7	6,0	0,0
FZR13-F	0,019	0,014	8,08E-11	8,1E-13	9,55	0,839	0,076	0,218	0,798	8463	85	7,9	22,8	83,5	13,4	2,9	0,3	5,0	6,0	0,0
FZR13L	0,041	0,026	1,42E-10	1,4E-12	2,54	0,69	0,181	0,345	1,172	55985	2799	71,3	135,8	461,4	104	1,9	0,3	4,3	6,3	0,5
FZR13																			**6,1**	**0,2**
FZR14-A	0,018	0,013	6,23E-11	6,2E-13	6,18	0,813	0,062	0,107	0,654	10076	101	10,0	17,4	105,9	14,2	1,7	0,2	5,6	6,9	0,1
FZR14-D	0,016	0,014	3,99E-11	4,0E-13	2,78	0,741	0,031	0,085	0,519	14348	143	11,1	30,5	186,5	18,5	2,7	0,2	6,0	8,1	0,1
FZR14-E	0,016	0,014	4,38E-11	4,4E-13	3,39	0,756	0,036	0,100	0,621	12906	129	10,5	29,4	183,3	17,6	2,8	0,2	5,6	7,5	0,1
FZR14-F	0,022	0,016	9,13E-11	9,1E-13	10,1	0,847	0,068	0,197	0,768	9038	90	6,7	19,5	76,1	11,4	2,9	0,3	6,3	7,4	0,1
FZR14-G	0,024	0,015	1,03E-10	1,0E-12	8,16	0,843	0,080	0,203	0,817	12563	126	9,8	24,9	100,2	15,8	2,6	0,2	6,3	7,5	0,1
FZR14																			**7,5**	**0,1**
FZR15-A	0,023	0,013	1,14E-10	1,1E-12	4,46	0,78	0,126	0,321	0,672	25635	256	28,3	72,1	150,8	45,6	2,6	0,5	4,6	5,8	0,0
FZR15-D	0,027	0,013	1,64E-10	1,6E-12	6,13	0,798	0,167	0,479	0,802	26801	268	27,3	78,1	130,8	46,1	2,9	0,6	4,7	5,9	0,0
FZR15-F	0,023	0,013	1,17E-10	1,2E-12	3,22	0,747	0,117	0,344	0,690	36414	364	36,3	106,9	214,3	62,0	2,9	0,5	4,8	6,4	0,0
FZR15																			**6,0**	**0,0**
PEA1-A	0,044	0,013	3,04E-10	3,0E-12	2,6	0,73	0,2760	0,6990	0,4350	119023	1190	108,2	274,1	170,6	174,1	2,5	1,6	5,6	7,8	0,6
PEA1-B	0,020	0,013	6,06E-11	6,1E-13	3,3	0,79	0,0770	0,1620	0,4390	18370	184	23,3	49,1	133,0	35,2	2,1	0,4	4,2	5,3	0,4
PEA1																			**6,5**	**0,5**
KA3-A	0,044	0,013	3,82E-10	3,8E-12	3,09	0,773	0,285	1,049	0,289	123751	1238	92,1	339,5	93,4	173,7	3,7	3,6	5,9	7,6	0,1
KA3-C	0,015	0,013	2,41E-11	2,4E-13	2,8	0,782	0,045	0,015	0,103	8620	86	16,0	5,2	36,8	17,2	0,3	0,1	4,1	5,2	0,0
KA3-F	0,018	0,013	7,11E-11	7,1E-13	2,6	0,764	0,085	0,049	0,419	27327	273	32,8	18,7	161,0	37,3	0,6	0,1	5,9	7,7	0,1
KA3-H	0,021	0,013	1,07E-10	1,1E-12	2,38	0,764	0,124	0,337	0,176	44833	448	52,1	141,6	73,9	86,1	2,7	1,9	4,3	5,6	0,0
KA3																			**6,5**	**0,1**

Facteurs FT

Shape *Hexagonal prism* ***Medium*** *Apatite (default density)* *MC nb of events : 1 000 000*

Zonation *no* ***Alpha list*** *Th/U = 1*

Paramètres					Résultats logicielQt_Ft.exe				
Echantillons	**H longueur**	**W largeur**	**L épaisseur**	**Morph.**	**He Range (µm)**	**Actual density (g/cm^3)**	**Facteur FT (+/- 0,001)**	**Mass (µg)**	**R_sph (µm)**
FZR10M1	128,31	78,12	68,74	2PY					
FZR10M2	116,78	93,83	87,11	2BF	19,69	3,2	0,732	3,3	43,5
FZR10N1	97,98	92,5	90,37	1PY+1BF					
FZR10N2	106,22	98,41	85,54	1PY+1BF	19,69	3,2	0,731	2,91	42,2
FZR11-A	152,19	114,3	94,82	2BF	19,69	3,2	0,804	4,01	55,4
FZR11-D	129,2	111,85	103,47	1PY+1BF	19,69	3,2	0,773	2,61	51,1
FZR11-E	182,77	120,65	111,45	1PY+1BF	19,69	3,2	0,798	4,64	60,7
FZR11L1	99,29	89,61	88,24	2BF					
FZR11L2	89,91	80,28	61,8	1PY+1BF	19,69	3,2	0,735	2,63	40
FZR12-E	212,7	103,52	102,99	1PY+1BF	19,69	3,2	0,778	4,41	57,1
FZR12M1	113,93	98,9	91,15	1PY+1BF					
FZR12M2	112,63	73,35	65,68	2PY	19,69	3,2	0,706	2,59	41,8
FZR12N1	120,59	102,83	102,58	1PY+1BF					
FZR12N2	130,54	91,87	83,23	2BF	19,69	3,2	0,762	4,5	47
FZR13-B	202,11	105,93	95,46	1PY+1BF	19,69	3,2	0,776	4,09	56,3
FZR13-F	236,41	155,51	132,83	1PY+1BF	19,69	3,2	0,839	9,55	77
FZR13L1	101,65	81,55	74,99	1PY+1BF					
FZR13L2	121,08	104,95	103,66	2PY	19,69	3,2	0,69	2,54	41,3
FZR14-A	205,93	128,1	125,89	1PY+1BF	19,69	3,2	0,813	6,18	66,3
FZR14-D	171,84	108,43	103,37	2PY	19,69	3,2	0,741	2,78	54,2
FZR14-E	182,62	121,21	101,71	2PY	19,69	3,2	0,756	3,39	58
FZR14-F	223,62	160,85	155,14	1PY+1BF	19,69	3,2	0,847	10,1	79,4
FZR14-G	188,4	166,23	147,27	1PY+1BF	19,69	3,2	0,843	8,16	74,9
FZR15-A	186,02	142,45	129,59	2PY	19,69	3,2	0,78	4,46	64,5
FZR15-D	223,58	140,39	136,5	2PY	19,69	3,2	0,798	6,13	70,5
FZR15-F	192,94	105,92	101,52	2PY	19,69	3,2	0,747	3,22	55,7
PEA1-A	179,07	97,44	94,42	2PY	19,69	3,2	0,728	2,55	51,5
PEA1-B	141,53	103,19	97,19	2BF	19,69	3,2	0,792	3,3	51,9
KA3-A	156,57	108,49	95,86	1PY+1BF	19,69	3,2	0,773	3,09	53,3

