L'apport des nucléides cosmogéniques produits in situ à la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes tempérées

Magali Delmas

▶ **To cite this version:**

Magali Delmas. L'apport des nucléides cosmogéniques produits in situ à la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes tempérées. Environnement et Société. Université Lumière - Lyon 2, 2019. tel-02416098

HAL Id: tel-02416098
https://theses.hal.science/tel-02416098

Submitted on 17 Dec 2019

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

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

Université Lumière Lyon 2

UMR 7194 HNHN - Université de Perpignan Via Domtia

Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches

présenté par

Magali Delmas

L'apport des nucléides cosmogéniques produits *in situ* à la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes tempérées

Volume 1 : Positionnement et projets scientifiques

Le jury est composé de :

Jean-Jacques Bahain, Professeur, Muséum Nationale d'Histoire Naturelle	Examinateur
Etienne Cossart, Professeur, Université Jean Moulin Lyon 3,	Rapporteur
Alain Demoulin, Maitre de recherche au FNRS, Université de Liège	Rapporteur
Yanni Gunnell, Professeur, Université Lumière Lyon 2	Garant
Vincent Jomelli, Directeur de recherche au CNRS, LGP Meudon	Rapporteur
Denis Mercier, Professeur, Sorbonne Université	Président
Vincent Regard, Maitre de conférences HDR, Université Paul Sabatier	Examinateur

Le 10 décembre 2019

Université Lumière Lyon 2

UMR 7194 HNHN - Université de Perpignan Via Domtia

Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches

présenté par

Magali Delmas

L'apport des nucléides cosmogéniques produits *in situ* à la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes tempérées

Volume 1 : Positionnement et projets scientifiques

Le jury est composé de :

Jean-Jacques Bahain, Professeur, Muséum Nationale d'Histoire Naturelle	Examinateur
Etienne Cossart, Professeur, Université Jean Moulin Lyon 3,	Rapporteur
Alain Demoulin, Maitre de recherche au FNRS, Université de Liège	Rapporteur
Yanni Gunnell, Professeur, Université Lumière Lyon 2	Garant
Vincent Jomelli, Directeur de recherche au CNRS, LGP Meudon	Rapporteur
Denis Mercier, Professeur, Sorbonne Université	Président
Vincent Regard, Maitre de conférences HDR, Université Paul Sabatier	Examinateur

Le 10 décembre 2019

Illustration de couverture : Au premier plan, glacis du bassin de l'Isábena (Aragón). En arrière-plan, conglomérats paléogènes de la montagne de Sis.

Remerciements

Les carrières d'enseignant-chercheur sont faites de rencontres et de collaborations. Au cours de ces dernières années, les collègues que j'ai croisé, qui m'ont aidé, encouragé, avec qui j'ai travaillé et parfois co-publié sont nombreux. Je n'en ferai pas une liste exhaustive car le risque est trop grand d'en oublier au passage, mais je voudrais leur dire ici toute ma gratitude.

Je tiens à remercier tout particulièrement **mon garant**, Yanni Gunnell, pour son soutien sans faille et d'une grande bienveillance, depuis de nombreuses années, et à chaque étape de mon parcours. Je veux remercier aussi les **rapporteurs et membres du jury** d'avoir accepté d'évaluer de ce travail et pour le temps qu'ils y ont consacré.

Mes remerciements s'adressent également aux institutions au sein desquelles, et grâce auxquelles, j'ai pu réaliser mes travaux. Je pense d'abord à **mon établissement**, l'université de Perpignan Via Domitia. Je pense aussi aux **laboratoires de recherche qui m'ont accueilli**, l'UMR 8591 LGP de Meudon durant ma thèse de doctorat sous la direction de Charles Le Cœur, l'EA Médi-Terra de l'université de Perpignan Via Domitia entre 2010 et 2014 et, depuis 2014, l'UMR 7194 HNHP. Je pense bien évidemment aux **laboratoires de géochronologie** sans lesquels ce travail n'existerait pas. Il faut citer l'UMR HNHP pour les données ESR avec, aux manettes de la plate-forme analytique, Pierre Voinchet, que je remercie très chaleureusement, sans oublier Jean-Jacques Bahain et Hélène Tissoux pour leur précieuse expertise. Je veux aussi exprimer ma plus profonde reconnaissance à l'ensemble des collègues du LN2C-Cerege pour le travail minutieux qu'ils accomplissent à chaque étape du long protocole d'extraction chimique des nucléides cosmogéniques produits *in situ* mais aussi pour la qualité des mesures physiques qu'ils réalisent sur l'accélérateur ASTER. Mes remerciements s'adressent tout particulièrement à Didier Bourlès pour son accueil au Cerege et pour le rôle essentiel qu'il a joué dans la diffusion de cette méthode, totalement novatrice dans les années 2000, auprès d'une très large communauté de chercheurs. Je veux remercier aussi très sincèrement Régis Braucher pour son efficacité, son immense disponibilité et son extraordinaire réactivité en toutes circonstances. Je veux remercier enfin les organismes financeurs qui ont accepté de me faire confiance, les membres du conseil scientifique puis de la commission Recherche de mon établissement, l'école doctorale « Inter-Med 544 » pour le financement des contrats doctoraux, le BRGM pour son soutien dans le cadre de l'atelier Pyrénées du Chantier RGF, enfin, les collègues de l'UMR 5608 Traces pour mon intégration à l'ANR « Magdatis » et, plus récemment, au PCR PAVO.

Je n'oublie pas de remercier **les étudiants** pour leur patience et/ou leur enthousiasme, dans tous les cas pour le miroir tendu, très efficace pour faire le point sur soi, ses acquis, ses pratiques. Je pense à particulier à Cécile, Camille, Yannick et Théo grâce à qui j'ai beaucoup appris.

Enfin, un grand merci à tous **mes proches**, les amis d'ici et d'ailleurs, des villes et des champs, de très longue date et de moins longue date, pour les si bons moments que nous avons partagés. Merci surtout à mon très cher époux et à nos enfants pour leur affection qui m'est si précieuse.

Le 25 aout 2019, sur le sentier du Madrès.

Sommaire

Abstract 7

Avant-propos 11

Introduction générale 15

1. Le Quaternaire, un moment singulier de l'histoire de la Terre 15
2. Statut chrono-stratigraphique et limites temporelles du Quaternaire 17
3. Les paléoenvironnements quaternaires, un objet pluridisciplinaire 19
4. La géomorphologie et la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires 37
5. Les Pyrénées : un laboratoire de terrain 52

Chapitre 1. Un outil, différentes applications en géochronologie et géomorphologie 61

1. Du rayonnement cosmique primaire à la production de nucléides cosmogéniques terrestres 61
2. La production in situ de nucléides cosmogéniques 68
3. Mesurer la concentration en TCN d'un échantillon 78
4- Modéliser la concentration en TCN produits in situ. Différentes applications en géochronologie et géomorphologie 88
5- Conclusion 104

Chapitre 2. Datation par exposition de surfaces et chronologie des fluctuations glaciaires 107

1. Approches méthodologiques et problématiques scientifiques, un regard rétrospectif 107
2. Des durées d'exposition TCN au calage chronologique des fluctuations glaciaires pléistocènes. Que date-on ? L'indispensable diagnostic du géomorphologue 120
3. Dans les Pyrénées, quelles avancées des connaissances ont permis les datations par surface d'exposition de TCN ? 132
4. Conclusions et perspectives de recherche 152

Chapitre 3. Profils verticaux de TCN et temporalité des systèmes fluviaux pléistocènes 167

1. Stratigraphie relative des séquences fluviales pyrénéennes 169
2. Datation numérique des séquences fluviales pyrénéennes 187
3. Conclusions et perspectives de recherche 235

Conclusion générale 245

1- Cas des datations par exposition en contexte glaciaire 245
2- Cas des profils verticaux sur les séquences fluviales 246
3- Que peut-on espérer des datations par enfouissement ? 248
4- Les nucléides cosmogéniques produits *in situ* et la quantification de l'érosion en contexte glaciaire et postglaciaire 249

Références bibliographiques citées 251

Table des figures 293

Table des tableaux 301

Table des matières 303

Abstract

This submission for obtaining the national Accreditation to supervise doctoral research (HDR) follows the rules set by the Geography section of the National Careers Council for universities (CNU, http://www.cpcnu.fr/web/section-23/recommandation-pr). It consists of two volumes:

*(i) In volume 1, I present **the thematic and epistemic features of my research activities** and describe my **ongoing research programmes**. I summarize the scientific output since my PhD ten years ago and show how this has contributed to the understanding of Quaternary environmental change in mountains of the mid latitudes. By emphasizing nested approaches to landscape analysis, Volume 1 also highlights how the multidisciplinary arena of environmental geoscience is enriched by geographical methods and perspectives.*

*(ii) In volume 2, I present **my professional career** in the form of a detailed curriculum vitae and an exhaustive list of scientific and other academic publications. This is followed by a selection of 19 journal articles, which I consider to be the most significant in my academic output. These have been separated into three thematic groups:*

1. Chronologies of Pleistocene glaciation

2. Chronologies of alluvial systems and valley incision

3. Quantification of glacial and postglacial erosion rates

An HDR is expected to provide evidence that the candidate is experienced and equipped for supervising doctoral research and leading research programmes. I have accordingly crafted Volume 1 as a gateway to the research themes that I have been pursuing in recent years and conceive it as handbook for postgraduate students and any other potential collaborators interested in engaging in the same research areas as my own. Volume 1 thus begins with a state-of-the-art focus on the chronostratigraphic and environmental markers used in Quaternary science. This introduction serves as a preliminary backdrop required for appreciating and understanding the value of continental deposits — and more generally of geomorphology — in these fields of research. Unlike the high-resolution and usually continuous global palaeoclimatic record provided by marine-isotope-based stratigraphies, continental sequences remain the only sedimentary archives capable of recording local and regional contrasts in the environmental response of hillslope, glacial and fluvial systems to global climatic forcing. The predictive quality of climate models, i.e. their ability to forecast the future human, faunistic and floristic responses to global change, relies

partly on the accuracy and precision of local and regional palaeoenvironmental reconstructions based on geological archives. The societal implications of this kind of research are thus substantial.

Since 1950, advances in the precision and resolution of mass spectrometers have spawned a wide array of new and evolving radiometric dating methods. This revolution in geochronology has allowed quantitative geomorphology and the chronologies of global change to be strengthened by more robust constraints on the age of Quaternary continental deposits. In the last 20 years, terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) have risen to prominence as a major new tool in geoscience because they can address chronostratigraphic as well as geomorphological issues. My research has gained from these recent innovations since my PhD, which at the time focused on late Pleistocene glacial fluctuations in the eastern Pyrenees based on exposure dating of erratic boulders and glacially scoured bedrock steps. Since then I have widely expanded the applications of TCN dating to practically all the options and procedures permitted by the method (e.g. exposure dating, burial dating, vertical profiles, isochron method, post-depositional erosion rates of alluvial deposits, single-isotope and paired isotope dating), to a much wider array of glacial and nonglacial landforms, and to several regions of the Pyrenees and their foreland areas. This research focus explains the title and internal structure of Volume 1, which falls in three parts, or Chapters.

Chapter 1 details the principles and methods of TCN dating and its applications in geochronology and geomorphology. I present the flux of cosmic particles in our galaxy (primary cosmic radiation), how it interacts with the Earth's surface, the hadronic cascade in the atmosphere and, most of all, in the impact of these high-energy particles in the first few metres of the Earth's crust where cosmogenic nuclides are produced in situ. The TCN surface production rate is spatially variable, fluctuates through time in response to variations in the intensity of the Earth's magnetic field, is modulated by the effects of topographic obstacles and shielding by snow cover, decreases exponentially with depth in the bedrock or sediment, etc… Chapter 1 also provides a guide to the chemical protocols commonly used in the laboratory for extracting ^{10}Be and ^{26}Al from quartz minerals, and provides an overview of the physical principles that underpin the measurement of isotopic ratios such as ^{10}Be/^{9}Be and ^{26}Al/^{27}Al at the ASTER mass spectrometer based in Aix-en-Provence (LN2C-CEREGE: Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques, Centre de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement). Lastly, Chapter 1 explains in great detail the range of applications of TCN dating in geomorphology and Quaternary science. I begin with applications based on the assumption of a simple rock-surface exposure history (single exposure event, uninterrupted by subsequent burial), then deal with more complex exposure scenarios where rock debris or bedrock surfaces are buried and exhumed in succession.

Simple scenarios include:

(ia) cases where each sampling site is restricted to a single sample and a single nuclide species. In these cases, depending on context the TCN concentration will be

interpreted either in terms of an exposure age (useful in chronostratigraphy), or in terms of a rock denudation rate (useful in geomorphology).

(ib) cases where each sampling site targets one nuclide species but several samples are collected along a vertical profile ranging from the topographic surface to depths of 3 to 4 m. In such situations, the different TCN concentrations in each sample are modelled simultaneously in a way that obtains best-fitting pairs of deposit age and denudation rate recorded by the topographic surface at the site.

The more complex scenarios are generally captured by the use of two radioactive nuclides with different half-lives, typically ^{10}Be (1.387 ± 0.012 Ma) and ^{26}Al (717 ± 17 ka) in quartz. When measurements focus on just one sample, nuclide concentrations can be interpreted in reference to a 'banana diagram'. This standard diagram plots pairs of TCN values which co-vary as a function of burial time and denudation rate. When measurements concern instead several samples for a given site, results are modelled using the isochron method, which estimates time since burial and pre-burial denudation rate independently.

Chapters 2 and 3 focus more specifically on my own publication output and show how geochronological data acquired in the last few years on glacial and fluvial sedimentary archives in the Pyrenean region have allowed the spatial variability and chronology of environmental change during the late Pleistocene in a mid-latitude setting to be constrained.

Chapter 2 is restricted to the Pleistocene fluctuations of ice fronts in the Pyrenees. It provides a historical overview of over 100 years of research on this topic, and ranges from the early attempts at relative dating of stratigraphic exposures to the most recent radiometric ages of selected deposits. In this chapter, I discuss the relative merits of each dating approach used so far in the region, but particularly emphasize the TCN exposure-dating of moraine boulders and ice-polished bedrock-step surfaces. I describe and recommend in each case the most robust sampling strategies and argue for the value of testing the validity of the apparent ages obtained against the relative ages of existing ice-marginal deposits which formed at each stage of glacier recession and can be inventoried and mapped at the scale of an entire massif or iceshed. I also discuss how the Earth surface processes inferred from this kind of information provides supporting evidence for cognate disciplines as diverse as geoscience, biogeography, and prehistory. For example, mapping the chronology of Pleistocene icefield contraction and fragmentation helps to shape hypotheses about the routes taken by Palaeolithic hunter-gatherers during their return to the mountain range and to understand the stages of habitat modification during the successive stages of deglaciation. Producing constraints on the spatio-temporal framework of deglaciation is also important for quantifying erosion rates in subglacial and postglacial context. Lastly, the palaeoenvironmental inferences drawn from the data is also useful from a palaeoclimate perspective because glaciological models calibrated on modern glacier attributes allow reconstructions of Pleistocene summer temperatures and winter precipitation in the icefield's accumulation zones. These data are also used for documenting the dominant trajectories of

former moisture-laden air masses, and thus for inferring regional patterns of atmospheric circulations at successive moments of the past.

Chapter 3 focuses on Pleistocene fluvial sequences. The structure follows the same progression as Chapter 2, i.e. I present the stratigraphic frameworks elaborated for fluvial deposits and their relative ages by scholars in France and Spain during the 20th century; discuss their strengths and weaknesses in terms of correlating fluvial sequences on a regional scale; and provide an exhaustive overview of evidence currently available for Pleistocene fluvial sequences across the Pyrenean mountain range. As in Chapter 2, I review and provide critical discussions of all the dating methods which have been used in fluvial context in the Pyrenean setting, but I devote particular attention to the TCN data that have been generated from vertical profiles during the last 5 years in the Sègre, Têt, Ariège, Neste and vallée d'Aspe drainage basins. I present the range of best practices in terms of sampling strategy, analytical data modelling procedures, and discuss the optimisation strategies for obtaining model age, denudation-rate, inherited nuclide concentration and sediment-density values. Chapter 3 also shows how opportunities for dating different generations of strath terraces in a given drainage basin allow inferences to be made about the chronology and spatial pattern of Pleistocene fluvial incision and thus, more indirectly, about, Quaternary uplift rates and patterns. The chronological framework likewise lays the foundations for inferring what causes of environmental changes would have been of a sufficient magnitude to lastingly transform the style and energy of a large river throughout its entire drainage basin.

I conclude the manuscript with a critical summary of TCN contributions to the characterisation and quantification of environmental changes in the Pyrenees during the Pleistocene. My 10 years of experience with this tool have allowed me to emphasize why and within what limitations its different applications provide robust conclusions about Quaternary landform assemblages and Quaternary landscape evolution scenarios.

Avant-propos

Ce dossier d'habilitation à diriger des recherches (HDR) suit les recommandations actuelles de la section 23 (Géographie physique, humaine, économique et régionale) du Conseil National des Universités (CNU, http://www.cpcnu.fr/web/section-23/recommandation-pr). Il est donc constitué de deux volumes :

(i) Le volume 1 présente ***les positionnements et postures scientifiques*** qui ont jalonné mon itinéraire de chercheuse ainsi que ***les projets de recherche actuellement en cours***. Il met en perspective les travaux que j'ai effectués depuis ma soutenance de thèse, il y a une dizaine d'années, et montre quel a été l'apport de ma production scientifique à la connaissance des changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes moyennes. Au fil des pages, ce volume explicite comment les géographes, à travers une analyse multi-scalaire des paysages, participent au dialogue pluridisciplinaire des géosciences de l'environnement.