KA3-C	133,65	100,04	87,54	2BF	19,69	3,2	0,782	2,8	49,2
KA3-F	141,02	111,07	85,72	1PY+1BF	19,69	3,2	0,764	2,6	50,6
KA3-H	126,72	105,86	102,71	1PY+1BF	19,69	3,2	0,764	2,38	49,5

Données de thermochronologie basse température (AHe et AFT) régionales (entre 46°S et 52°S)

Latitude (°S)	Longitude (°W)	Age (Ma)	SE (Ma)	Méthode	Références	Noms échantillons
-47,7777	-74,3182	6,1	0,4	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC2
-47,9387	-74,8278	11,6	0,7	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC3
-47,9413	-74,8422	15,2	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC4
-47,9307	-74,7847	11,0	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC5
-47,9770	-74,6779	10,3	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC6
-47,9050	-74,3355	9,2	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC7
-48,0067	-74,2080	6,4	0,1	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC8
-48,1260	-73,4493	5,3	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC11
-47,5925	-72,8515	3,8	0,1	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC14
-47,4363	-72,5880	7,2	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC16
-47,0530	-72,2478	7,8	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC17
-47,2230	-72,6153	46,5	2,0	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC18
-50,2382	-74,0100	11,8	0,5	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC72
-49,8993	-74,6097	11,8	0,7	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC79
-49,8765	-74,6158	13,8	0,4	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC80
-49,9392	-74,5548	15,2	0,8	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC81
-49,8389	-74,8045	13,5	0,8	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC85
-49,8492	-74,7897	16,4	1,0	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC86
-49,5932	-75,3710	16,8	0,4	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC90
-49,7135	-75,2120	25,0	0,8	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC93
-49,7135	-75,2120	1,0	0,5	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC93
-50,7883	-74,4238	14,4	1,3	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC95
-48,6885	-74,5535	10,5	0,7	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC105
-48,6167	-74,8240	11,6	0,3	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC106
-48,5767	-74,9550	16,6	0,4	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC107
-48,5943	-75,0037	18,2	0,3	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC108
-48,8025	-75,4655	17,9	0,4	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC109
-48,8018	-75,4427	16,8	0,4	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC110
-48,7695	-75,2022	20,0	0,5	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC111
-48,8340	-75,0518	20,4	0,4	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC112
-48,7288	-73,9872	6,9	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC114
-48,7278	-74,0458	13,2	0,3	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC115
-48,7092	-74,3288	10,7	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC116
-50,8458	-73,9458	7,7	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC117
-50,7984	-73,8925	8,5	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC119
-50,5088	-73,7158	3,9	0,1	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC122
-50,5892	-73,7520	5,0	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC123
-50,7817	-74,2575	10,8	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	THC124
-48,1038	-72,9268	8,7	0,3	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA10
-48,1072	-72,9308	6,2	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA11
-48,1894	-72,7571	5,0	0,1	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA13
-48,2585	-72,6896	5,5	0,3	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA14
-48,2767	-72,6818	1,8	0,5	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA15
-48,1165	-72,8837	7,1	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA18
-48,1507	-72,7989	5,6	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA19
-51,8598	-73,8093	9,5	0,4	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA60
-50,2429	-74,6715	14,0	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA61
-49,6479	-73,7405	23,1	0,6	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA62
-49,6479	-73,7405	16,1	0,4	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA62
-49,6116	-73,8333	25,5	0,7	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA63
-49,6116	-73,8333	16,6	1,6	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA63
-49,5511	-73,8929	27,7	0,7	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA64
-49,5632	-73,9821	5,2	0,1	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA65
-49,3764	-74,0633	15,1	0,3	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA66
-49,5638	-74,1366	22,0	0,7	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA67
-49,5987	-74,2301	14,7	0,6	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA68
-49,6374	-74,3010	22,4	2,1	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA69
-49,9959	-74,0922	12,1	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA70