(ii) Le volume 2 présente ***mon parcours professionnel*** sous forme d'un *curriculum vitae* détaillé suivi d'une liste exhaustive des travaux et publications (production scientifique et académique) et d'un recueil de 19 articles, parmi les plus significatifs de ma production scientifique, regroupés en trois grands thèmes :

1. Chronologie des paléoenglacements pléistocènes

2. Temporalité des systèmes fluviaux et vitesse d'incision des vallées

3. Quantification de l'érosion en contexte glaciaire et postglaciaire

Comme son nom l'indique, l'HDR est destinée à montrer la capacité d'un chercheur ou d'un enseignant-chercheur à « diriger des recherches ». Aussi, il m'a semblé pertinent de concevoir le volume 1 « positionnements et projets » comme une « porte d'entrée » sur les axes de recherche que je développe depuis quelques années et de faire de cet exercice académique une sorte de « guide » à destination d'étudiants avancés, ou tout autre collaborateur potentiel, souhaitant s'engager sur ces champs thématiques. Dans cette optique, le volume débute par une introduction générale qui fait le point sur la très large palette de marqueurs paléoenvironementaux et cadres chronostratigraphiques mobilisés par les quaternaristes. Cette introduction présente la toile de fond nécessaire pour apprécier et comprendre l'intérêt des dépôts continentaux, et singulièrement le rôle du géomorphologue, dans ces domaines de recherche. Face aux stratigraphies isotopiques qui enregistrent avec une remarquable continuité et une excellente résolution temporelle les changements climatiques survenus à l'échelle globale, les séquences continentales sont les seules archives sédimentaires capables de renseigner la disparité des réponses locales et régionales des paléoenvironnements pléistocènes aux changements climatiques d'échelle globale. Or, l'efficacité des modèles climatiques destinés à prédire l'impact du réchauffement actuel sur les populations humaines, animales et végétales repose en partie sur la qualité et la finesse des reconstitutions

paléoenvironnementales aux échelles locales et régionales. L'enjeu sociétal de ces recherches est donc majeur.

Par ailleurs, depuis 1950, les progrès en spectrométrie de masse ont permis de développer un grand nombre de méthodes de datation numérique. Cette révolution géochronologique est à l'origine d'une géomorphologie quantitative des changements environnementaux nourrie par de meilleures contraintes chronologiques des séquences continentales. Depuis une vingtaine d'années, les nucléides cosmogéniques produits *in situ* se sont imposés comme un outil incontournable en géosciences car il est capable de résoudre des problèmes de type géochronologique et géomorphologique à la fois. C'est dans ce train méthodologique que s'est déroulé mon parcours recherche. En effet, depuis ma thèse de doctorat sur la chronologie des fluctuations glaciaires dans l'est des Pyrénées, principalement via des datations par exposition sur blocs erratiques et verrous rocheux polis par la glace, j'ai eu l'opportunité d'utiliser sur des terrains et des objets d'étude variés à peu près toute la palette des applications permises par cette méthode (datations par exposition, profils verticaux de TCN, datation par enfouissement, méthode isochrone, taux de dénudation sur sédiments fluviatiles). Ce socle méthodologique justifie l'orientation générale donnée à ce volume, qui est résumée par son titre : « L'apport des nucléides cosmogéniques produits *in situ* à la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes tempérées ». Il justifie aussi sa structure d'ensemble, qui est constituée de 3 parties.

Le premier chapitre expose les principes et méthodes d'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in situ* en géochronologie et géomorphologie. Il est le résultat d'une assimilation progressive, au fil de mes activités de recherche, de bases théoriques issues de la physique nucléaire et de la géochimie auxquelles je n'étais que très peu préparée compte tenu de mon cursus universitaire en géographie et de ma formation initiale plutôt littéraire. Mais les cultures disciplinaires ne doivent pas être un carcan qui entrave le développement de nouvelles pistes de recherche. Il a donc fallu se former ! Se former pour que les questionnements issus de ma culture disciplinaire (variabilité spatiale et temporelle des changements environnementaux) soient confrontés à des *corpus* de données issus des technologies de pointe à disposition des chercheurs de ma génération. Cet impératif éprouvé dans ma vie quotidienne de chercheuse est un message important à transmettre aux étudiants. C'est pourquoi j'ai conçu le chapitre 1 de ce volume de HDR comme le prolongement d'un enseignement que je dispense depuis 2014 auprès des étudiants du master « Quaternaire & Préhistoire » de l'Université de Perpignan Via Domitia. Cet enseignement m'a fourni l'opportunité de structurer et de formaliser les acquis méthodologiques issus de mon parcours recherche, tout en veillant à les rendre accessibles à des étudiants en grande partie issus de *cursus* en histoire de l'art ; le master « Quaternaire & Préhistoire » de l'Université de Perpignan Via Domitia accueille également des étudiants en géosciences et en géographie, mais de manière plus secondaire. Il m'a donc paru évident que la rédaction d'une HDR était l'occasion de transformer la présentation *Power Point* qui me sert de support de cours en un document plus complet, destiné à tout public, y compris littéraire de formation, désireux de s'initier à cet outil désormais incontournable dans les sciences de l'environnement.

Les chapitres 2 et 3 sont beaucoup plus franchement centrés sur ma production scientifique proprement dite ; ils montrent comment les données géochronologiques acquises ces dernières années sur les archives fluviales et glaciaires du domaine pyrénéen permettent de reconstituer la

variabilité spatiale et temporelle des changements environnementaux survenus au cours du Pléistocène dans cette montagne des latitudes moyennes.

Le chapitre 2 est strictement centré sur les fluctuations pléistocènes des fronts glaciaires. Il propose un panorama historiographique d'un siècle de travaux, des premières stratigraphies relatives aux chronologies numériques les plus récentes. Il discute l'apport respectif de toutes les méthodes de datation mobilisées sur ce type d'archive sédimentaire mais insiste tout particulièrement sur les datations par exposition issues des mesures de concentration en nucléides cosmogéniques sur les blocs erratiques des constructions morainiques et les verrous rocheux polis par la glace. Il détaille les stratégies d'échantillonnage à privilégier et souligne la nécessité de confronter ces « âges apparents » aux stratigraphies relatives des dépôts de marge glaciaires qui jalonnent les stades d'englacement identifiables à l'échelle d'un bassin versant. Enfin, il montre comment ces informations géochronologiques et géodynamiques sont susceptibles de nourrir des questionnements scientifiques portés par des communautés de chercheurs extrêmement variées, de la préhistoire aux géosciences. En effet, l'opportunité de reconstituer le cadre spatial et temporel des paléoenglacements pléistocènes fournit de précieuses indications pour identifier les axes de circulation des chasseurs-cueilleurs paléolithiques et comprendre les étapes de réoccupation de la montagne depuis la dernière déglaciation. Par ailleurs, contraindre l'emprise spatiale et la temporalité des paléoenglacements pléistocènes est un préalable absolument nécessaire à la quantification des phénomènes érosifs en contexte glaciaire et postglaciaire. Enfin, ces informations paléoenvironnementales sont exploitables dans une optique paléoclimatique via des modèles glaciologiques contraints sur systèmes actuels qui permettent de reconstituer les températures estivales et précipitations hivernales au droit des paléo-zones d'accumulation glaciaire ; ces données sont fréquemment utilisées aussi pour renseigner les anciennes trajectoires des masses d'air pourvoyeuses d'humidité, donc les grands caractéristiques de la circulation atmosphérique à différents moments du passé.

Le chapitre 3, quant à lui, est centré sur les séquences fluviales pléistocènes. Il est organisé selon une logique comparable à celle du chapitre 2 dans la mesure où il présente les stratigraphies relatives élaborées dans le courant du 20e siècle, leur intérêt en termes de corrélation des séquences fluviales à l'échelle régionale, avant de dresser un bilan, à l'échelle des Pyrénées, des datations numériques actuellement disponibles sur les séquences fluviales pléistocènes. Comme dans le chapitre précédent, toutes les méthodes de datation sont passées en revue et discutées, mais une attention particulière est accordée aux profils verticaux de TCN qui ont été publiés au cours des 5 dernières années sur les bassins fluviaux du Sègre, de la Têt, de l'Ariège, de la Neste et de la vallée d'Aspe. Les stratégies d'échantillonnage, les procédures de modélisation des données analytiques et l'interprétation des solutions âge, dénudation, héritage et densité fournies par la méthode sont tout particulièrement soulignées. Enfin, ce chapitre montre comment l'opportunité de contraindre la chronologie des étagements de terrasses permet de quantifier la variabilité spatiale et temporelle de l'incision fluviale pléistocène et donc, indirectement, celle des mouvements verticaux de la croûte terrestre. Ce chapitre montre aussi comment ces données géochronologiques permettent de raisonner sur la nature et la temporalité des forçages environnementaux responsables de perturbations des systèmes fluviaux suffisamment durables et/ou intenses pour avoir engendré une métamorphose fluviale à l'échelle du bassin versant.

Enfin, la conclusion générale propose un bilan de l'apport spécifique des nucléides cosmogéniques produits *in situ* à la caractérisation et la quantification des changements environnementaux survenus dans les Pyrénées au cours du Pléistocène. Ce retour d'expérience sur 10 ans d'utilisation de cet outil permet de souligner dans quelle mesure, et pour quelles raisons, ses différentes applications livrent des résultats exploitables d'un point de vue géochronologique et/ou géomorphologique.

Introduction générale

1. Le Quaternaire, un moment singulier de l'histoire de la Terre

Le terme « Quaternaire » a été proposé pour la première fois en 1829 pour désigner « un ensemble de dépôts marins plus récents que le Tertiaire du bassin de la Seine et pouvant constituer une formation géologique distincte » (Desnoyer, 1829). Le terme englobait alors les faluns miocènes de Touraine, le Pliocène marin du Languedoc, les dépôts rapportés au « Diluvium », et les formations récentes ; il couvrait donc, dans l'esprit de J. Desnoyer, une plage temporelle très large. L'année suivante, en 1830, M. de Serres restreint le terme « Quaternaire » aux seuls terrains du « Diluvium ». En 1833, H. Reboul propose de définir le « Quaternaire » comme la période « anthropienne », qui est marquée par la présence de restes humains associés à une faune et une flore semblables aux êtres actuellement vivants. En 1839, Ch. Lyell forge le terme de « Pléistocène » à partir de l'observation d'une séquence de dépôts lités localisés dans le sud de l'Italie. Ch. Lyell constate que ces dépôts contiennent des mollusques dont 70% sont des espèces modernes, c'est-à-dire qui existent toujours. Il constate par ailleurs que ces dépôts sont organisés en bancs où dominent des espèces vivant dans des eaux chaudes alternés avec des bancs où dominent des espèces vivant dans des eaux froides. A la même époque, L. Agassiz réussit à faire admettre à la communauté scientifique que des glaciers beaucoup plus imposants que les glaciers actuels couvraient les Alpes, et probablement toutes les montagnes des latitudes tempérées, dans un passé relativement récent (Agassiz, 1840). Enfin, en 1867, P. Gervais utilise pour la première fois le terme « Holocène » pour désigner la période postglaciaire.

Quaternaire, Pléistocène, Holocène, autant de termes qui ont pris corps dans le courant du XX^{e} siècle grâce aux très nombreuses recherches menées sur les séquences sédimentaires les plus récentes et les changements environnementaux qu'elles enregistrent. Cette somme de travaux a révélé le Quaternaire comme un moment singulier de l'histoire géologique au moins pour 4 raisons.

(i) Le Quaternaire se caractérise par une accélération du refroidissement global de la Terre amorcé à l'Eocène et par la mise en place progressive, dans le courant du Pliocène, de changements climatiques majeurs rythmés dans un premier temps par des cycles de 40 ka et, depuis 1 Ma, par des cycles de 100 ka (Fig. 0.1, Lisiescky & Raymo, 2005).

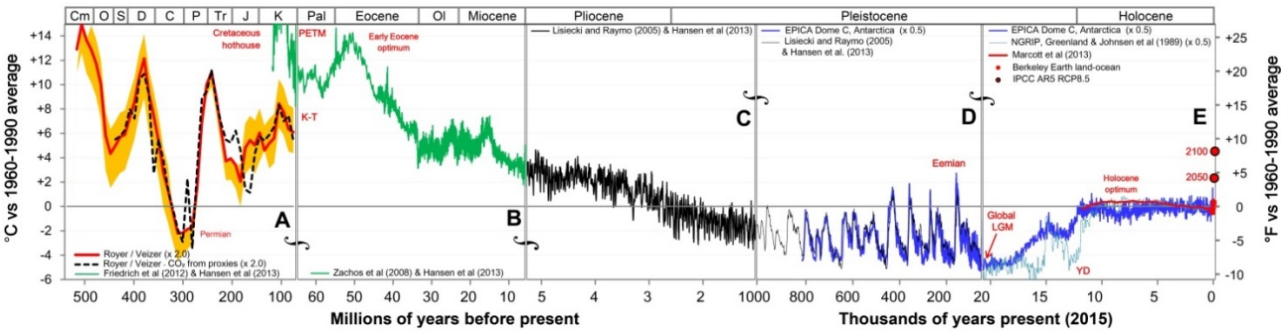


Figure 0.1. Estimation multi-échelle et multi-proxy de la température de la Terre depuis 540 Ma.

Le graphe compile les variations de températures par rapport à l'actuel (1960-1990, ~ 14 °C) estimées via l'analyse isotopique de micro-organismes marins représentatifs de la température des eaux de surface (SST) dans la zone intertropicale (**A**) et de la température globale des SST (**B**, **C** et **D**). Les courbes bleues des blocs D et E reportent la température globale de l'air. Pour plus de détails concernant les bases de données compilées sur ce graphe, cf. http://gergs.net/2015/06/updating-the-geological-temperature-plot/all_palaeotemps

(ii) La fin du Néogène (depuis 5 à 10 Ma), et particulièrement le Quaternaire, correspondent à une véritable crise orogénique caractérisée par une nette accélération du soulèvement vertical de la croûte terrestre qui est perceptible à l'échelle globale, et pas seulement au droit des zones de collision et/ou de subduction. Cette crise orogénique est apparemment associée à une augmentation drastique des taux d'érosion et de l'incision des vallées. Ce double constat a suscité le développement de nouveaux paradigmes concernant l'évolution du relief qui mettent en avant les phénomènes de couplage entre le climat et la tectonique (Hay et al., 2002 ; Burbank & Anderson, 2012). Dans une publication de 1990, P. Molnar et P. England posent le problème en ces termes « Late Cenozoic uplift mountain ranges and global climate change : chicken or egg ? ». Il s'agit de savoir si ce sont les changements climatiques de la fin du Cénozoïque qui ont déclenché la crise orogénique via une accélération de l'érosion et des phénomènes de réajustement isostasique (Champagnac et al., 2014), ou si l'accélération des mouvements verticaux s'explique plutôt par des moteurs lithosphériques profonds (Potter & Szatmari, 2009 ; Leroux et al., 2018) ; le refroidissement global de la fin du Cénozoïque n'étant, dans ce cas, qu'une conséquence de l'accélération des mouvements verticaux, notamment de vastes zones de hauts plateaux (Raymo & Ruddiman, 1992).

(iii) Le Quaternaire correspond à la période de dissémination du genre *Homo* à la surface du globe. Le processus d'hominisation, qui a progressivement transformé la lignée des primates en humains, démarre il y a 7 à 10 Ma en Afrique de l'ouest, mais c'est seulement entre 2 et 2,5 Ma que les premiers homininés, *Homo Erectus* certainement, *Homo Habilis* peut-être, quittent l'Afrique.

(iv) Le Quaternaire est associé à une très large gamme de formations superficielles. Ces dépôts sont particulièrement fréquents et abondants en domaine continental ; ils sont également présents en domaine océanique, en particulier dans les zones de plate-forme continentale. Ces dépôts sont des sédiments allogènes produits dans le cadre de systèmes morphogénétiques extrêmement diversifiés (érosion fluviale, glaciaire, éolienne, etc…). Ils sont porteurs d'une information géomorphologique car les dispositifs sédimentaires qui les caractérisent renseignent directement la nature et le mode de fonctionnement des agents de transport qui les ont mis en place. Ils sont également porteurs d'une information paléoenvironnementale, parfois même paléoclimatique, car la plupart des agents d'érosion sont d'origine climatique et les processus d'érosion largement contrôlés par les caractéristiques du climat et de la végétation. Enfin, ils sont porteurs d'une information géochronologique à travers la stratigraphie des remplissages, qui fournit la base des chronologies relatives, mais aussi parce qu'ils contiennent des matériaux datables par des méthodes de géochronologie numérique (Walker, 2008). D'ailleurs, on observe depuis quelques décennies un véritable engouement pour l'étude de ces dépôts, qui sont le support de l'essentiel des activités humaines.

Cependant, parmi ces quatre arguments, aucun ne permet à lui seul de définir les limites temporelles du Quaternaire sur la base de critères stratigraphiques acceptables. Cela explique pourquoi plusieurs années de débat ont été nécessaires pour définir le statut chrono-stratigraphique et les limites temporelles du Quaternaire.

2. Statut chrono-stratigraphique et limites temporelles du Quaternaire

Le regroupement des formations géologiques en unités stratigraphiques à part entière repose classiquement sur trois principes :

(i) **Le principe de continuité** : une même couche a le même âge sur toute son étendue.

(ii) **Le principe d'uniformitarisme (ou d'actualisme)** : les structures géologiques passées ont été formées par des phénomènes (tectoniques, magmatiques, sédimentaires ou autres) comparables à ceux fonctionnant dans l'actuel.

(iii) **Le principe d'identité paléontologique** : deux couches ayant les mêmes fossiles sont considérées comme ayant le même âge.