-49,9735	-74,1852	11,7	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA71
-49,9406	-74,2222	16,7	0,3	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA72
-49,9327	-74,3008	20,4	0,5	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA73
-49,9536	-74,3413	16,5	0,3	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA74
-50,6236	-73,7019	4,9	0,1	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA75
-50,9566	-73,7317	13,4	0,2	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA76
-47,1292	-72,8644	8,9	0,3	AHE	Thomson et al. (2001, 2010)	Anita2
-51,1764	-72,9633	4,4	0,2	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-19
-51,0758	-73,2465	6,8	0,2	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-56
-51,0504	-73,0798	4,3	0,2	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-72
-51,3792	-72,4291	9,6	0,1	AHE	Fosdick et al. (2013)	LF05
-51,2321	-72,3447	9,6	0,5	AHE	Fosdick et al. (2013)	CCS
-50,7812	-72,6632	5,6	0,3	AHE	Fosdick et al. (2013)	CM1
-51,3372	-72,6528	6,9	0,1	AHE	Fosdick et al. (2013)	CB1
-50,7054	-72,7247	9,3	0,8	AHE	Fosdick et al. (2013)	F051
-51,1531	-73,0307	3,8	0,1	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-3
-51,1461	-73,0227	3,5	0,1	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-4
-51,0237	-73,1572	4,9	0,2	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-9
-51,1237	-73,0846	4,9	0,1	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-18
-51,0439	-72,9146	3,8	0,2	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-21
-51,0304	-72,8683	3,9	0,2	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-24
-51,1223	-72,6758	7,0	0,2	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-30
-51,1115	-73,1152	6,1	0,1	AHE	Fosdick et al. (2013)	07-59
-51,3065	-73,2148	7,1	0,1	AHE	Fosdick et al. (2013)	09-190
-51,3322	-72,8113	5,3	0,1	AHE	Fosdick et al. (2013)	09-217
-47,5635	-72,8260	4,6	1,0	AHE	Guillaume et al. (2013)	DES17
-47,5625	-72,8325	4,7	0,3	AHE	Guillaume et al. (2013)	DES18
-47,5625	-72,8392	3,9	0,2	AHE	Guillaume et al. (2013)	DES19
-47,5638	-72,8462	6,1	0,3	AHE	Guillaume et al. (2013)	DES20
-47,5645	-72,8532	3,4	0,2	AHE	Guillaume et al. (2013)	DES21
-47,5711	-72,8652	3,6	0,1	AHE	Guillaume et al. (2013)	DES22
-46,9980	-73,2662	6,1	1,9	AHE	Georgieva et al. (2016)	AG08_33
-47,0915	-73,2418	5,9	0,4	AHE	Georgieva et al. (2016)	AG08_18
-47,0124	-73,2827	6,8	1,2	AHE	Georgieva et al. (2016)	AG08_13
-47,0167	-73,2727	6,5	0,7	AHE	Georgieva et al. (2016)	AG08_12
-47,0985	-73,2404	8,1	0,3	AHE	Georgieva et al. (2016)	AG08_17
-47,0313	-73,2323	5,3	0,5	AHE	Georgieva et al. (2016)	AG08_10
-46,9843	-73,1899	4,6	1,1	AHE	Georgieva et al. (2016)	AG08-34
-46,7287	-73,0447	4,3	0,7	AHE	Georgieva et al. (2016)	LE08_02
-46,7887	-73,2214	4,3	0,3	AHE	Georgieva et al. (2016)	11-LL-03
-46,7934	-73,2163	4,9	1,0	AHE	Georgieva et al. (2016)	11-LL-04
-46,7842	-73,2158	3,5	0,4	AHE	Georgieva et al. (2016)	11-LL-05
-46,7416	-73,2357	3,9	0,4	AHE	Georgieva et al. (2016)	11-LL-06
-46,7422	-73,2259	3,7	0,2	AHE	Georgieva et al. (2016)	11-LL-07
-46,7392	-73,2221	2,8	0,8	AHE	Georgieva et al. (2016)	11-LL-08
-46,7545	-73,2074	2,2	1,0	AHE	Georgieva et al. (2016)	11-LL-09
-46,7438	-73,1351	2,7	0,5	AHE	Georgieva et al. (2016)	11-LL-10
-46,7556	-73,2073	2,5	0,7	AHE	Georgieva et al. (2016)	12-CM-10
-46,7545	-73,2074	2,0	0,6	AHE	Georgieva et al. (2016)	12-CM-09
-46,7390	-73,2216	2,8	0,5	AHE	Georgieva et al. (2016)	12-CM-08
-46,7402	-73,2446	4,9	0,8	AHE	Georgieva et al. (2016)	12-CM-07
-46,7406	-73,2551	5,3	0,7	AHE	Georgieva et al. (2016)	12-CM-06
-46,7379	-73,2666	4,0	1,2	AHE	Georgieva et al. (2016)	12-CM-05
-46,7425	-73,2713	4,5	1,1	AHE	Georgieva et al. (2016)	12-CM-04
-46,7469	-73,2887	6,8	1,1	AHE	Georgieva et al. (2016)	12-CM-03
-47,2479	-73,1970	6,6	1,0	AHE	Georgieva et al. (2016)	AG08_31
-47,3646	-73,0775	5,3	0,4	AHE	Georgieva et al. (2016)	11-SM-13
-47,3624	-73,0843	5,4	0,5	AHE	Georgieva et al. (2016)	11-SM-14
-46,3621	-73,3091	4,2	0,4	AHE	Georgieva et al. (2016)	12-Ex-11

47,6323	73,7090	7,5	1,0	AHE	Christeleit et al. (2017)	FS02
47,6397	73,6987	5,8	0,2	AHE	Christeleit et al. (2017)	FS06
47,6461	73,7029	7,1	0,8	AHE	Christeleit et al. (2017)	FS17
47,7057	73,6678	8,4	1,0	AHE	Christeleit et al. (2017)	FS08
47,7077	73,6840	10,4	3,8	AHE	Christeleit et al. (2017)	FS11
47,7081	73,6869	10,2	0,4	AHE	Christeleit et al. (2017)	FS12
47,7080	73,6894	11,3	0,9	AHE	Christeleit et al. (2017)	FS13
47,7066	73,6928	10,0	0,7	AHE	Christeleit et al. (2017)	FS14
47,7091	73,6978	8,2	0,3	AHE	Christeleit et al. (2017)	FS16
-49,3208	-73,2700	8,6	0,7	AHE	Salze (2018)	FZR10
-49,3138	-73,0547	6,3	0,5	AHE	Salze (2018)	FZR11
-49,4994	-73,0836	7,7	0,6	AHE	Salze (2018)	FZR12
-49,3386	-73,2663	6,1	0,2	AHE	Salze (2018)	FZR13
-49,3938	-73,2986	7,5	0,1	AHE	Salze (2018)	FZR14
-49,3477	-73,1638	6,0	0,0	AHE	Salze (2018)	FZR15
-49,4901	-72,5088	6,5	0,5	AHE	Salze (2018)	PEA1
-49,4000	-72,6000	6,5	0,1	AHE	Salze (2018)	KA3