Dans le courant du XX^{e} siècle, la volonté d'établir une charte stratigraphique ayant une valeur universelle a conduit la communauté internationale à ne plus se contenter de définir les unités stratigraphiques seulement en termes de contenu paléontologique, comme c'était préalablement le cas, mais à les définir aussi en termes de limites temporelles. Cela s'est traduit dans les chartes stratigraphiques internationales par le report de deux terminologies parallèles qu'il ne faut pas confondre bien qu'elles soient étroitement associées. L'une désigne les unités stratigraphiques définies par un contenu paléontologique (étages, séries, systèmes, érathèmes, éonothèmes), l'autre désigne les unités géochronologiques définies par des limites temporelles (âges, époques, périodes, ères, éons). Dans cette même optique, à partir des années 1980, la commission internationale de stratigraphie (CIS) et l'Union internationale des sciences géologiques (UISG) se sont attachées à définir les points stratigraphiques mondiaux (PSM) qui fixent les limites temporelles entre deux « étages » géologiques, sans laisser aucune possibilité de vide ou de chevauchement entre eux. Ces PSM sont matérialisés sur le terrain par un affleurement sur lequel un « clou d'or » pointe la limite temporelle précisément datée par des méthodes paléontologiques, magnéto-stratigraphiques et/ou radio-isotopiques. Ces évolutions internes à la stratigraphie se sont traduites par un certain nombre de révisions et de transformations de la charte stratigraphique internationale.

La figure 0.2 reporte les évolutions qui concernent spécifiquement le Quaternaire (Head & Gibbard, 2008 a et b; Gibbard & Head, 2009, 2010).

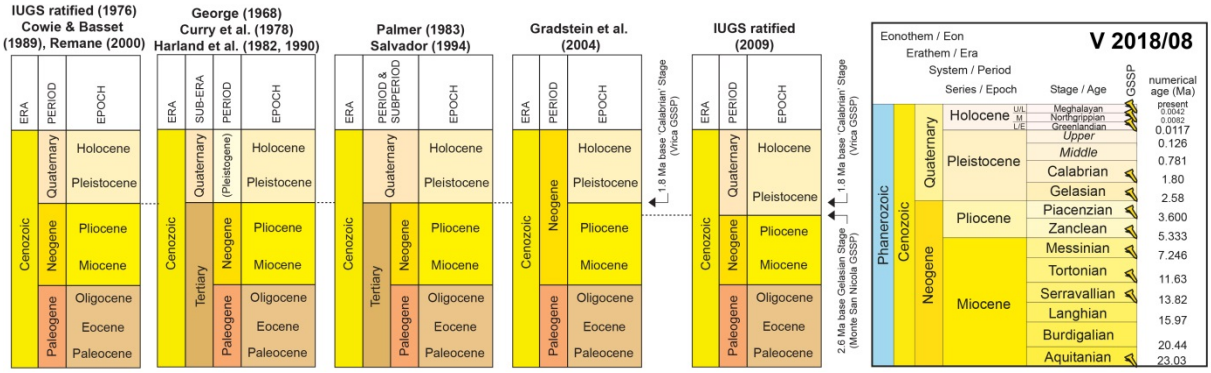


Figure 0.2. Les conceptions successives du statut chrono-stratigraphique du Quaternaire.
D'après Gibbard et al. (2010) modifié et http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale

Jusqu'au milieu des années 1970, les stratigraphies classiques subdivisaient l'ère cénozoïque en deux périodes géologiques à part entière : le Tertiaire et le Quaternaire ; le Quaternaire étant lui-même subdivisé en deux époques : le Pléistocène et l'Holocène. En 1976, la CIS décide de diviser le Cénozoïque en trois périodes distinctes, le Paléogène, le Néogène et le Quaternaire. Cette partition fut ratifiée par toutes les réunions de l'IUGS postérieures à 1976 en dépit de positions divergentes au sein de la communauté internationale pendant plusieurs décennies. En effet, à la fin des années 1960, la commission stratigraphique de la Société Géologique de Londres recommande de faire du Tertiaire comme du Quaternaire deux « sous-ères » du Cénozoïque, le Tertiaire étant constitué de deux périodes, le Paléogène et le Néogène, et le Quaternaire d'une seule période intitulée Pléistogène (George et al., 1968). Cette proposition fut suivie par un certain nombre d'auteurs jusque dans les années 1990 (Curry et al., 1978 ; Harland, 1982, 1990), sans toutefois rencontrer une audience universelle puisque, dans le même temps, la Société Géologique Américaine continua de considérer le Tertiaire et le Quaternaire comme deux périodes géologiques à part entière, reléguant au statut informel de « sous-période » le Paléogène et le Néogène (Palmer, 1983 ; Salvador, 1994). Le maintien jusque dans les années 2000 du découpage du Cénozoïque en 3 périodes distinctes (Cowie & Basset, 1986, Remane, 2000) s'explique en grande partie par la ratification en 1985 du PSM de Vrica (Italie) qui permit de fixer à 1,8 Ma la base du Quaternaire (PSM daté à 1,65 Ma en 1985, Aguire & Pasine, 1985 ; âge ultérieurement révisé à 1,8 Ma, Lourens et al., 2005) ; puis en 1992 la ratification du PSM de Massignano (Italie) qui permit de fixer à 33,9 Ma la base du Paléogène (Silva & Jenkins, 1993), et en 1996 la ratification du PSM de Lemme-Carrioso (Italie) qui permit de fixer à 23,03 Ma la base du Néogène (Steininger et al., 1997). Dans les faits, cependant, le découpage de 1976 demeura très mal accepté, à la fois :

(i) ***par la communauté des quaternaristes***, qui considérait la limite à 1,8 Ma (préalablement à 1,65 Ma) comme très mal adaptée à la définition géochronologique du Quaternaire en raison de l'existence de très nombreux indices attestant un refroidissement accéléré de la planète dès 2,8 Ma, notamment en lien avec la fermeture de l'isthme de Panama entre 3 et ~2.5 Ma (Bartoli et al., 2005) ;

(ii) ***et par la communauté des néogénistes***, qui remettait en cause l'existence du Quaternaire en tant que période géologique à part entière en se fondant sur la définition historique du Néogène selon laquelle le Néogène signifie « nouvelle période » et couvre les derniers temps géologiques jusque dans l'actuel.

En 2004, les néogénistes ré-ouvrent le débat en portant devant la CIS une proposition de remodelage de la charte stratigraphique qui réduit le Cénozoïque à deux périodes géologiques, le Paléogène et le Néogène. Les termes « Pléistocène » et « Holocène » sont maintenus au rang de série/époque, mais le Quaternaire en tant qu'unité stratigraphique à part entière disparaît de la charte internationale (Gradstein et al., 2004). Cette proposition ne fut jamais ratifiée par l'UISG faute d'avoir obtenu une approbation à l'unanimité au sein de la CIS. Le résultat du vote fut d'ailleurs sans ambiguïté, avec seulement 3 approbations sur un total de 18 votants (Gibbard & Head, 2009).

En 2009 cette fois, c'est la communauté des quaternaristes qui prend les devants en soumettant au vote de la CIS une nouvelle proposition de remodelage de la charte stratigraphique qui maintient le Quaternaire au rang de période géologique à part entière, comme depuis 1976, mais dont la base est définie par le PSM de Monte Sans Nicolas (Italie) à 2,58 Ma (Gibbard & Head, 2009).

Cette proposition obtint la majorité des voix avec 13 approbations sur un total de 18 votants. Le Quaternaire est donc officiellement, depuis 2009, une période géologique à part entière constituée de deux époques : le Pléistocène et l'Holocène.

(i) Le Pléistocène est lui-même constitué de 4 étages.

(ia) Le Gélasien, à la base du Quaternaire, dont le point stratigraphique mondial (PSM) est fixé à 2,58 Ma.

(ib) Le Calabrien, dont le PSM est fixé à 1,806 Ma. Le Gélasien et le Calabrien forment le Pléistocène inférieur.

(ic) Le Pléistocène moyen, dont le PSM est fixé à 0,781 Ma.

(id) Le Pléistocène supérieur, dont le PSM est fixé à 0,126 Ma.

(ii) Lors du vote de 2009, l'Holocène avait à la fois valeur d'« époque » et d'« étage ». En 2018, la commission internationale de stratigraphie a officiellement découpé l'Holocène en 3 étages distincts (ratifié en juin 2018, http://quaternary.stratigraphy.org/charts/).

(iia) Le Greenlandien dont le PSM est fixé à 0,0117 Ma.

(iib) Le Northgripien dont le PSM est fixé à 0,0082 Ma.

(iic) Le Meghalayien dont le PSM est fixé à 0,0042 Ma.

3. Les paléoenvironnements quaternaires, un objet pluridisciplinaire

Le concept d'« environnement » désigne l'ensemble des éléments biotiques et abiotiques, en interactions complexes les uns avec les autres, qui forment le cadre de vie des populations humaines, animales et végétales. Les études environnementales et paléoenvironnementales sont donc, par définition, pluridisciplinaires. Elles mobilisent, en effet, un très grand nombre de spécialités scientifiques qui étudient individuellement les composantes du système Terre (atmosphère, hydrosphère, biosphère, pédosphère, toposphère, lithosphère…), tout en participant au même projet collectif qui consiste à comprendre le fonctionnement global des environnements actuels et passés.

Les champs disciplinaires impliqués dans l'étude des paléoenvironnements quaternaires se sont considérablement élargis au cours du XX^{e} siècle en même temps que les marqueurs géomorphologiques, sédimentologiques, biologiques, physico-chimiques, isotopiques se diversifiaient et que la résolution spatiale et temporelle des séquences quaternaires progressait.

3.1. Des premières discussions sur l'origine des blocs erratiques à l'avènement de la « théorie glaciaire »

Les premières interrogations sur l'origine des blocs erratiques remontent à la fin du XVII^{e} siècle, au moins pour celles reportées dans la littérature. L'explication qui semblait alors la plus évidente est que ces blocs de grande taille ont été déplacés sur de longues distances lors du déluge biblique. Dans le courant du XVIII^{e} siècle, les observations naturalistes se multiplient et permettent de déterminer l'origine géographique des blocs localisés à la périphérie des Alpes. Mais le mode de transport reste difficilement compréhensible car, dans certains cas, compte tenu de leur provenance,

certains blocs ont nécessairement franchis des cols ! En 1795, dans un ouvrage intitulé « Théorie de la Terre », J. Hutton envisage pour la première fois « d'immenses vallées de glace glissant dans toutes les directions vers le bas pays, et transportant de gros blocs de granite à distance ». Mais, il faut attendre le milieu du XIX^{e} siècle pour que l'origine glaciaire de ces « gros blocs de granite » soit définitivement acceptée par l'ensemble de la communauté scientifique. Quatre protagonistes ont joué un rôle central dans la formulation de la « théorie glaciaire » (Fig. 0.3, Lesur, 2018 pour les détails historiographiques et les extraits de textes originaux).

Figure 0.3. Les protagonistes de la « théorie glaciaire ».

(i) **Jean-Pierre Perraudin** est un paysan du Val de Bagne, dans le canton suisse du Valais. Au cours de ses activités en montagne, J.P. Perraudin a remarqué que des roches striées et des blocs de grande taille, tout à fait comparables à ceux qui sont localisés à proximité des glaciers actuels, sont présents sur l'ensemble des versants de la vallée, jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres en aval des fronts glaciaires actuels.

(ii) **Ignace Venetz** est un ingénieur géologue. Au printemps 1818, une avalanche massive de glace et de neige en provenance du glacier suspendu du Gietro provoque la formation d'un lac de barrage sur la Dranse, dans le haut Val de Bagne. Le 10 mai 1818, I. Venetz est envoyé sur place par les autorités cantonales. Dès son arrivée, I. Venetz décide de faire creuser une galerie dans le cône de glace et de neige afin d'éviter une rupture catastrophique du lac de barrage. Une trentaine de paysans sont engagés, dont Jean-Pierre Perraudin, qui fait part à l'ingénieur géologue de ses observations. Ces travaux n'ont pas permis d'éviter la catastrophe. Le 16 juin 1818, le barrage de glace cède, provoquant une crue de débâcle majeure jusqu'à Martigny, à la confluence de la Dranse et du Rhône, la mort de 36 personnes et la destruction de centaines d'habitations.

(iii) Après la catastrophe, plusieurs experts visitent les lieux du drame en compagnie d'I. Venetz, qui leur signale les observations de J.P. Perraudin. Parmi eux, **Jean de Charpentier**, directeur des Salines de Bex, membre de la société helvétique des sciences naturelles, demeure parfaitement sceptique, comme la plupart de ses collègues. Il faut dire que plusieurs découvertes en paléontologie viennent de convaincre la communauté scientifique que l'évolution récente de la Terre va plutôt dans le sens d'un réchauffement. Cependant, I. Venetz décide de ne pas en rester là et multiplie les observations au-delà des vallées alpines actuellement englacées. En 1829, I. Venetz expose ses recherches à la société helvétique des sciences naturelles devant un auditoire aussi incrédule qu'en 1818 ; mais,

quelques mois plus tard, J. de Charpentier propose à son ami de l'accompagner sur le terrain afin de le convaincre de ses erreurs. Or, c'est exactement le contraire qui se produit. Devant le nombre et la pertinence des arguments, J. de Charpentier accepte l'évidence que des glaciers beaucoup plus étendus que les glaciers actuels ont occupé les Alpes dans un passé relativement proche. La « théorie glaciaire » a désormais un nouveau défenseur.

(iv) **Louis Agassiz** est paléontologue, spécialiste des poissons fossiles et professeur à l'université de Neuchâtel. En 1834, il rencontre J. de Charpentier à l'occasion d'une conférence donnée par ce dernier dans la petite ville suisse de Lucerne. Dans un premier temps sceptique, mais en même temps intrigué par la force des arguments, L. Agassiz se rapproche rapidement de J. de Charpentier afin d'effectuer en sa compagnie plusieurs voyages dans les Alpes. Au cours des années suivantes, L. Agassiz entreprend des recherches sur la structure et les mouvements de la glace afin de compléter et de renforcer l'argumentation de ses prédécesseurs. Il va même jusqu'à construire une hutte sur le glacier de l'Aar afin de réaliser des observations *in situ* pendant plusieurs campagnes d'été. En 1840, il publie un ouvrage intitulé « Études sur les glaciers » qu'il dédie à I. Venetz et Jean de Charpentier (le rôle de J.P. Perraudin dans la construction de la « théorie glaciaire » ne sera reconnu qu'à la fin du XIX^{e} siècle grâce aux travaux de F.A. Forel, cf. Lesur, 2018). L'ouvrage commence par un traité de glaciologie qui décrit les conditions de transformation de la neige en glace, la stratification de la glace, la mobilité des glaciers. Il présente ensuite les formes du relief caractéristiques des zones englacées, les lignes de crête en aiguille en amont des glaciers, les morphologies émoussées et striées sur les marges des langues de glace. Il consacre un chapitre entier à la description du matériel morainique transporté par les glaciers actuels avant de définir les marqueurs géomorphologiques (stries, roches moutonnées, blocs erratiques, cordons morainiques frontaux et latéraux) à partir desquels l'emprise spatiales des glaciations pléistocènes sera progressivement identifiée, au cours des décennies suivantes, dans la plupart des montagnes européennes : en Ecosse, au Pays de Galles, en Irlande, notamment avec William Buckland (1778-1856) ou James Geickie (1839-1915) ; mais aussi en Amérique du Nord, par exemple avec Thomas Chamberlain (1843-1928, Fig. 0.4).

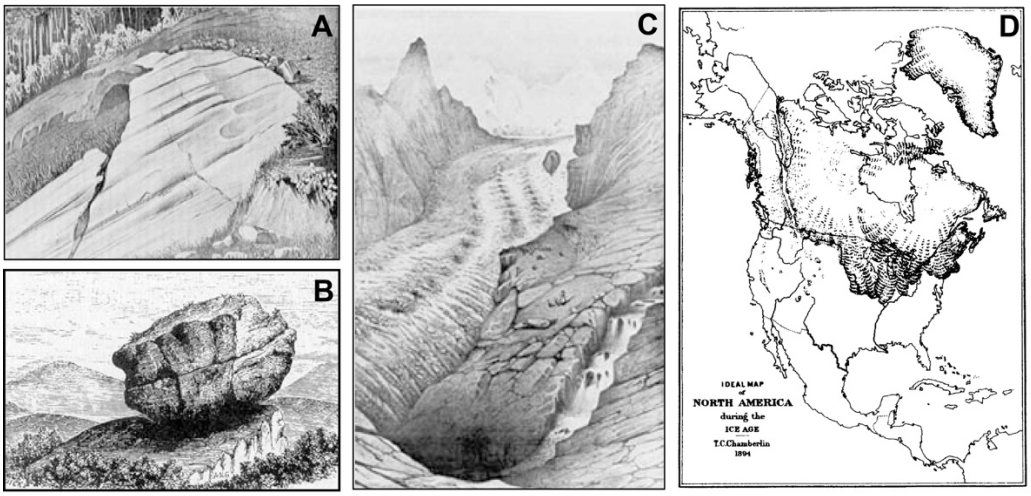


Figure 0.4. Les marqueurs géomorphologiques de la « théorie glaciaire ».

A. Roches polies et striées par un ancien glacier, extrait de Agassiz (1840). **B.** Bloc erratique en Ecosse représenté par James Geikie (1874). **C.** Le glacier de Zermatt, extrait de Agassiz (1840). **D.** Première représentation de la calotte nord-américaine en 1894 par Thomas Chamberlain (1843-1928).

L'avènement de la « théorie glaciaire » montre à quel point l'analyse des dépôts continentaux couplés à l'utilisation de marqueurs géomorphologiques ont joué un rôle déterminant dans la mise en évidence des changements climatiques qui caractérisent l'histoire récente de la Terre. De même, il est intéressant de constater que les toutes premières formes de découpage du temps au sein du Pléistocène reposent sur l'analyse géomorphologique, altérologique et pédologique de dépôts continentaux.

3.2. Géométrie, altération et pédogénèse de séquences de formes glaciaires et fluvioglaciaires, des marqueurs à l'origine des toutes premières chronologies relatives du Pléistocène

Une fois la « théorie glaciaire » admise au sein de la communauté scientifique, la question du nombre de glaciations survenues dans les montagnes des latitudes moyennes ne tarde pas à se poser. En 1909, A. Penck et E. Bruckner publient un ouvrage intitulé « Die Alpen » dans lequel ils montrent que les dépôts morainiques et fluvioglaciaires situés sur le piémont bavarois des Alpes ne résultent pas d'une seule et unique glaciation comme les premiers travaux exploratoires pouvaient le laisser penser, mais d'au moins quatre périodes glaciaires différentes qu'ils nomment de la plus récente à la plus ancienne : *Würm glaciation, Riss glaciation, Mindel glaciation* et *Günz glaciation*, du nom des affluents du Danube où les dépôts ont été individualisés (Fig. 0.5).

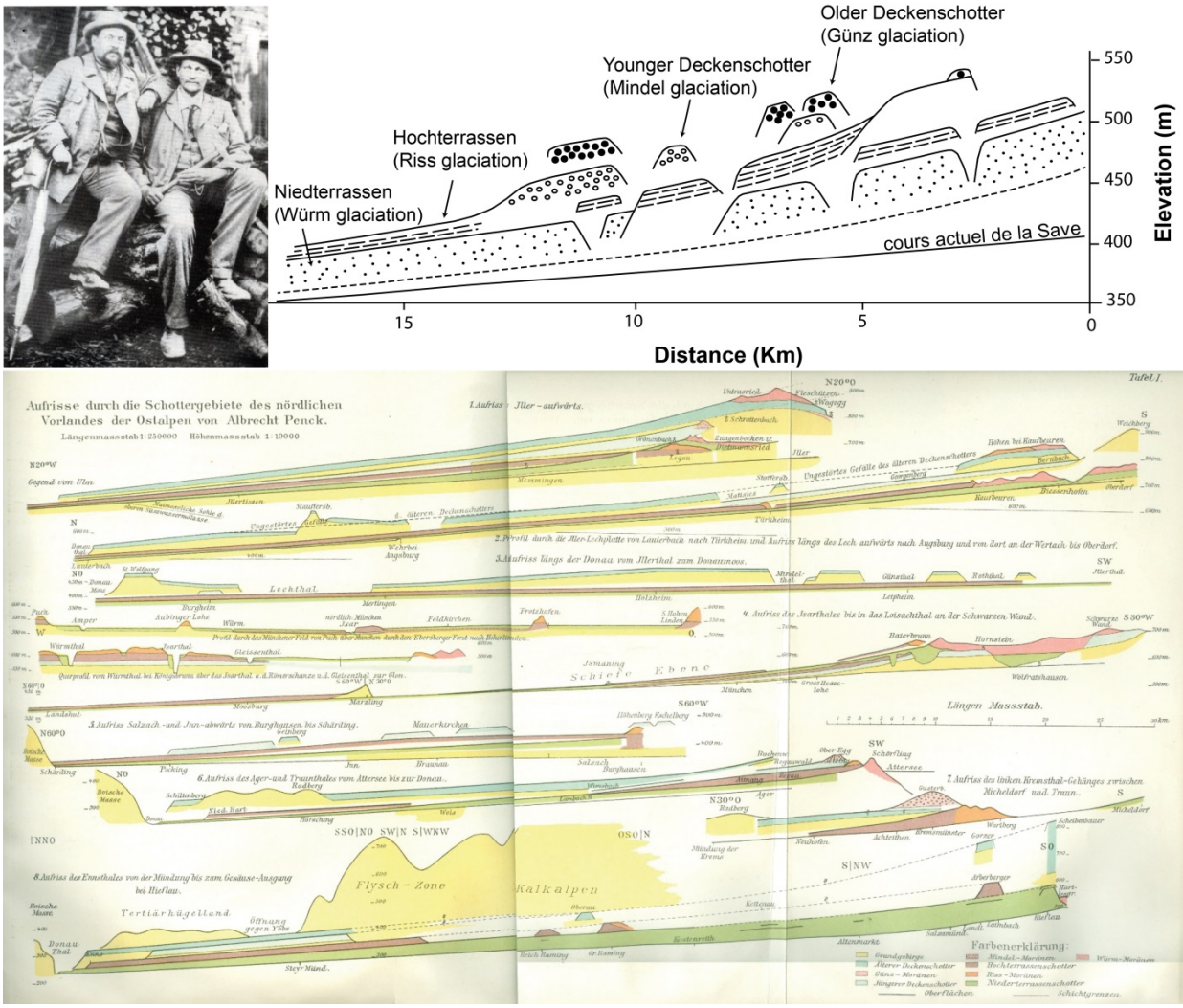


Figure 0.5. Les quatre glaciations alpines de Penck et Bruckner (1909).

Le raccord topographique continu entre les constructions morainiques frontales et les terrasses fluvioglaciaires situées immédiatement en aval les conduit à considérer que ces dernières se sont mises en place au cours des périodes d'expansion glaciaire, et non pas durant des périodes de haut niveau marin comme l'envisageaient certains auteurs (cf. Depéret et les terrasses eustatiques, synthèse in Broc, 2010). De plus, le fort gradient d'altération qui caractérise les dépôts, l'enrichissement en quartz des niveaux supérieurs (*deckenschotter*) et la présence de sols rouges (*ferreto*) de plus en plus évolués sur les hautes terrasses les conduisent à considérer que ces quatre complexes morainiques et fluvioglaciaires se sont mis en place au cours de quatre périodes froides différentes séparées les unes des autres par des périodes tempérées au cours desquelles les dépôts morainiques et fluvioglaciaires ont été altérés et les pédogénèses ont pu fonctionner.

Dans ce même ouvrage, Penck & Bruckner signalent l'existence de fronts morainiques localisés dans les hautes vallées qu'ils attribuent à des stades « tardiglaciaires », c'est-à-dire des stades tardifs de la glaciation würmienne (stade de Bülh, stade de Gschnitz et stade de Daun). Dans les années 1930, puis dans les années 1950, deux nouvelles périodes glaciaires sont individualisées dans les Alpes, d'abord la glaciation de Donau, à partir de dépôts localisés dans l'axe du Danube (Eberl, 1930), puis celle de Biber (Schaefer, 1953); toutes deux sont reconnues plus anciennes que les quatre glaciations de la publication initiale. De même, les stades « tardiglaciaires » alpins furent complétés ultérieurement avec la reconnaissance des stades de Clavadel/Senders, Egensen et Kartell (Mayr & Heuberger, 1968 ; Maisch, 1981).

L'idée d'établir la chronologie des complexes morainiques et fluvioglaciaires sur la base de critères géométriques, altérologiques et pédologiques était tout à fait originale pour l'époque. Le retentissement de ces travaux fut d'ailleurs considérable, au point d'avoir servi de modèle chronologique de référence durant une grande partie du XX^{e} siècle pour l'ensemble des montagnes péri-alpines, y compris les Pyrénées (Deperet, 1923 ; Mengaud, 1910 ; Taillefer, 1973, 1977 ; cf. synthèse in Delmas et al., 2012 et Delmas, 2015). On perçoit aujourd'hui très bien les limites de ces tentatives de corrélations interrégionales car la chronologie de Penck & Brückner a bien évidemment une valeur strictement locale compte tenu des marqueurs à partir desquels elle a été établie. Il n'en demeure pas moins que la démarche méthodologique était tout à fait pertinente. D'ailleurs, elle n'a cessé d'être perfectionnée tout au long du XX^{e} siècle grâce à l'utilisation de nouveaux paramètres analytiques capables de mieux caractériser les gradients d'altération (granulométrie des fines, taux de libération du fer, analyse minéralogique des argiles, résistance au marteau des blocs et galets de pétrographies comparables) mais aussi grâce au développement de nouveaux concepts en pédologie, notamment celui de chrono-séquences de sols (Birkeland, 1967, 1968, 1971, 1999). De fait, la méthode a été transposée à de nombreux domaines géographiques où elle a donné lieu à autant de terminologies (Tabl. 0.1).

Tableau 0.1. Terminologie des cycles glaciaire/interglaciaire. Extrait de Gibbard, (2007).

	Alps	Northern Europe	North America	European USSR
Authors	Penck & Brückner (1909–11)	Woldstedt (1926)	Flint (1957)	Flint (1957)
Glacial	Würm	Weichsel	Wisconsin	Valdai
Interglacial	Riss/Würm	Eem	Sangamon	Mikulino
Glacial	Riss	Saale	Illinoian	Moscow/Dniepr
Interglacial	Mindel/Riss	Holstein	Yarmouth	Lichvin
Glacial	Mindel	Elster	Kansan	Oka
Interglacial	Günz/Mindel	Cromer	Aftonian	Muchkap
Glacial	Günz		Nebraskan	?

3.3. Biomarqueurs, biostratigraphies et analyses multi-proxy

Les faunes et flores fossiles contenues dans les séquences marines et continentales fournissent une palette très diversifiée de marqueurs paléoenvironementaux dont la signification est donnée par le contexte écologique dans lequel vivaient les espèces végétales ou animales en question. L'utilisation de ces biomarqueurs passe donc par une calibration de la représentativité spatiale et temporelle du signal bioclimatique en se fondant sur des analogues actuels, dans la mesure du possible. Dans le cas du Pléistocène, comme la plupart des faunes et flores fossiles contenues dans les séquences sédimentaires existent encore aujourd'hui, la calibration des biomarqueurs est en général de très bonne qualité.

Historiquement, la paléontologie repose sur l'observation des fossiles visibles à l'œil nu, à la loupe binoculaire ou éventuellement au microscope optique à faible grossissement. A partir des années 1960, les progrès en microscopie optique et l'invention du microscope à balayage électronique (MEB) ont permis le développement d'une micropaléontologie qui repose sur l'observation des fossiles de très petite taille, de quelques millimètres à moins de 50 µm pour les plus petits d'entre eux (le MEB permet de visualiser des détails de 0,1 à 0,2 µm). Ces micro et nanofossiles correspondent soit à des fragments isolés de macrofossiles (dents de poissons ou de rongeurs, spicules d'éponges, grains de pollens…), soit à des organismes vivants à part entière, comme par exemple les ostracodes qui sont des crustacés microscopiques, les foraminifères et les radiolaires qui appartiennent au groupe des protozoaires ou les diatomées qui sont algues unicellulaires.

Qu'ils soient micro ou macro, marins ou continentaux, l'ensemble des biomarqueurs mobilisés par les études paléoenvironnementales fournissent intrinsèquement des biostratigraphies relatives et ce n'est que lorsque les sédiments, ou les biomarqueurs eux-mêmes, peuvent faire l'objet de datations numériques, par ^{14}C par exemple, que les changements environnementaux dont ils témoignent peuvent être ancrés à un calendrier précis du Quaternaire, défini par des durées et des limites temporelles. Compte tenu de cela, l'acquisition d'une biostratigraphie de qualité suppose de travailler sur des séquences sédimentaires suffisamment longues, suffisamment continues et associées à des taux de sédimentation suffisamment élevés pour qu'elles enregistrent avec la meilleure résolution possible la variabilité temporelle du signal paléoclimatique ou paléoenvironnemental étudié. En domaine continental, les remplissages lacustres et les dépôts de lœss offrent les contextes sédimentaires les plus favorables ; par exemple, les lœss de Chine couvrent la totalité du Quaternaire et la séquence lacustre du lac Baïkal couvre 1,8 Ma (synthèse in Head & Gibbard, 2015). Parallèlement, à partir des années 1960, les campagnes internationales d'exploration des fonds marins ont fourni de nouveaux enregistrements sédimentaires particulièrement intéressants pour l'étude des paléoenvironnements quaternaires.

3.3.1. De nouvelles biostratigraphies fondées sur l'analyse palynologique de remplissages continentaux

Dans le courant des années 1960 et 1970, plusieurs séquences polliniques ont révélé l'existence de changements environnementaux majeurs dans le courant du dernier cycle glaciaire. En Europe, trois séquences participent à ce mouvement : Ténaghi Philippôn en Grèce continentale (Wijmstra, 1969, 1976), La Grande Pile dans les Vosges (Woilard, 1978, 1979a,b), et Les Echets sur le plateau des Dombes (de Beaulieu & Reille, 1984a,b, Fig. 0.6). Ces séquences polliniques montrent que l'interglaciaire éémien est marqué par une forte progression des arbres de climat tempéré (bouleau, frêne, érables, orme, hêtre, chêne, noisetier, buis, charme) au détriment des pins et des

herbacées (armoise, Poacées, Chénopodiacées). Inversement, l'entrée dans la dernière glaciation est marquée par une décroissance des arbres de climat tempéré au profit des pins ; mais, pendant la première moitié du cycle glaciaire, la progression des pins est périodiquement interrompue par un retour ponctuel, mais massif, des arbres de climat tempéré. La seconde moitié de la glaciation, en revanche, est marquée par une expansion généralisée et durable des herbacées qui traduit un état minimum de la végétation, et par inférence une aridification du climat, que les palynologues ont appelé le « Pléniglaciaire ».

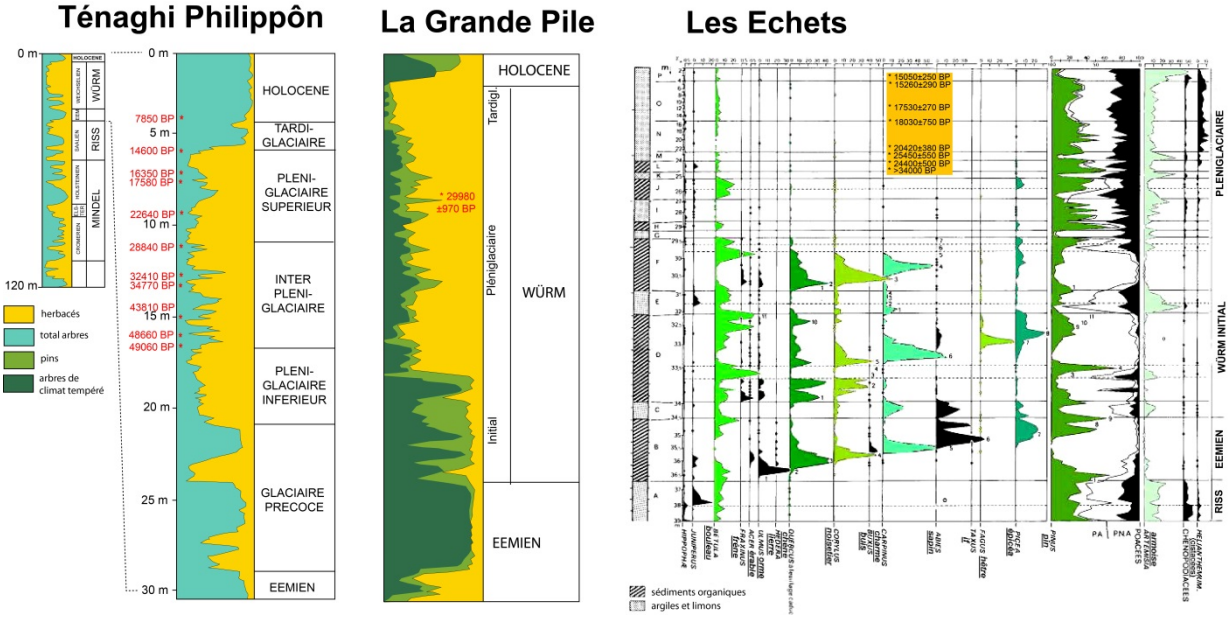


Figure 0.6. Evolution de la couverture végétale au cours du dernier cycle glaciaire.
Diagrammes pollinique de Ténaghi Philippôn, Grèce continentale, d'après Wijmstra (1969,1976), de La Grande Pile, Vosges, d'après Woilard (1979a,b) et des Echets, Dombes, d'après de Beaulieu & Reille (1984a,b).

A peu près à la même époque, plusieurs sondages palynologiques réalisés dans le nord de l'Europe ont révélé l'existence de changements climatiques abrupts au cours de la dernière transition glaciaire-interglaciaire et, dans une moindre mesure, dans le courant de l'interglaciaire holocène. Ces changements climatiques portent le nom des biozones à partir desquelles ils ont été identifiés (Fig. 0.7).

(i) Bølling, Older Dryas, Allerød, Younger Dryas désignaient à l'origine les biozones polliniques de la fin du Weischelien en Europe du nord (Mangerud et al., 1974). Le Oldest Dryas a été individualisé ultérieurement ; il désigne un épisode de refroidissement antérieur à l'interstade Bølling-Allerød mis en évidence sur des séquences polliniques caractérisées par un refroidissement Older Dryas peu marqué. Cette terminologie a largement été reprise dans les montagnes des latitudes moyennes pour désigner les fluctuations glaciaires du Tardiglaciaire, « Tardiglaciaire » au sens de dernière Terminaison glaciaire (LGIT : *Last Glacial to Interglacial Termination*, Wohlfarth, 1996 ; Hoek, 2009 ; Denton et al., 2010).

(ii) De même, Préboréal, Boréal, Atlantique, Sub-boréal, Sub-atlantique désignaient à l'origine les biozones polliniques du Flandrien, qui est l'équivalent de l'Holocène dans la terminologie du nord de l'Europe (Mangerud et al., 1974). Comme ces biozones ont été retrouvées sur la plupart des diagrammes polliniques européens, elles ont servi à définir les fluctuations de la végétation au cours du Postglaciaire bien au-delà des zones éponymes.

Figure 0.7 Biozones polliniques de la fin du Weichselien et du Flandrien.
D'après les séquences polliniques de l'Europe du nord. Extrait de Mangerud et al. (1974).

A

Geo-chronologic	Age	Subage	Chron	Definitions of boundaries in conventional radiocarbon years B.P.
Chrono-stratigraphic	Stage	Substage	Chronozone	
	Flandrian	Late Flandrian	Subatlantic	2500
		Middle Flandrian	Subboreal	5000
			Atlantic	8000
		Early Flandrian	Boreal	9000
			Preboreal	10,000
	Weichselian	Late Weichselian	Younger Dryas	11,000
			Allerød	11,800
			Older Dryas	12,000
			Bølling	13,000
		Middle Weichselian	? Denekamp ? Hengelo ? Moershoofd ?	
		Early Weichselian	Odderade ? Brørup ? Amersfoort ?	