Latitude (°S)	Longitude (°W)	Age (Ma)	SE (Ma)	Méthode	Références	Noms échantillons
-47,7670	-74,0253	15,5	1,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC1
-47,7777	-74,3182	16,6	2,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC2
-47,9387	-74,8278	22,7	2,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC3
-47,9413	-74,8422	24,1	1,3	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC4
-47,9307	-74,7847	26,1	2,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC5
-47,9770	-74,6779	26,0	2,8	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC6
-47,9050	-74,3355	14,1	0,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC7
-48,0067	-74,2080	14,4	1,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC8
-48,1260	-73,4493	9,4	1,1	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC11
-47,5925	-72,8515	7,6	1,1	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC14
-47,4363	-72,5880	8,5	1,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC16
-47,0530	-72,2478	32,0	3,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC17
-47,9793	-73,1875	12,1	1,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC19
-50,2382	-74,0100	14,5	0,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC72
-50,1990	-74,1668	15,2	2,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC73
-50,0890	-74,2427	15,9	2,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC74
-50,0300	-74,3328	15,5	1,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC75
-49,9888	-74,3620	14,2	0,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC77
-49,9860	-74,3565	13,7	2,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC78
-49,8993	-74,6097	16,3	1,6	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC79
-49,8765	-74,6158	16,0	1,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC80
-49,9392	-74,5548	15,9	1,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC81
-49,7476	-74,7510	17,1	6,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC83
-49,8389	-74,8045	18,3	5,8	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC85
-49,5910	-75,4065	30,6	2,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC87
-49,5962	-75,3885	32,2	2,3	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC88
-49,6050	-75,3790	29,5	2,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC89
-49,5932	-75,3710	33,8	1,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC90
-49,7077	-75,2495	25,5	6,6	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC92
-49,7135	-75,2120	34,4	2,1	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC93
-50,3378	-75,1963	50,7	3,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC94
-50,7883	-74,4238	18,0	1,3	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC95
-51,3682	-75,0457	18,3	3,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC96
-51,4822	-75,1368	18,5	1,8	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC97
-49,5318	-73,8638	12,1	0,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC100
-49,3005	-74,0448	15,1	2,8	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC101
-49,3568	-74,1075	11,6	1,6	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC102
-49,5412	-74,1847	13,0	1,2	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC103
-49,4243	-74,3005	12,8	0,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC104
-48,6885	-74,5535	15,0	1,2	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC105
-48,6167	-74,8240	24,4	2,4	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC106
-48,5767	-74,9550	23,4	3,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC107
-48,5943	-75,0037	22,4	2,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC108
-48,8025	-75,4655	55,2	3,2	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC109
-48,8018	-75,4427	47,2	3,2	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC110
-48,7695	-75,2022	48,3	3,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC111
-48,8340	-75,0518	24,9	3,1	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC112
-48,7440	-74,9297	19,3	4,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC113
-48,7288	-73,9872	12,7	1,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC114
-48,7278	-74,0458	16,0	1,6	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC115
-48,7092	-74,3288	16,3	2,1	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC116
-50,8458	-73,9458	15,0	1,4	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC117
-50,7984	-73,8925	12,1	1,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC119
-50,6687	-73,7705	12,7	2,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC120
-50,6825	-73,7952	14,7	2,3	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC121
-50,5088	-73,7158	12,4	1,1	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC122
-50,5892	-73,7520	9,3	2,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC123
-50,7817	-74,2575	16,2	1,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC124

-51,3045	-74,9987	24,7	3,1	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC129
-51,7555	-74,1802	19,0	2,4	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC131
-51,7958	-74,7703	47,5	3,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC154
-51,7860	-74,9705	45,2	3,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC155
-51,8632	-74,7913	42,1	4,4	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC156
-51,9517	-74,8327	64,2	5,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC157
-51,9720	-74,8062	58,1	4,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC159
-51,4803	-74,5200	47,0	3,3	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	THC160
-50,5000	-75,2667	28,6	3,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	MD32
-51,3692	-75,0579	10,7	1,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	AL16
-48,1038	-72,9268	9,0	2,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA10
-48,1072	-72,9308	9,1	2,2	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA11
-48,1260	-72,8538	8,4	3,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA12
-48,1894	-72,7571	7,4	1,6	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA13
-48,2585	-72,6896	13,8	5,1	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA14
-48,2767	-72,6818	4,1	1,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA15
-47,7947	-73,5289	5,6	1,1	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA16
-47,7716	-73,3460	4,6	2,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA17
-48,1165	-72,8837	10,9	1,8	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA18
-48,1507	-72,7989	6,4	1,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA19
-48,2164	-72,7259	9,1	1,8	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA20
-48,3406	-72,6658	7,8	1,8	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA21
-47,8737	-73,3164	8,7	1,6	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA22
-51,8598	-73,8093	11,8	3,4	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA60
-50,2429	-74,6715	30,9	3,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA61
-49,6479	-73,7405	14,9	4,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA62
-49,6116	-73,8333	19,8	4,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA63
-49,5632	-73,9821	20,3	2,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA65
-49,3764	-74,0633	24,3	2,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA66
-49,5638	-74,1366	23,8	3,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA67
-49,5987	-74,2301	22,6	4,3	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA68
-49,9959	-74,0922	25,9	2,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA70
-49,9735	-74,1852	22,2	2,9	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA71
-49,9406	-74,2222	26,3	3,2	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA72
-49,9327	-74,3008	23,1	4,2	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA73
-49,9536	-74,3413	24,8	6,2	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA74
-50,6236	-73,7019	6,5	1,8	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA75
-50,9566	-73,7317	16,6	8,6	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	06PA76
-47,1292	-72,8644	17,5	3,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	Anita2
-51,4157	-73,1095	18,8	3,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	07BA25
-47,1121	-71,8527	9,3	4,7	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	07SM1
-50,4710	-74,1135	18,7	2,0	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	FO04-08
-50,5418	-73,9023	18,4	9,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	FO04-15
-50,4152	-74,5520	18,9	1,6	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	FO04-18
-51,4895	-73,6038	16,3	1,5	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	FC0853
-51,7171	-73,5269	12,8	2,1	AFT	Thomson et al. (2001, 2010)	ST0337
-47,5656	-72,7728	17,1	1,2	AFT	Haschke et al. (2006)	CB1960
-47,5722	-72,8247	11,3	0,7	AFT	Haschke et al. (2006)	CB1410
-47,5728	-72,8344	11,0	1,1	AFT	Haschke et al. (2006)	CB930
-47,5736	-72,8567	7,3	0,7	AFT	Haschke et al. (2006)	CB550
-47,5728	-72,8756	6,3	0,6	AFT	Haschke et al. (2006)	CB130
-49,3600	-73,1790	14,7	4,2	AFT	Salze (2018)	FZR3
-49,3336	-73,2069	14,9	5,1	AFT	Salze (2018)	FZR4
-49,3208	-73,2700	18,4	6,7	AFT	Salze (2018)	FZR10
-49,3138	-73,0547	10,2	2,9	AFT	Salze (2018)	FZR11
-49,4994	-73,0836	18,3	5,2	AFT	Salze (2018)	FZR12
-49,3386	-73,2663	21,0	5,4	AFT	Salze (2018)	FZR13
-49,3938	-73,2986	16,3	4,3	AFT	Salze (2018)	FZR14
-49,3477	-73,1638	13,4	2,7	AFT	Salze (2018)	FZR15

-49,4901	-72,5088	13,6	9,7	AFT	Salze (2018)	PEA1
-49,4910	-72,4996	11,4	8,7	AFT	Salze (2018)	PEA3
-49,4661	-72,8677	12,4	3,3	AFT	Salze (2018)	PYR2