B

Boundary	Age	No.	Site	Reference
Bølling/Older Dryas	12,070±140	K-542	Usselo, Netherlands	van der Hammen 1951 Tauber 1960b
–	12,100±140	K-708	Witow, Poland	Wasylikowa 1964 Tauber 1962
–	11,900±180	K-706	–	–
Older Dryas/Allerød	11,890±140	K-1973	Bølling, Denmark	Stockmarr unpubl.
–	11,770±215	St-2508	Klinchögkärret, Sweden	Mörner 1969
–	11,740±170	St-1423	Lösensjön, Sweden	Berglund 1966a, Engstrand 1967
–	11,730±150	Lu-210	Trummen, Sweden	Håkansson 1970
–	12,070±180	T-672	Blomøy, Norway	Mangerud 1970b, Nydal et al. 1970
Allerød/Younger Dryas	10,970±120	K-101	Ruds Vedby, Denmark	Krog 1954, Tauber 1964
–	10,970±300	K-110	Bølling, Denmark	Tauber 1960a
–	11,090±130	K-1902	–	Stockmarr unpubl.
–	10,915±230	St-2528	Älgare mosse, Sweden	Mörner 1969
–	11,110±115	Lu-406	Björkeröds mosse, Sweden	Berglund 1971a, Håkansson 1971b
–	11,060±100	Lu-209	Trummen, Sweden	Håkansson 1970
–	10,800±300	T-152	Bröndmyra, Norway	Chanda 1965 Nydal 1960
–	10,940±180	T-624	Blomøy, Norway	Mangerud 1970b, Nydal et al. 1970
Younger Dryas/Preboreal	10,400±130	K-1903	Bølling, Denmark	Stockmarr unpubl.
–	9,920±160	K-1604	Gravlev, Denmark	–
–	9,915±180	St-2165	Älgare mosse, Sweden	Mörner 1969
–	10,120±100	Lu-738	Näckrosdammen, Sweden	Berglund 1973
–	10,250±120	Lu-740		Håkansson in prep.
–	10,320±105	Lu-408	Björkeröds mosse, Sweden	Berglund 1971a, Håkansson 1971b
–	10,160±105	Lu-409		
–	9,920±150	St-805	Ageröds mosse, Sweden	Nilsson 1964 Östlund & Engstrand 1963
–	9,850±100	Lu-121	Ranviken, Sweden	Digerfeldt 1973 Håkansson 1969
–	10,170±230	St-1337	Hallarums	Berglund 1966a,
–	10,000±170	St-1336	mosse, Sweden	Engstrand 1967
–	10,170±160	St-1778	Slättmossen,	Berglund 1966a,
–	9,700±150	St-1847	Sweden	Engstrand 1967
–	10,360±105	Lu-208	Trummen,	Digerfeldt 1972
–	10,230±105	Lu-207	Sweden	Håkansson 1970

Il est important de souligner que les datations par ^{14}C associées à ces diagrammes polliniques ne sont pas calibrées. De plus, comme elles proviennent de macro-restes végétaux (débris de feuilles, d'écorce, de charbons…) rarement localisés sur les limites des biozones, la durée et les limites temporelles des changements bioclimatiques tardiglaciaires et postglaciaires ont été longuement discutées (Fig. 0.7). Enfin, comme ces biozones traduisent les fluctuations de la végétation à l'échelle régionale, la transposition de ces chronologies à l'échelle européenne s'est heurtée au décalage temporel susceptible d'exister avec les régions plus méridionales.

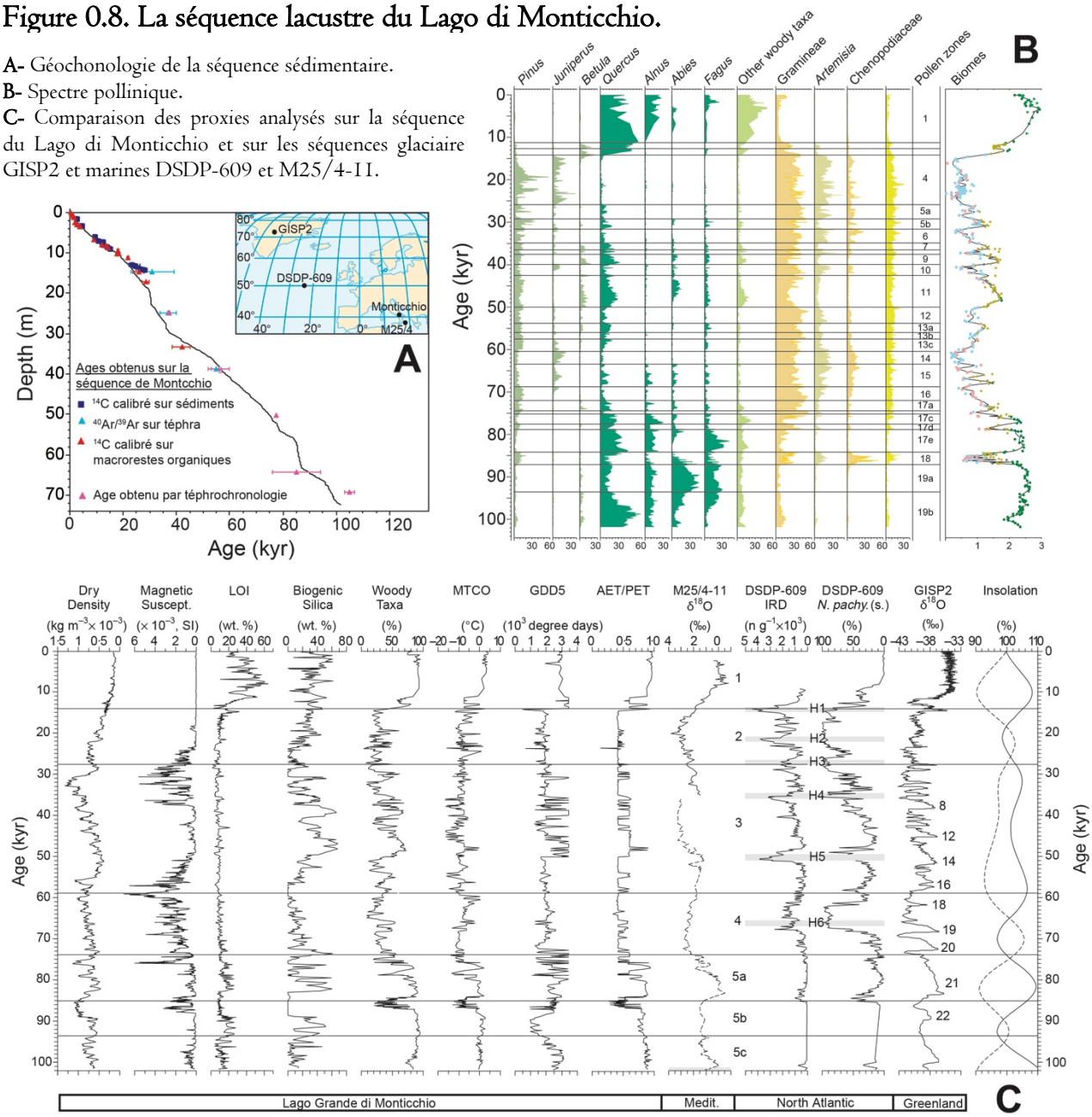
3.3.2. L'analyse multi-proxy des sédiments marins et continentaux

Depuis les années 1990, la plupart des études fondées sur l'analyse stratigraphique de séquences sédimentaires raisonnent en multi-proxy. Ces travaux de recherche sont l'illustration la plus aboutie du caractère pluridisciplinaire des études paléoenvironnementales car ils mobilisent des spécialistes de domaines disciplinaires très nombreux et très diversifiés : des paléontologues, des palynologues, des malacologues, des spécialistes des ostracodes, des foraminifères, des diatomées, mais aussi des sédimentologues, des géochimistes, et des géochronologues car le calage temporel des séquences sédimentaires demeure un enjeu essentiel. Ces analyses multi-proxy concernent aussi bien les sédiments marins que les sédiments continentaux.

En domaine continental, la séquence lacustre de Lago di Monticchio (Italie) fournit un exemple significatif (Fig. 0.8 ; Allen et al., 1999). La séquence sédimentaire provient de quatre sondages réalisés dans un paléolac de cratère volcanique (maar) à partir desquels une colonne de sédiments de 72,5 mètres a pu être reconstituée. Le taux de sédimentation est estimé à partir du comptage des lamines annuelles formées dans les varves. Sur ces bases, la plage temporelle couverte par la colonne de sédiments est estimée à 102 ka. Le calage chronologique est complété par une série de datations par $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur téphras et de datations par ^{14}C sur macro-restes organiques piégés dans le sédiment (Fig. 0.8a). Les fluctuations de la couverture végétale et la caractérisation des biomes qui se sont succédé au cours du temps repose sur une analyse détaillée du spectre pollinique (Fig. 0.8b) avec une résolution temporelle inférieure à 200 ans.

Figure 0.8. La séquence lacustre du Lago di Monticchio.

A- Géochonologie de la séquence sédimentaire.
B- Spectre pollinique.
C- Comparaison des proxies analysés sur la séquence du Lago di Monticchio et sur les séquences glaciaire GISP2 et marines DSDP-609 et M25/4-11.



LOI : Organic carbon content estimated by loss in weight upon ignition at 550 °C. **MTCO :** Mean temperature of the coldest month. **GDD5 :** Annual temperature sum above 5 °C. **AET/PET :** Estimate of the ratio of actual to potential evapotranspiration reconstructed from the pollen data using pollen-climate response surfaces. **M25/4-11 :** $\delta^{18}O$ record for marine sediment core from the Ionian basin of the Mediterranean Sea measured on planktonic foraminiferans (Globigerinoides ruber, solid line; Globigerina bulloides, dashed line). **Insolation :** January (dashed line) and July (solid line) insolation at 40°N expressed as percentages of present values (calculated at 250-yr intervals using the program developed by Berger30). Horizontal dashed lines indicate MIS stage and sub-stage boundaries (ages after ref. 28) and the MIS stage numbers are shown between curves in i and j. Extrait de Allen et al. (1999), modifié.

Les propriétés physiques des sédiments (densité des sédiments à sec, susceptibilité magnétique, teneur en silice biogénique et en matière organique) montrent des évolutions parfaitement en phase avec les fluctuations de la couverture végétale (Fig. 0.8c). Les périodes forestières sont systématiquement associées à des densités à sec et des susceptibilités magnétiques faibles mais des teneurs élevées en silice biogénique. Cela traduit une stabilité géomorphologique du bassin versant associée à de très faibles taux d'érosion et des apports limités en matière minérale et,

parallèlement, une hausse sensible de l'activité biogénique dans le lac. Inversement, quand les paysages steppiques dominent, la densité à sec et la susceptibilité magnétique des sédiments augmentent tandis que la teneur en silice biogénique diminue. Cela traduit à la fois une érosion accélérée sur le bassin versant et un déclin de l'activité biologique dans le système lacustre.

Outre ces reconstitutions qualitatives des paléoenvironnements à l'échelle du bassin versant, l'analyse multi-proxy intègre plusieurs paramètres climatiques quantitatifs (MTCO, GDD5, AET/PET) déduits des données polliniques et calibrés à partir de fonctions de transfert. La comparaison de ces données paléoenvironnementales avec des séquences marines prélevées en mer ionienne ($\delta^{18}O$ sur M25/4-11) et dans l'Atlantique Nord (*Ice Rafted Debris* et *Neogloboquadrina pachyderma* sur DSDP-609), et une autre séquence isotopique prélevée dans la calotte de glace du Groenland ($\delta^{18}O$ sur GISP) montrent que les variations millénales du climat définies sur l'Atlantique Nord ont eu des répercussions au moins jusqu'en Méditerranée centrale (cf. section 3.4.2).

En domaine marin, la gamme des proxies mobilisés est encore plus diversifiée. Compte tenu de l'importance des phénomènes de couplage entre l'océan et l'atmosphère dans les systèmes climatiques, un des principaux enjeux des études paléoenvironnementales en domaine marin est la reconstitution des paléotempératures des eaux de surface (SST : *Sea Surface Temperature*). En la matière, les assemblages fauniques et floristiques les plus fréquemment utilisés sont les foraminifères planctoniques, les radiolaires et les diatomées, dont l'écologie est contrainte à la fois par la température des eaux marines et leur salinité, d'où une incertitude de l'ordre de 1 à 2°C quelle que soit la méthode de calibration du signal. Parmi les foraminifères planctoniques, *Neogloboquadrina pachyderma* est souvent représenté sur les graphes de synthèse car c'est un indicateur caractéristique des brutales arrivées d'eau froide qui accompagnent le dépôt d'IDR (*Ice Rafted Debris*) dans les sédiments de l'Atlantique Nord, en particulier ceux localisés entre le 40^{e} et le 50^{e} parallèle où les évènements de Heinrich ont été mis en évidence (ceinture de Ruddiman, 1977, cf. section 3.4.2). A côté de ces différents biomarqueurs océaniques, le spectre pollinique contenu dans les sédiments marins est également exploité car il enregistre les fluctuations de la végétation en domaine continental avec une représentativité spatiale plus large que celle obtenue à partir des dépôts continentaux (dépôts lacustres en particulier) (Fig. 0.9).

Parallèlement aux assemblages fauniques et floristiques, la reconstitution des *SST* repose sur une large gamme d'analyses géochimiques, parmi lesquelles le rapport isotopique $^{16}0/^{18}O$ (également noté $\delta^{18}O$) et/ou le rapport des éléments trace Mg/Ca, tous deux mesurés sur les coquilles carbonatées des foraminifères planctoniques ; ou encore l'index d'insaturation ($U^{k}37$) des alcénones à 37 atomes de carbones (C_{37}), qui sont des molécules organiques à très longue chaîne produites par certaines espèces de phytoplancton marin comme, par exemple, les coccolithophores *Emiliania huxleyi* et *Gephyrocapsa oceanica*. Comme ces composés organiques sont très résistants, ils sont très bien préservés sous forme fossile dans les sédiments marins.

Dans la famille des marqueurs géochimiques, les analyses isotopiques occupent une place particulière compte tenu de la diversité des signaux qu'elles fournissent et de leur rôle dans la mise en place des chronostratigraphies du Quaternaire actuellement les plus utilisées (cf. section 3.4).

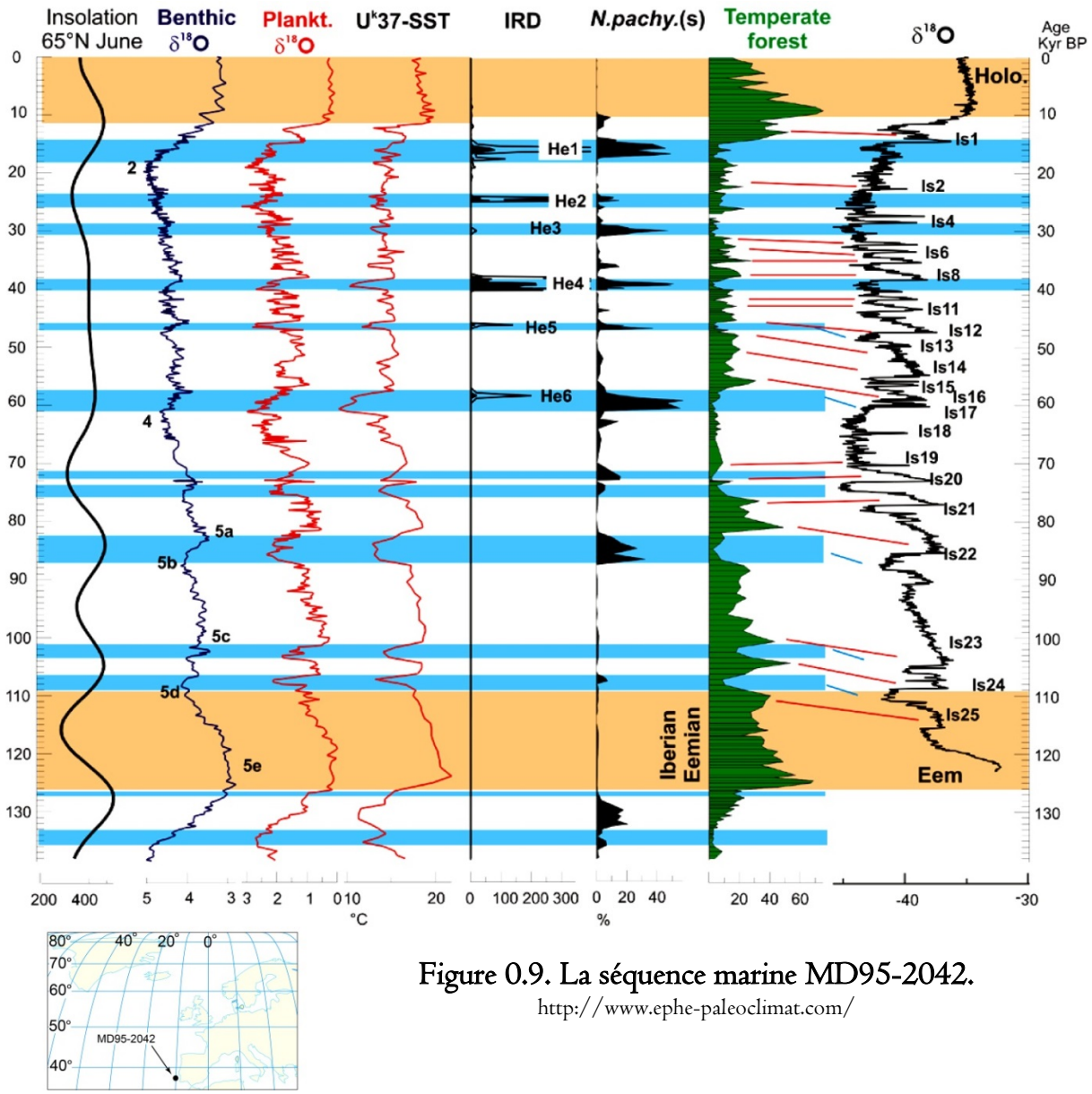


Figure 0.9. La séquence marine MD95-2042.
http://www.ephe-paleoclimat.com/

3.4. La révolution des chronostratigraphies isotopiques

La paléoclimatologie isotopique est née dans les années 1950 avec les travaux de Cesare Emiliani sur l'utilisation du $\delta^{18}O$ comme paléothermomètre océanique (Emiliani, 1954, 1955). Aujourd'hui, deux types d'archives sont mobilisées :

(i) les séquences marines, qui enregistrent les variations du $\delta^{18}O$ des océans sur des plages temporelles qui couvrent toute la durée du Quaternaire et au-delà ;

(ii) les séquences de glace prélevées dans les inlandsis des hautes latitudes (Groenland et Antarctique), qui couvrent des plages temporelles de 200 à 800 ka.