Supplementary Material

➢ **Model 1 :**

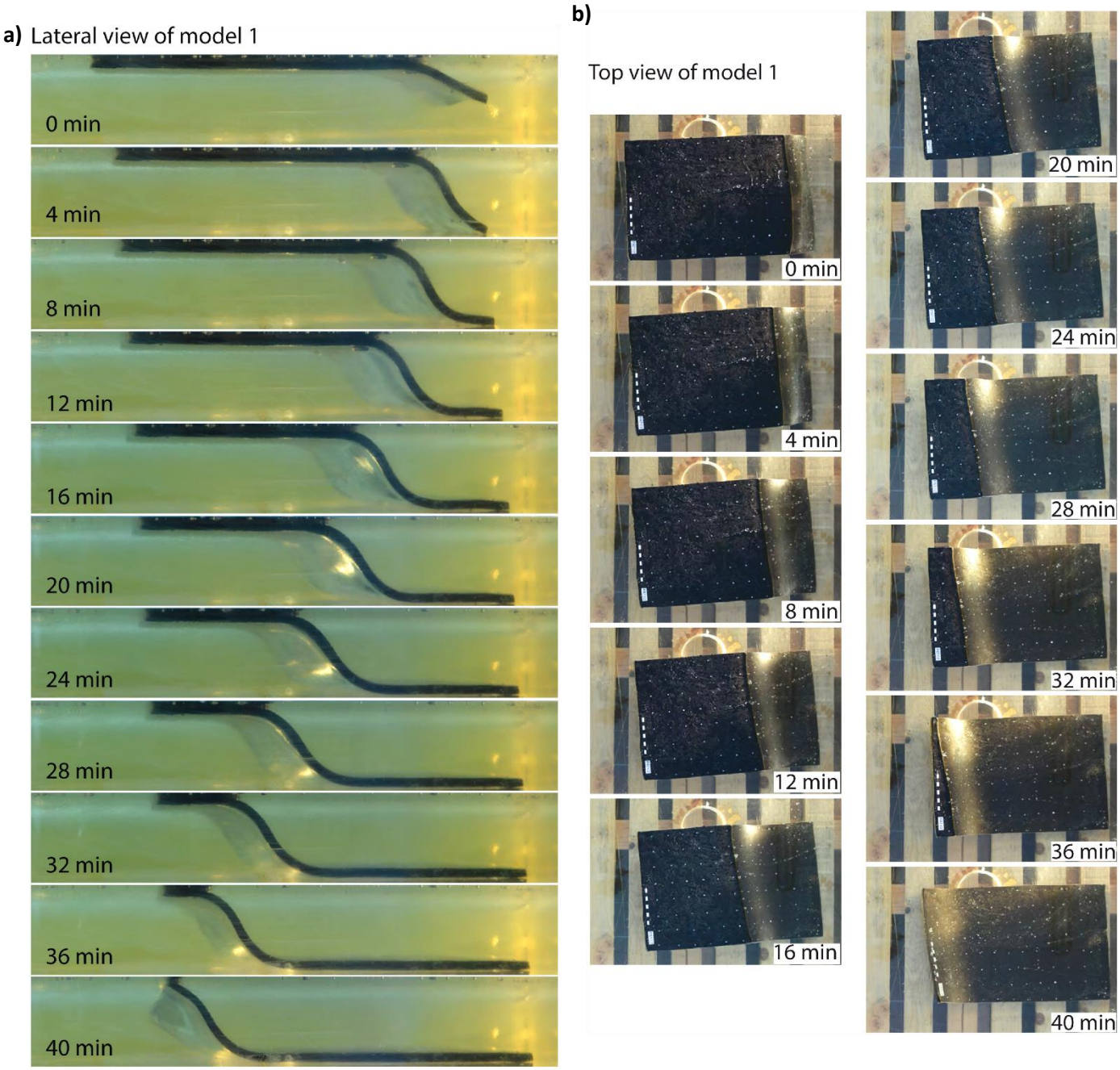


Fig. 11. Successive views of model 1. **a)** Lateral view of model 1. **b)** Top view of model 1.

➢ **Model 3 :**

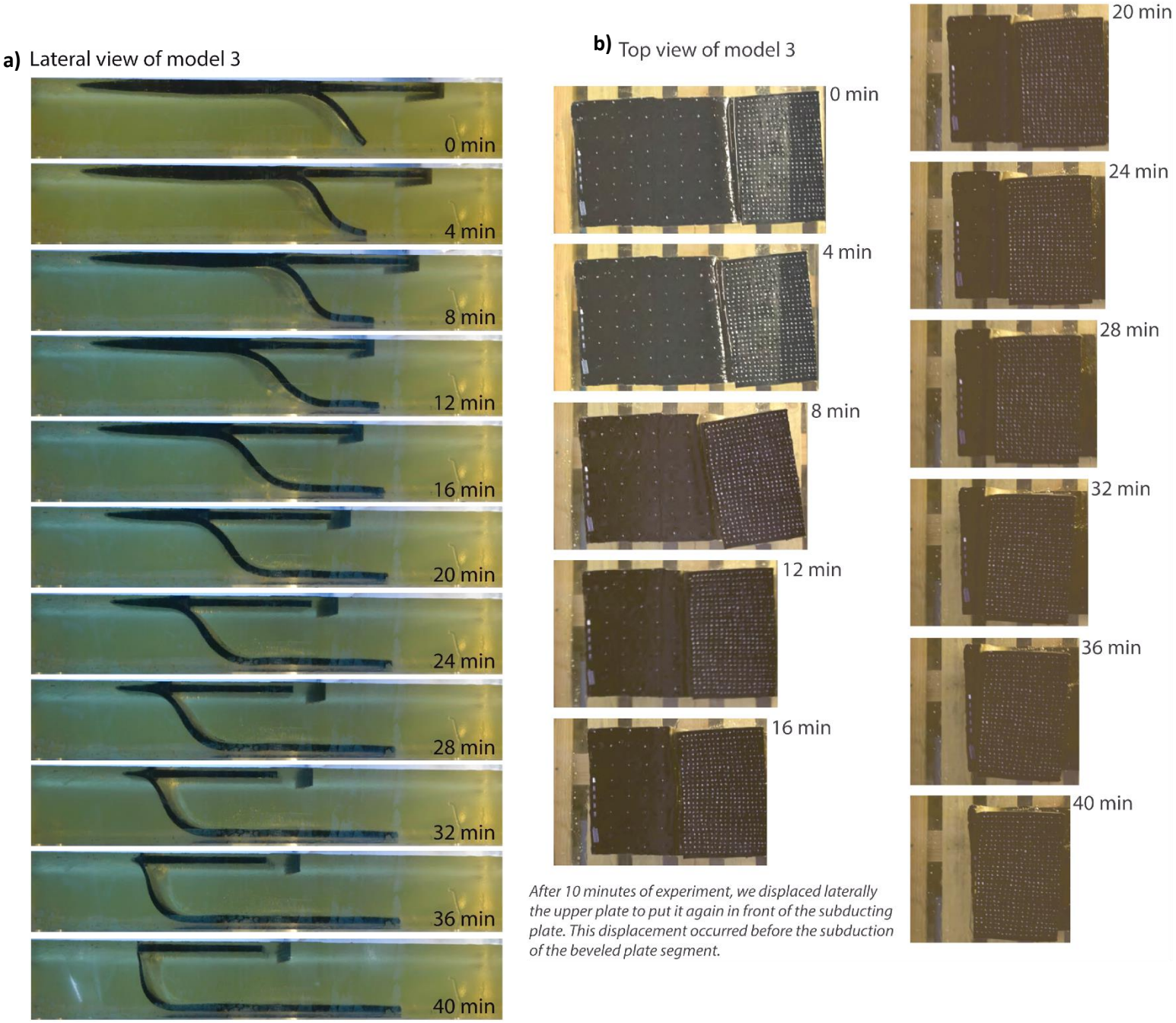


Fig. 12. Successive views of model 3. **a)** Lateral view of model 3. **b)** Top view of model 3.

➢ **Model 4:**

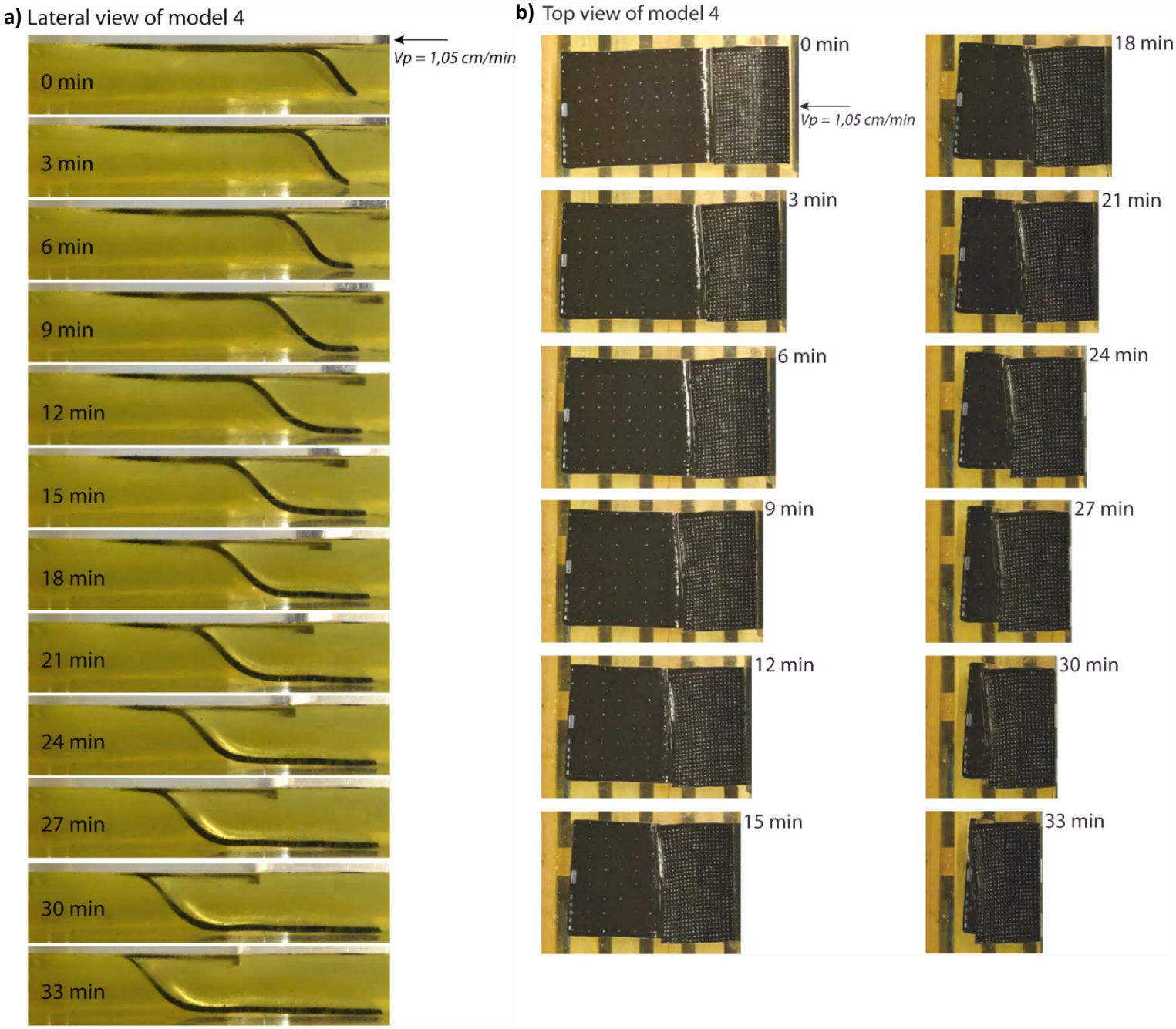


Fig. 13. Successive views of model 4. **a)** Lateral view of model 4. **b)** Top view of model 4.