Pour comprendre la signification du signal isotopique contenu dans chacune de ces séquences, il est nécessaire de préciser les modalités du fractionnement isotopique de l'Oxygène dans le cadre du cycle de l'eau (Fig. 0.10).

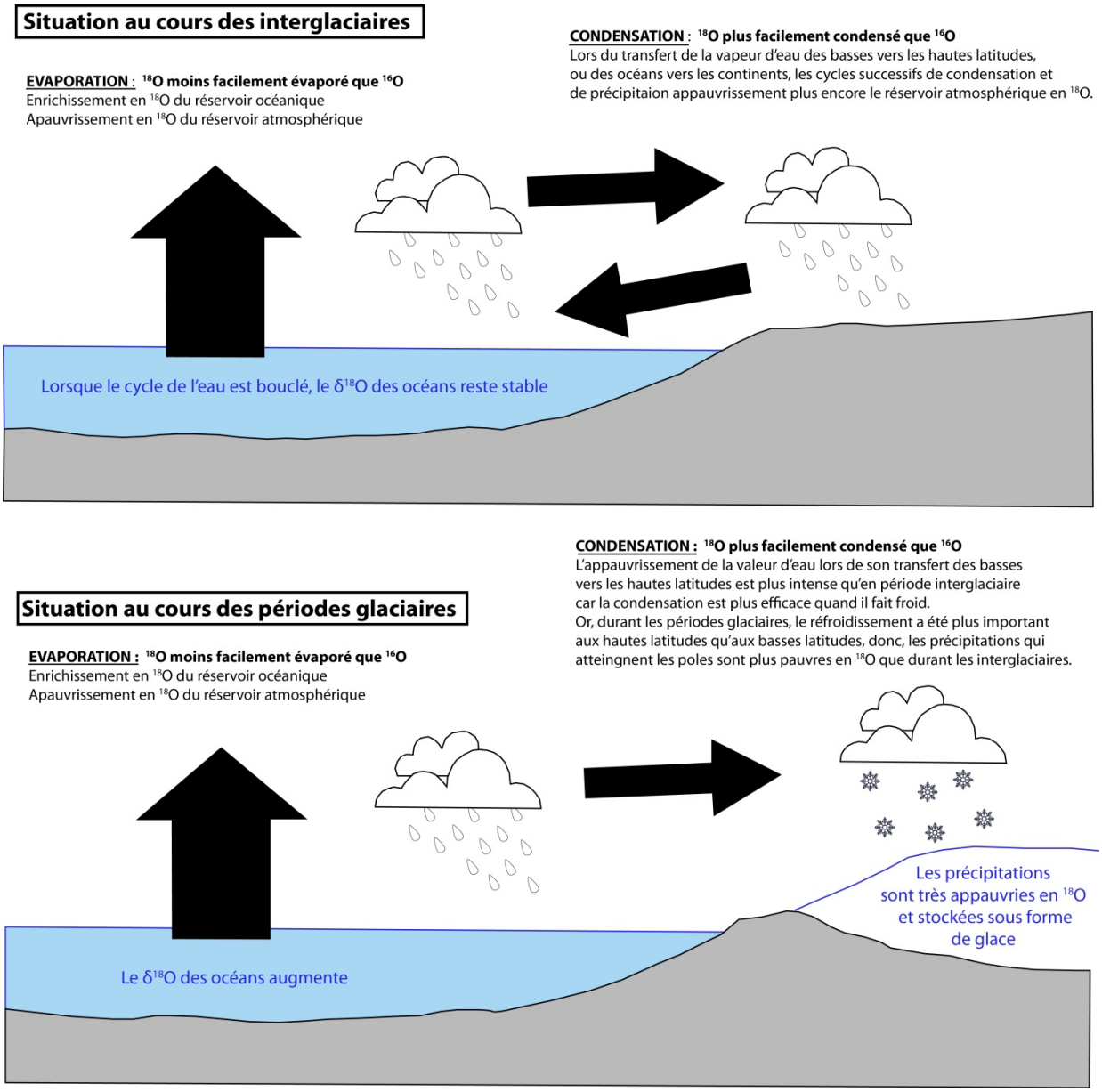


Figure 0.10. Fractionnement isotopique du l'Oxygène dans le cadre du cycle de l'eau.

L'Oxygène 16 (^{16}O) et l'Oxygène 18 (^{18}O) sont deux isotopes stables de l'Oxygène. Ces deux isotopes sont présents dans les différents réservoirs de l'hydrosphère mais dans des proportions très différentes en raison du fractionnement isotopique de l'Oxygène, qui se produit au moment de l'évaporation d'une part et de la condensation d'autre part.

Au cours de l'évaporation des surfaces océaniques, les isotopes lourds (^{18}O) de l'océan sont moins facilement évaporés que les isotopes légers (^{16}O), d'où une tendance à l'enrichissement en $H_2{}^{18}O$ du réservoir océanique et, au contraire, un appauvrissement en $H_2{}^{18}O$ du réservoir atmosphérique.

Au cours de la condensation, les isotopes lourds sont plus facilement condensés que les isotopes légers. Par conséquent, lors du transport de la vapeur d'eau des basses vers les hautes latitudes, et des océans vers les continents, les cycles successifs de condensations et de précipitations appauvrissent plus encore le réservoir atmosphérique en isotopes lourds.

Cette tendance à l'appauvrissement de la vapeur d'eau atmosphérique impacte directement le $\delta^{18}O$ des précipitations. En effet, la pluie qui tombe à un instant T est enrichie en ^{18}O par rapport à la vapeur d'eau dont elle est issue (fractionnement isotopique au moment de la condensation) mais, comme dans le même temps, le nuage de vapeur d'eau est appauvri en ^{18}O, les précipitations suivantes sont elles aussi de plus en plus pauvres en ^{18}O. Au total, le $\delta^{18}O$ des précipitations est étroitement indexée sur celui de la vapeur d'eau et tous deux tendent à décroître au cours du transfert de la vapeur d'eau depuis les basses vers les hautes latitudes et des océans vers les continents.

Dès lors, deux situations sont envisageables.

(i) Lorsque la totalité du volume d'eau prélevé par évaporation sur les océans est restitué par les fleuves et les précipitations à l'échelle globale, le $\delta^{18}O$ des réservoirs océanique et atmosphérique reste stable.

(ii) Par contre, si une partie du volume d'eau évaporé est stockée sur les continents sous forme de glace, le $\delta^{18}O$ tend à augmenter dans l'océan et, au contraire, à diminuer dans l'atmosphère. De plus, au cours des périodes froides, l'appauvrissent de la vapeur d'eau lors de son transfert vers les hautes latitudes est plus marqué car, lorsqu'il fait froid, la condensation est plus efficace. Or, durant les périodes glaciaires, le refroidissement global s'est traduit par un déclin des températures plus important aux hautes latitudes qu'aux basses latitudes ; cela explique pourquoi les précipitations qui tombent au niveau des pôles pendant les périodes froides ont un $\delta^{18}O$ sensiblement plus faible que pendant les interglaciaires.

3.4.1. Signification des enregistrements isotopiques marins

Le principal problème auquel C. Emiliani a été confronté pour contraindre son paléothermomètre océanique provient du fait que le $\delta^{18}O$ mesuré sur les coquilles de foraminifères ne dépend pas seulement de la température des eaux marines au moment de la formation du test ; il dépend aussi du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer au même moment. Or, le $\delta^{18}O$ des océans a considérablement fluctué au cours du Quaternaire en lien avec les variations du stock global de glace piégé sur les continents (Fig. 0.10). Il était donc essentiel d'arriver à contraindre par une méthode indépendante le $\delta^{18}O$ des eaux marines au moment de la formation du test.

La solution a été fournie par la distinction entre les foraminifères planctoniques, qui vivent à proximité de la surface, dans les premières centaines de mètres des océans, et les foraminifères benthiques qui vivent au fond des océans, dans les premiers centimètres des sédiments marins. Comme les eaux marines ne subissent en profondeur que de très faibles variations de températures, à l'échelle annuelle comme à échelle plurimillénaire, le $\delta^{18}O$ mesuré sur les foraminifères benthiques s'est imposé comme le proxy capable de caractériser les fluctuations temporelles du $\delta^{18}O$ des océans en lien étroit avec les variations du stock de glace piégé sur les continents à l'échelle globale.

Dès lors, connaissant la valeur du $\delta^{18}O$ des eaux marines à tel ou tel moment du passé, il devenait possible d'exploiter les mesures isotopiques réalisées sur les foraminifères planctoniques pour reconstituer les paléotempératures des eaux de surface (Eq. 0.1).

$$T\,(C°) = a - b\,(\delta^{18}O_{foram} - \delta^{18}O_{eau}) + c\,(\delta^{18}O_{foram} - \delta^{18}O_{eau})^2 \qquad \text{Eq. 0.1}$$

où T est la température de l'eau au moment de la formation du test, a, b et c sont des constantes calibrées expérimentalement, $\delta^{18}O_{foram}$ correspond à la composition isotopique des coquilles de foraminifères, et $\delta^{18}O_{eau}$ à la composition isotopique de l'eau dans laquelle les coquilles se sont formées. Le modèle prédit la température avec une incertitude de 0,2 °C.

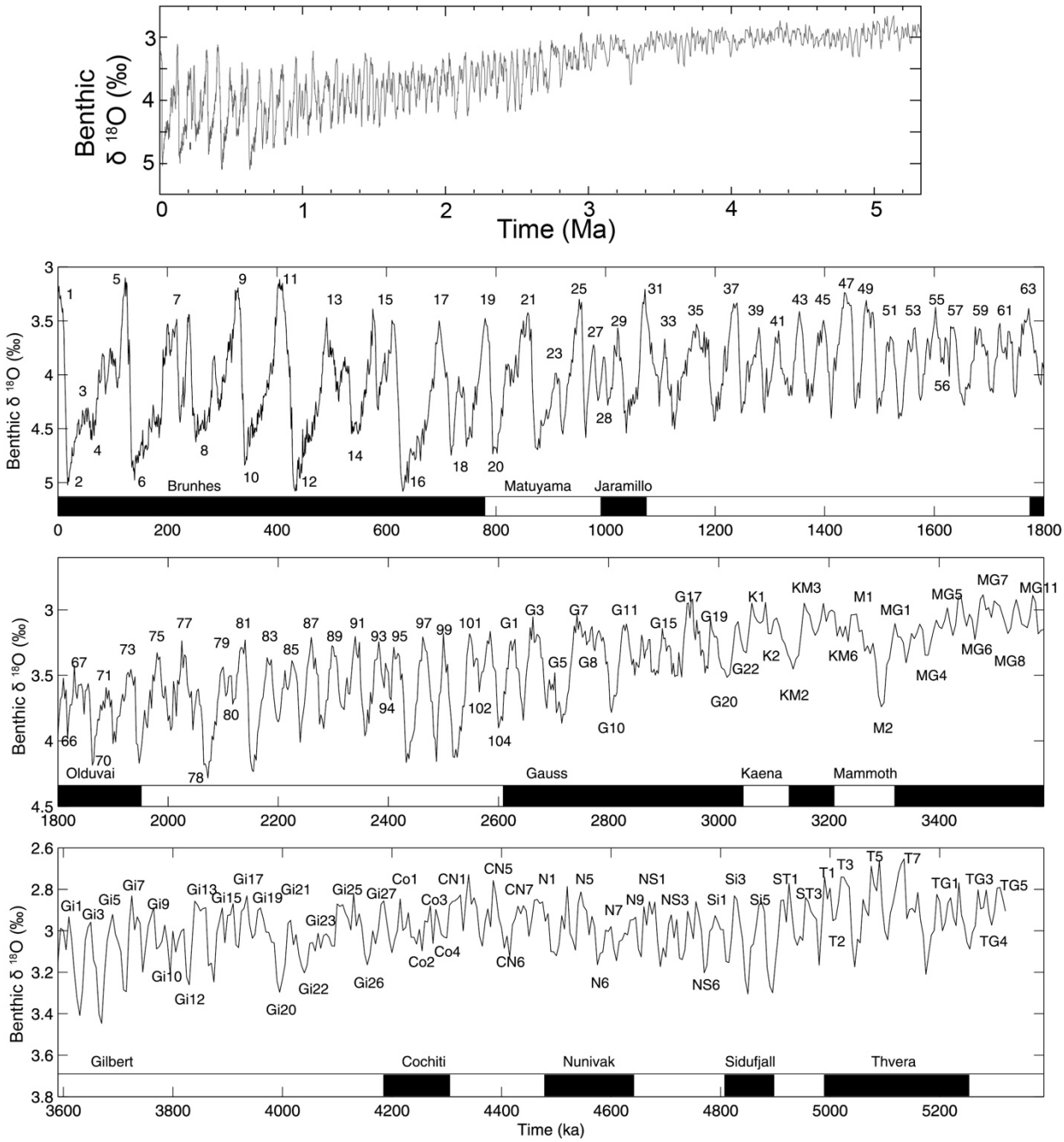


Figure 0.11. Variation du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques sur la séquence LR04.
Extrait de Lisiescki & Raymo (2005), modifié

Actuellement, la séquence isotopique de référence pour les variations temporelles du $\delta^{18}O$ sur foraminifères benthiques (LR04) couvre 5,3 Ma (Lisiescky & Raymo, 2005, Fig. 0.11). L'enregistrement repose sur la mise en relation (*stacking*), à l'aide d'un algorithme graphique, de 38 000 mesures du $\delta^{18}O$ effectuées sur 57 carottes marines prélevées en différents points du globe, principalement dans l'océan Atlantique. Le calage chronologique de la séquence repose sur la prise

en compte des taux de sédimentation ainsi qu'une synchronisation (*tuning*) du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques contenus dans les sédiments avec un modèle qui estime le volume global de glace piégé sur les continents en fonction des variations orbitales de l'insolation (21 juin, N65°). Des datations par ^{14}C sur les coquilles carbonatées des foraminifères sont également prises en compte pour les plages temporelles couvertes par la méthode (~40 ka). La résolution temporelle est mesurable à travers le nombre de mesures du $\delta^{18}O$ prises en compte par intervalle de temps dans la colonne de sédiments et la marge d'erreur associée à chacune de ces mesures (Table 0.2).

Tableau 0.2. Résolution temporelle de la séquence isotopique marine LR04

Time, Ma	Interval Size, kyr	Mean Number of Data Points per Interval	Mean Standard Deviation per Interval, %	Mean Standard Error per Interval, %
0–0.6	1.0	30.6	0.22	0.05
0.6–1.5	2.0	20.0	0.26	0.06
1.5–3.0	2.5	16.5	0.26	0.06
3.0–5.3	5.0	15.5	0.19	0.05

Extrait de Lisiescki & Raymo (2005)

La stratigraphie isotopique reportée sur cette courbe reprend la taxonomie de SPECMAP pour les stades isotopiques 1 à 104 qui couvrent l'ensemble du Quaternaire (Ruddiman et al., 1989 ; Raymo et al., 1989). Au-delà du MIS 104, le découpage stratigraphique repose sur la terminologie de Shackleton et al. (1995), qui est étroitement indexée sur les évènements paléomagnétiques. Par exemple, G1 à G22 sont les stades isotopiques contemporains de la période magnétique normale de Gauss. Dans tous les cas, les stades isotopiques associés à un nombre pair correspondent aux périodes froides, et ceux qui sont associés à un nombre impair aux périodes plus tempérées. Il est important de signaler que le dernier cycle glaciaire des terminologies continentales (cf. Tabl. 0.1) couvre les MIS 2 à 5d, et que le MIS 5e est l'équivalent de l'Eémien. Il faut préciser également qu'une stratigraphie isotopique de très haute résolution existe pour les derniers 300 ka (Martinson et al., 1987 ; Thompson & Goldstein, 2006).

3.4.2. De l'analyse des séquences de glace à la chronologie INTIMATE

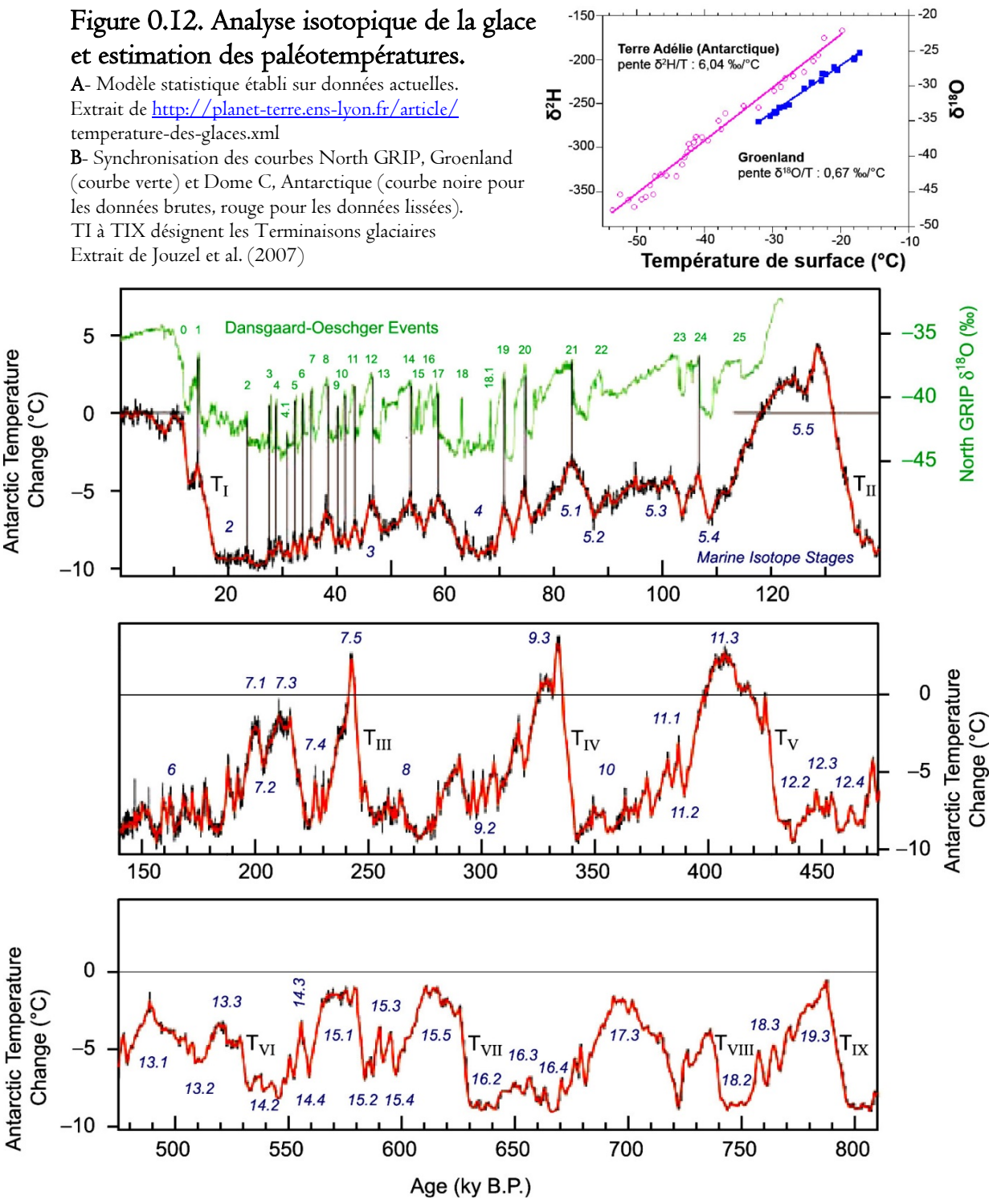
Les informations paléoclimatiques contenues dans les séquences de glace reposent à la fois sur l'analyse isotopique de la glace proprement dite et sur l'analyse géochimique des poussières et des bulles d'air piégées dans la glace (cf. synthèse in Landais, 2016).

L'analyse isotopique de la glace concerne principalement le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{2}H$ (Deutérium). Ces deux isotopes renseignent la température de l'air au-dessus des calottes de glace au moment des précipitations neigeuses. Des observations réalisées dans l'actuel ont permis de calibrer la relation statistique entre le $\delta^{18}O$ (ou le $\delta^{2}H$) des précipitations et la température du lieu où les précipitations sont tombées (Fig. 0.12a). Le modèle de régression linéaire ainsi établi permet de reconstituer les paléotempératures atmosphériques au droit des calottes polaires sur une plage temporelle qui couvre 120 ka au Groenland (North GRIP members, 2004) et 800 ka en Antarctique (Dome C, Jouzel et al., 2007, Fig. 0.12b). L'erreur sur l'amplitude des changements de températures au cours du temps est de l'ordre de 30% (Jouzel et al., 2003 ; Cauquoin et al., 2015). Parallèlement aux analyses isotopiques, l'Azote et l'Argon piégés dans la glace permettent d'estimer les variations de température avec une incertitude de 1 à 3 °C (Severinghaus and Brook, 1999 ; Landais et al., 2004 ; Kindler et al., 2014).

Figure 0.12. Analyse isotopique de la glace et estimation des paléotempératures.

A- Modèle statistique établi sur données actuelles.
Extrait de http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/temperature-des-glaces.xml

B- Synchronisation des courbes North GRIP, Groenland (courbe verte) et Dome C, Antarctique (courbe noire pour les données brutes, rouge pour les données lissées).
TI à TIX désignent les Terminaisons glaciaires
Extrait de Jouzel et al. (2007)



Les bulles d'air piégées dans la glace renseignent, quant à elles, les variations de la composition chimique de l'atmosphère, notamment les gaz à effet de serre (dioxyde de carbone CO_2, méthane CH_4 et oxyde nitreux NO_2), en phase avec les changements climatiques du Pléistocène supérieur (Huber et al., 2006 ; Lüthi et al., 2008 ; Loulergue et al., 2008 ; Schilt et al., 2010). Les poussières et autres aérosols contenus dans la glace sont également analysés pour contraindre les phénomènes de transport atmosphérique et les régions sources (Mayewski et al., 1997 ; Ruth et al., 2003).

Le calage chronologique repose, pour la partie supérieure des carottes de glace, sur le comptage des couches annuelles qui sont identifiables à l'œil nu et/ou sur des profils de conductivité électrique jusqu'à des profondeurs variables selon les caractéristiques (pression et température) de la colonne de glace. Au Groenland, où le taux d'accumulation de la glace est relativement élevé (plus de 20 cm de glace par an), le décompte des couches annuelles a permis de couvrir 60 ka sur la carotte North GRIP, avec une incertitude maximale de 2 ka (Rasmussen et al., 2006 ; Svensson et al., 2008). Parallèlement, des horizons repères sont datables grâce à la présence de téphras piégés dans la masse de glace et aussi grâce à des pics de concentration en ^{10}Be atmosphérique associables à des évènements magnétiques importants (Laschamp à 41 ka, Brunes-Matuyama à 780 ka). Enfin, des méthodes de datation orbitale comparables à celles initiées en domaine marin (Imbrie & Imbrie, 1980 ; Imbrie, 1984) sont également appliquées aux carottes de glace. Concernant le calage chronologique des bulles d'air, il faut tenir compte du fait que le piégeage se produit vers 100 m de profondeur en Antarctique et vers 60 m au Groenland, car le processus de transformation de la neige en glace dépend des conditions climatiques (précipitations et températures) au-niveau des zones d'accumulation glaciaire. Il y a donc un décalage de l'ordre de quelques siècles (Groenland) à quelques millénaires (Antarctique) entre l'âge de l'air piégé dans la glace et la glace elle-même.

La résolution annuelle permise par les enregistrements glaciaires sur plusieurs dizaines de millénaires a révélé avec plus de netteté encore que sur les enregistrements marins la variabilité millénale du climat. Par exemple, les évènements de Dansgaard-Oeschger, qui ont été mis en évidence dans le courant des années 1990 par Willi Dansgaard & Hans Oescher à partir des enregistrements isotopiques du Groenland (Dansgaard et al., 1993 ; Grootes et al., 1993), se caractérisent par un réchauffement climatique abrupt (GI : *Greenland interstadial*), de l'ordre de +5 à +16,5 °C en quelques dizaines d'années seulement, puis un lent refroidissement (GS : *Greenland stadial*) d'une durée de l'ordre de 1 à 3 ka (Severinghaus & Brook, 1999 ; Landais et al., 2004 ; Kindler et al., 2014). Actuellement, 25 évènements de Dansgaard-Oeschger ont été individualisés (North GRIP members, 2004 ; Wolf et al., 2010), ils sont numérotés de 1 à 25 du plus récent au plus ancien et sont le socle d'une stratigraphie des variations milléniales du climat au cours du dernier cycle glaciaire (*INTIMATE Event stratigraphy*, Rasmussen et al., 2014). Parallèlement, les évènements de Heinrich ont été identifiés à partir des sédiments marins de l'Atlantique Nord, en particulier ceux localisés dans la « ceinture de Ruddiman », entre les 40^{e} et 50^{e} parallèles (Heinrich, 1988 ; Bond et al, 1992, 1993, 1995, 1997; Grousset et al., 1993 ; Dowdeswell et al., 1995). Ils correspondent à des arrivées massives d'*IDR* lâchés par des icebergs en provenance des inlandsis laurentiens et fennoscandiens. Ces épisodes sont systématiquement associés à une forte abondance de *Neogloboquadrina pachyderma*, qui traduit un refroidissement massif des eaux de surface en lien avec les débâcles d'icebergs (Fig. 0.9). A ce jour, seulement 6 évènements de Heinrich ont été clairement individualisés (Fig. 0.13) mais l'analyse fine de l'abondance en *IRD* de nombreuses carottes de sédiments de l'Atlantique nord a montré l'existence de nombreux « mini-événements de Heinrich » qui sont, comme les 6 « vrais » évènements de Heinrich, systématiquement synchrones des phases les plus froides des évènements de Dansgaard-Oeschger (Bond & Lotti, 1995 ; Elliot et al., 1998 ; Knutz et al., 2001). Cette forte correspondance cyclique entre les évènements de Heinrich et les Dansgaard-Oeschger a permis d'envisager un lien de cause à effet entre ces deux phénomènes, les brutales arrivées d'eau douce et froide liées à la fonte massive d'icebergs auraient déclenché un ralentissement de la circulation thermohaline à l'échelle globale et l'interruption du Gulf Stream dans l'Atlantique Nord.

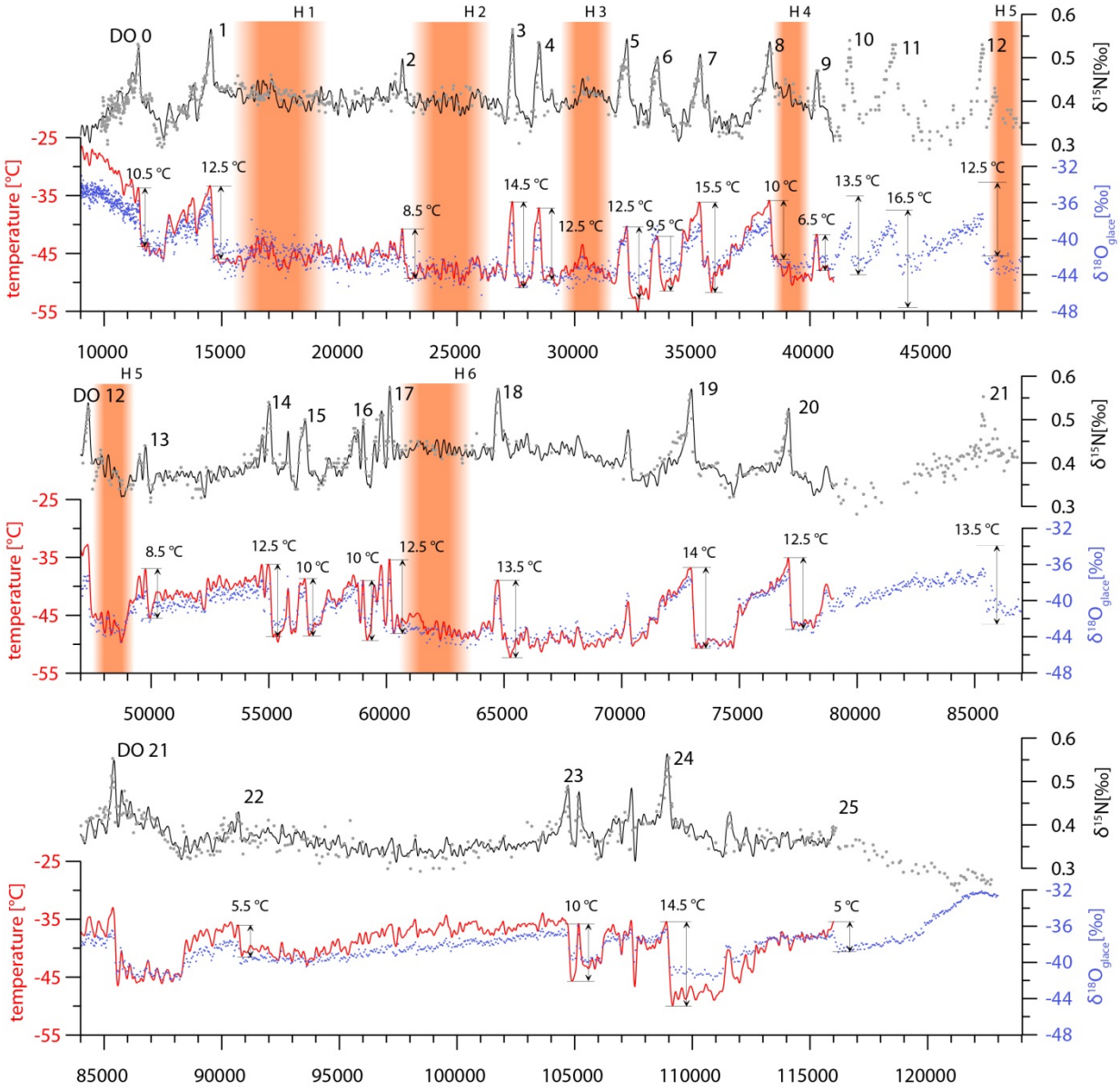


Figure 0.13. Paléotempératures sur North GRIP à partir des $\delta^{18}O$ et $\delta^{15}N$ de la glace.

Faute de consensus dans la littérature sur les bornes temporelles et la durée des évènements de Heinrich (Hemming, 2004 ; Sánchez Goñi & Harrison, 2010 ; Jonkers et al., 2010 ; Roche et al., 2004), ces derniers ne sont pas précisément localisés sur l'échelle temporelle. Les rectangles de couleur localisent seulement les GS auxquels les 6 évènements de Heinrich explicitement identifiés dans la littérature sont associés. Extrait de Kindler et al., (2014), modifié.

Ces perturbations cycliques de la circulation océanique seraient responsables des changements climatiques abrupts qui caractérisent les évènements de Dansgaard-Oeschger enregistrés dans les glaces du Groenland. De nombreuses séquences continentales européennes et méditerranéennes (cf. Allen et al., 1999 et Fig. 0.8c pour un exemple en domaine lacustre, cf. Fleitmann et al., 2009 ; Kanner et al., 2012 pour des exemples sur spéléothèmes) montrent que ces variations millénales du climat concernent très largement l'Europe et le Bassin méditerranéen. Il semble d'ailleurs que les perturbations cycliques de la circulation océanique mises en évidence dans l'Atlantique Nord ont eu des répercussions sur le climat de l'ensemble de la planète. Cependant, les oscillations millénales du climat ne sont pas synchrones entre les deux hémisphères, des phénomènes de bascule bi-polaire ont récemment été mis en évidence à partir d'une synchronisation à très haute résolution des séquences de glace de l'Antarctique et du Groenland

(Blunier et al., 1998 ; EPICA Communauty Members, 2006 ; Jouzel et al., 2007 ; Capron et al., 2010a,b). Ces travaux montrent que tous les événements abrupts enregistrés au Groenland ont une contrepartie en Antarctique. Une augmentation lente de température a lieu en Antarctique pendant la phase froide (GS) du Groenland. Le maximum de température est atteint en Antarctique pendant les périodes d'augmentation abrupte de température au Groenland et la température antarctique diminue pendant le GI du Groenland (Fig. 0.13). La seule exception est le premier événement de DO de la dernière période glaciaire (DO 25). Ceci semble indiquer que la variabilité millénaire de la dernière période glaciaire a été initiée dans l'hémisphère nord (Capron et al., 2012).

La qualité de l'information paléoclimatique contenue dans les séquences de glace tient en grande partie à la remarquable continuité et l'excellente résolution temporelle des enregistrements. Bien que la plupart des séquences continentales soient loin de fournir un tel niveau de précision, leur étude continue d'apporter des informations essentielles car elles permettent de comprendre la variabilité spatiale des réponses locales et régionales aux changements climatiques globaux, et donc la manière dont s'est manifesté le changement climatique directement dans les milieux de vie terrestres des foyers de peuplement humain du passé. Or, l'efficacité des modèles climatiques destinés à prédire l'impact du réchauffement actuel sur les populations humaines, animales et végétales repose en grande partie sur la qualité et la finesse des reconstitutions paléoenvironnementales locales et régionales. L'enjeu sociétal est donc majeur et, à ce titre, la géomorphologie y occupe place singulière.

4. La géomorphologie et la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires

La géomorphologie étudie les formes du relief et les processus responsables de l'évolution du relief. Elle est à l'origine de la « théorie glaciaire » formulée dans les années 1840 par L. Agassiz (cf. section 3.1). Elle est aussi à l'origine des premières chrono-stratigraphies sur dépôts continentaux, notamment avec la mise en évidence des quatre glaciations alpines sur le piémont bavarois des Alpes (Penck & Bruckner, 1909, cf. section 3.2). Depuis ces premières contributions, la géomorphologie a considérablement enrichi son corpus de données ; elle a profondément renouvelé ses méthodes d'analyse, ses démarches scientifiques et ses paradigmes (Kennedy, 2006 ; Broc, 2010). Aujourd'hui, la géomorphologie reste une discipline très active dans le champ des paléoenvironnements quaternaires car elle complète efficacement la dimension strictement stratigraphique des analyses multi-proxy.

On montre ici que l'originalité de la géomorphologie dans le champ des études paléoenvironnementales provient d'abord et avant tout du fort ancrage spatial qui caractérise cette discipline et du raisonnement multi-scalaire qu'implique son objet d'étude, même si les deux formes de géomorphologie développées dans le courant du XX^{e} siècle (géomorphologie historique *versus* géomorphologie réductionniste) posent la question des changements d'échelles spatiales et temporelles en termes sensiblement différents. Enfin, l'originalité de la géomorphologie provient du fait que le relief et les systèmes d'érosion sont d'excellents intégrateurs de la complexité des environnements actuels et passés en raison de la position d'interface qu'ils occupent dans le géosystème, au contact de l'atmosphère, la biosphère, l'hydrosphère, l'anthroposphère et la lithosphère.