➢ **Model 5:**

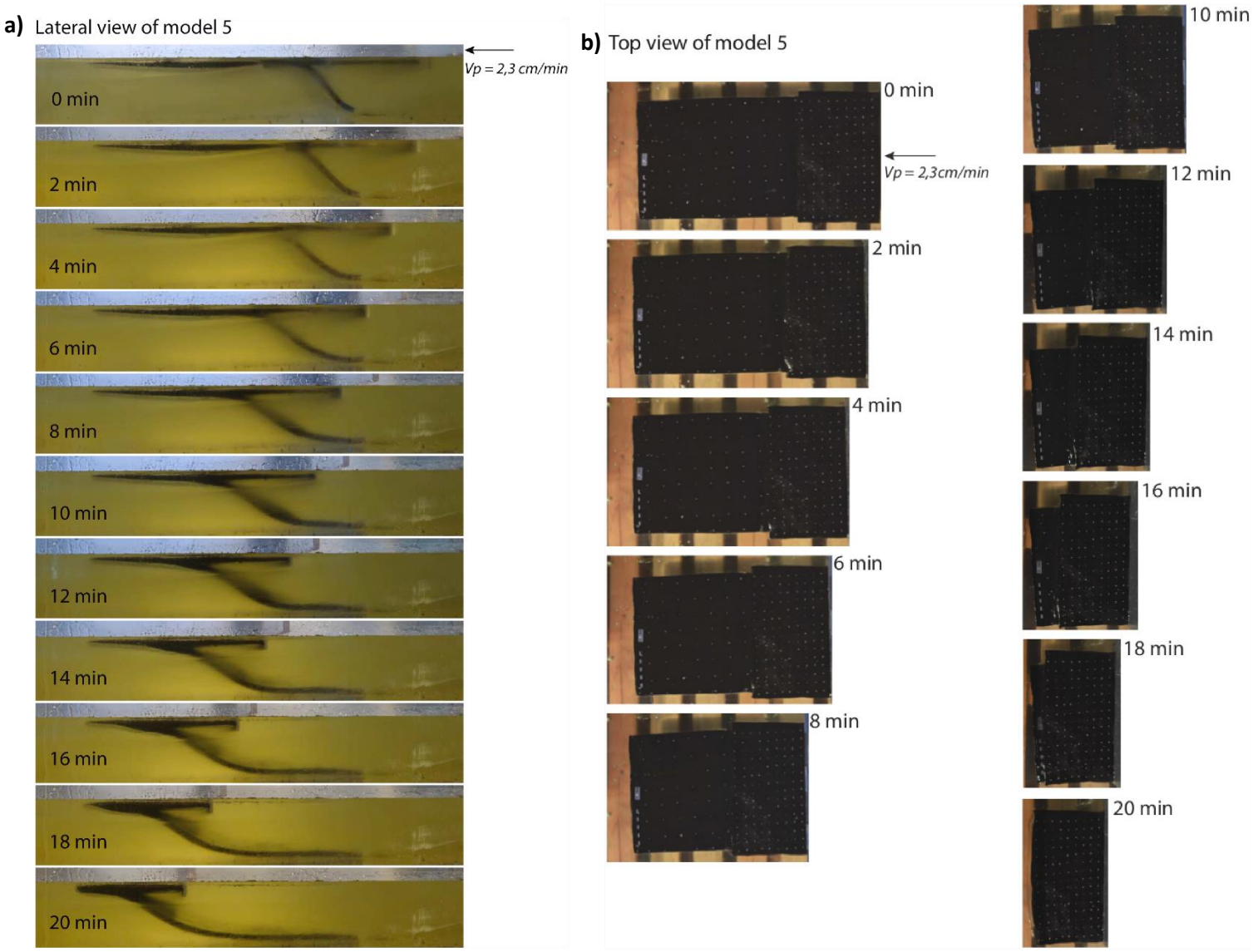


Fig. 14. Successive views of model 5. **a)** Lateral view of model 5. **b)** Top view of model 5.

ÉCOLE DOCTORALE
Environnements - Santé
Bourgogne | Franche-Comté

Titre : Interactions entre processus géodynamiques, tectonique régionale et climat : l'exemple des Andes australes au Néogène

Mots clés : *Andes australes, thermochronologie basse température, modélisation analogique, tectonique, soulèvement, glaciations.*

Résumé : Le travail de cette thèse concerne l'évolution du relief de la région du Fitz Roy, en Patagonie, à la frontière du Chili et de l'Argentine (49°S). Cette région est caractérisée par un contexte géodynamique particulier. En effet, la dorsale du Chili séparant les plaques océaniques Nazca et Antarctique, passe en subduction sous la plaque Amérique du Sud depuis 14 Ma. La subduction de ces deux plaques génère un point triple au niveau de la fosse du Chili (46°30'S). D'autre part, une partie des Andes australes est recouverte de la 3ème plus grande calotte glaciaire mondiale. Cette calotte constitue le reste de glaciers bien plus vastes apparus au Miocène supérieur. Actuellement, la Patagonie est marquée par un contraste climatique de part et d'autre de la chaine, avec un climat semi-aride sur le versant oriental, alors que le cœur de la chaine et la bordure occidentale sont recouverts de glaciers, et soumis à de fortes précipitations. Cette configuration est unique au monde et de ce fait, l'évolution de la Patagonie au Cénozoïque constitue un laboratoire propice à l'étude des interactions entre la subduction, la tectonique régionale et les conditions climatiques.

Pour répondre à cette problématique, des modèles analogiques simulant la subduction d'une dorsale océanique ont été réalisés en laboratoire. Ces modèles ont mis en évidence des effets directs sur la géométrie du plan de subduction et donc sur la position de l'arc magmatique. L'arrivée de la dorsale à la fosse, lorsque la plaque continentale se déplace rapidement vers cette dernière, induit un aplanissement du slab dans sa partie la plus superficielle. Cette horizontalisation de la plaque plongeante entraîne une augmentation de la distance entre la fosse et l'arc magmatique, précédant la subduction de la dorsale. La migration vers l'est de l'arc magmatique s'observe effectivement en Patagonie au Miocène inférieur, quelques millions d'années avant le passage de la dorsale. Ces modèles suggèrent aussi que l'arrivée de la dorsale à la fosse entraîne le raccourcissement de la plaque continentale tel qu'observé au Miocène inférieur-moyen en Patagonie. La fin de ce raccourcissement se produit lorsque la dorsale entre en subduction.

Une mission de terrain a également été menée dans la région du massif du Fitz Roy et son avant-pays, afin d'acquérir des données thermochronologiques dans ce secteur de la chaine qui n'a pas encore été étudié en thermochronologie basse température. Les objets étudiés sont des roches détritiques datant du Crétacé ainsi que des roches granitiques issues du massif du Fitz Roy, qui s'est mis en place au Miocène inférieur vers 16,5 Ma. Les données traces de fissions sur apatite (AFT) des granites présentent un âge moyen de 14,8 Ma, ce qui suggère que le pluton s'est refroidi rapidement après sa mise en place. Le signal obtenu dans les grès est de 12,5 Ma. Cette phase de dénudation rapide est liée à l'arrivée de la dorsale à la fosse et précède son entrée en subduction qui se produit à la latitude 49°S vers 12 Ma. L'étude tectonique n'a en revanche pas permis de déterminer l'âge de la fin du raccourcissement dans la chaîne plissée en raison de l'absence de dépôts sédimentaires tertiaires dans cette région. Toutefois, l'arrêt du raccourcissement se situerait entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen d'après les études réalisées au Nord et au Sud de notre zone d'étude.

Les données thermochronologiques (U-Th/He) sur apatite indiquent un signal à 7-6 Ma, mettant en évidence l'effet des premières glaciations patagonnes sur la dénudation des reliefs. Cet évènement climatique a induit une accélération de la dénudation. Les données de cette étude confirment donc que l'érosion glaciaire est un facteur de la dénudation des reliefs au Miocène supérieur. Les glaciers en Patagonie à la latitude 49°S n'ont donc pas eu un rôle protecteur du relief, comme cela avait suggéré par Thomson et al. (2010). La localisation de notre zone d'étude a donc permis de discriminer l'effet de la subduction de la dorsale et de la tectonique compressive associée et celui des glaciations sur le soulèvement et la dénudation du relief andin, car ces deux processus ne sont pas contemporains à la latitude 49°S.

UBFC
UNIVERSITE
BOURGOGNE FRANCHE-COMTE

Université Bourgogne Franche-Comté
32, avenue de l'Observatoire
25000 Besançon