4.1. Le relief, l'érosion et le géosystème

Le relief désigne l'ensemble des systèmes de pentes qui forment la surface topographique de la croûte terrestre, de l'échelle des grands volumes montagneux à celle des micro-modelés de versants. Il est un élément structurant des paysages car il définit ses lignes, son volume, son amplitude, sa profondeur de champ. Dans le géosystème, le relief est assimilable à une interface qui permet des interrelations étroites entre l'atmosphère, la biosphère, l'hydrosphère et la lithosphère (Fig. 0.14). Il est à ce titre une des composantes les plus intégratrices du géosystème. De fait, l'évolution du relief est contrôlée par une combinaison de forçages endogènes (lithosphère) et exogènes (atmosphère, biosphère, hydrosphère, anthroposphère) qui interagissent selon des modalités et à des rythmes extrêmement variables dans l'espace et dans le temps en raison de la mobilité des climats et de la croûte terrestre.

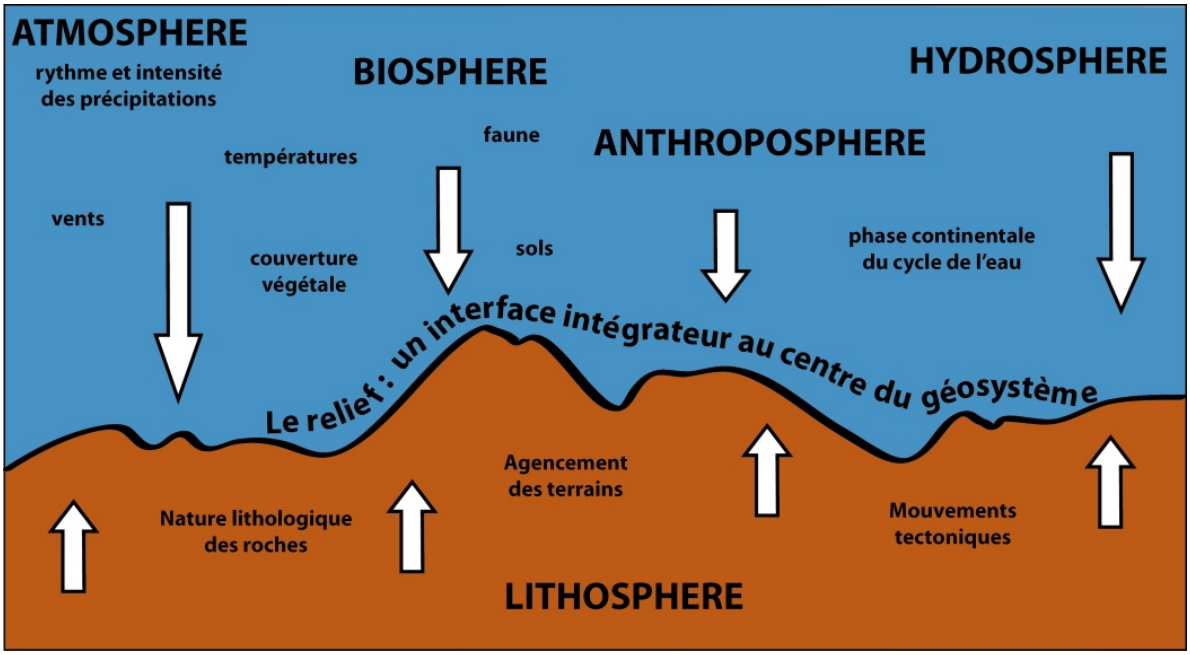


Figure 0.14. Le relief, une interface intégratrice au centre du géosystème.

L'érosion est donc la seconde clé de voûte de la géomorphologie. Au sens strict, elle désigne un enlèvement de matière ; en latin, *erodere* signifie ronger. En ce sens, l'érosion est synonyme de dénudation car elle se traduit par un remodelage de la topographie qui peut être associé à un abaissement des altitudes, à une réduction des dénivelés, à un recul des versants et des façades montagneuses. Mais le concept d'érosion a une acception plus large qui englobe toute la chaîne des processus responsables de l'évolution du relief, depuis la météorisation qui transforme la roche cohérente en débris (régolithe) de taille suffisamment réduite pour être pris en charge par les processus d'ablation et de transport, jusqu'au dépôt des formations corrélatives (corrélatives du travail de l'érosion), parfois de manière temporaire sous forme de relais sédimentaires, parfois de manière plus durable, par exemple dans les bassins sédimentaires. Les agents météoriques, biologiques, hydriques et/ou telluriques qui participent à cette chaîne de processus sont en nombre relativement limité ; par contre, ils se combinent entre eux selon des modalités extrêmement diversifiées dans l'espace et dans le temps.

Le système d'érosion désigne une combinaison de processus caractéristiques d'un environnement donné. Cette notion est tout à fait centrale pour notre propos dans la mesure où elle est étroitement contrainte par le contexte environnemental dans lequel se déroulent les processus d'érosion. Le contexte climatique est bien évidemment essentiel car le climat détermine le rythme et l'intensité des agents d'érosion météoriques (précipitations, variations de température, vents, écoulements hydriques ou glaciaires…), les caractéristiques de la couverture végétale, l'épaisseur des sols, et donc les modalités du cycle de l'eau en milieu continental. Le contexte topographique est également très important car il module les effets de la gravité à travers la longueur, la pente et le dénivelé des versants et donc l'énergie des processus en jeu. Le contexte lithologique et structural module quant à lui l'efficacité de l'érosion différentielle, de l'échelle du minéral à celle des affleurements rocheux. La figure 0.15 propose une représentation plus exhaustive des systèmes d'érosion car elle souligne les interactions multiples et complexes entre les différentes composantes du géosystème ; mais cette représentation est intéressante surtout parce qu'elle traduit une conception de la discipline plus centrée sur les processus de dénudation et/ou d'accumulation que sur les formes du relief qui sont, en revanche, au centre de la figure 0.14.

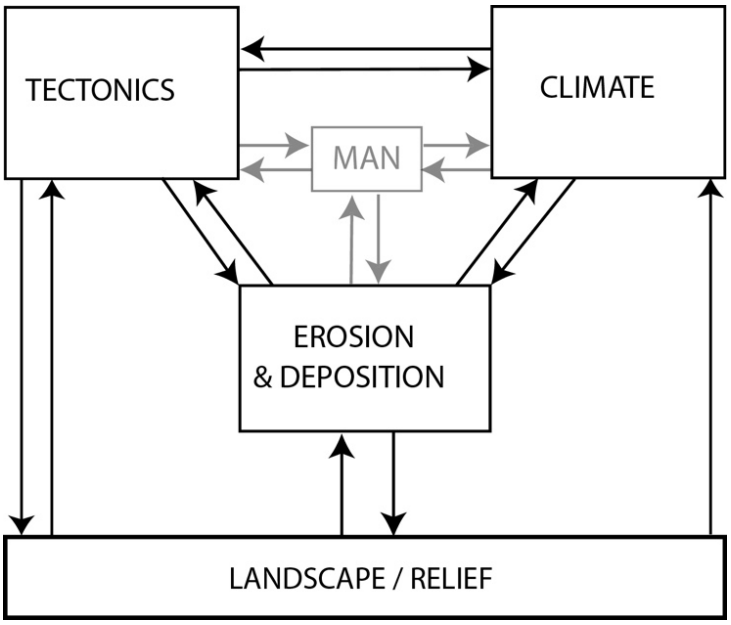


Figure 0.15. Les processus de dénudation et d'accumulation au centre du géosystème.

Le détail des interactions multiples et complexes entre les différentes composantes du géosystème est précisé sur la figure originale extraite de Champagnac et al. (2014).

4.2. Géomorphologie des formes *versus* géomorphologie des processus

Les deux piliers de la discipline que sont les formes du relief et les processus responsables de l'évolution du relief ont suscité dès l'origine, à travers les travaux de G. K. Gilbert d'une part et ceux de W.M. Davis d'autre part, deux formes de géomorphologie sensiblement différentes en termes de démarche scientifique et de positionnement épistémologique :

(i) l'une est fondamentalement déductive et réductionniste car elle place au centre de son projet l'analyse et la quantification des processus qui contrôlent l'évolution du relief (Kennedy, 2006, cf. ch. 8 : *Reinventing a newtonian universe : the reductionist revolution, 1945-77*),

(ii) l'autre est fondamentalement inductive et historique, mais également abductive, car sa principale porte d'entrée est l'analyse qualitative des formes du relief (cf. Inkpen, 2009 pour

une présentation des trois inférences qui fondent le raisonnement élémentaire : déduction, induction, abduction).

Cependant, ces deux approches (*modern component of explanation versus historical component of explanation*) sont complémentaires dès lors qu'on travaille sur les environnements du passé et à l'échelle des paysages (Fig. 0.16).

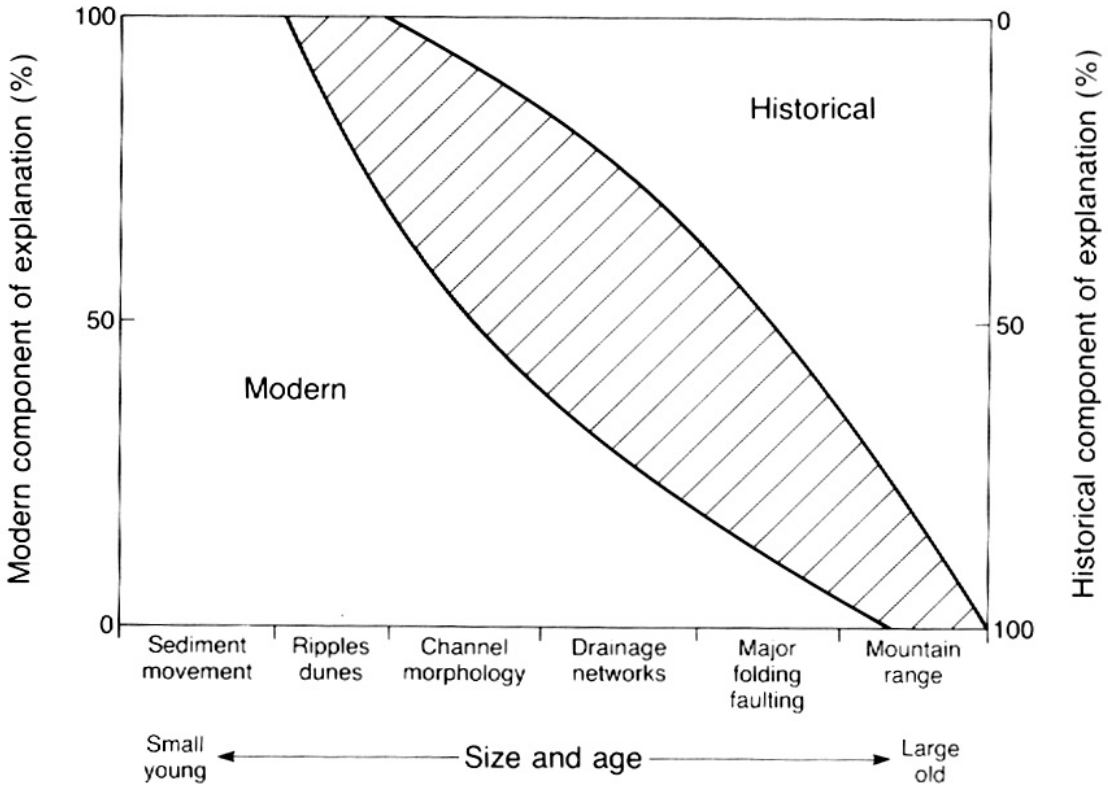


Figure 0.16. L'apport de la démarche historique et de la démarche réductionniste dans l'explication en géomorphologie selon l'échelle des formes.
Extrait de Schumm (1991).

4.2.1. Une géomorphologie des processus déductive et réductionniste

Cette géomorphologie considère que le moyen le plus efficace pour comprendre l'évolution du relief est de mettre l'accent sur la physique des processus et la quantification des forçages internes et externes qui caractérisent les systèmes d'érosion (Anderson & Anderson, 2010). Cela passe par une analyse détaillée des mécanismes physiques et chimiques de l'érosion à partir d'études expérimentales sur modèles réduits ou parcelles témoins. Cela passe aussi par une quantification de la vitesse des processus de météorisation, d'ablation et de transport à partir de mesures *in situ* des flux de matières sur des systèmes d'érosion qui, de ce fait, sont nécessairement fonctionnels. Faute de pouvoir intégrer finement les perturbations liées aux changements d'échelles spatiales et temporelles, ces quantifications sur systèmes actuels sont souvent extrapolées de manière linéaire, dans le temps et dans l'espace, à travers à l'ajustement de modèles théoriques qui prédisent l'évolution du relief en respectant les contraintes déterminées par les lois de la physique. Cela va de pair avec une représentation simplifiée du relief, qui est matérialisée sur un MNT par une maille de pixels caractérisés par des coordonnées en trois dimensions (latitude, longitude et altitude)

dont on transforme les valeurs dans telle ou telle direction et à telle ou telle vitesse à partir des modèles théoriques préalablement établis et de l'intensité des forçages préalablement mesurés.

La mobilité des systèmes d'érosion liée à la mobilité du climat et de la croûte terrestre est à l'origine d'une tendance bien connue à la diminution des taux de dénudation et de surrection lorsqu'ils sont mesurés à partir d'objets sédimentaires ou morphologiques mis en place sur la longue durée (Gardner et al., 1987 ; Delmas et al., 2009 ; Fig. 0.17). Cela s'explique notamment par les méthodes mises en œuvre pour quantifier les taux de dénudation et/ou de surrection ; lorsque l'objet-repère sur lequel on se fonde pour quantifier les forçages résulte d'un évènement instantané, la valeur du taux de dénudation ou de surrection est intrinsèquement élevée car on saisit un évènement paroxystique (un scarplet de taille métrique ou pluri-métrique mis en place lors d'un séisme, un cône de déjection torrentiel mis en place en quelques heures lors d'une crue). En revanche, lorsqu'on se fonde sur des objets mis en place sur la longue durée (un escarpement de faille de dimension hectométrique à kilométrique, un système de terrasses fluviales), le dénivelé vertical ou le volume sédimentaire transporté que ces objets représentent sont des moyennes temporelles sur plusieurs millénaires à plusieurs millions d'années qui cumulent des périodes de forte activité et des périodes de calme relatif (Delmas et al., 2009).

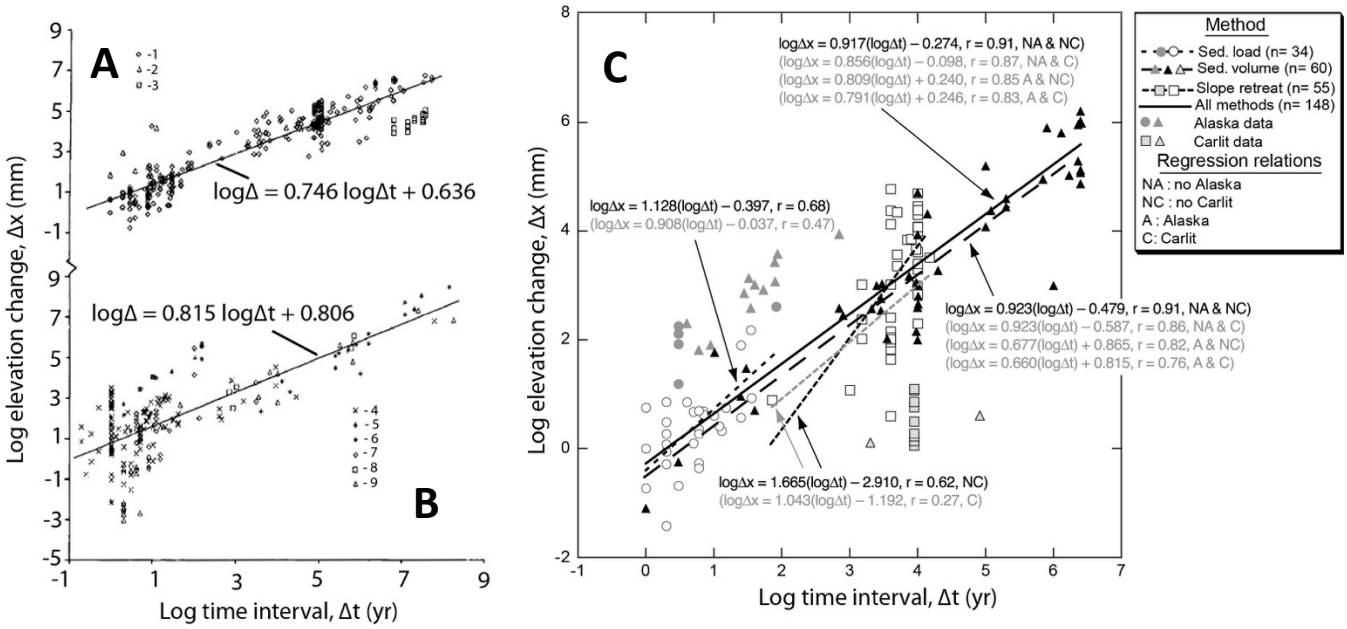


Figure 0.17. Impact de la variabilité temporelle et spatiale des forçages climatiques et lithosphériques sur l'estimation des vitesses de dénudation et de surrection.

A. Soulèvement vertical versus durée. 1- Soulèvement vertical de la croûte (processus indifférenciés), 2- Rebond glacio-eustatique et mouvements de faille, 3- Dôme magmatique et salifère. Extrait de Gardner et al. (1987). Correspond à de la dénudation. **B. Dénudation versus durée.** 4- Ruissèlement diffus, 5- Erosion glaciaire, 6- Recul de parois, 7- Glissement de terrain, écroulement, avalanche, 8- Altération chimique, Extrait de Gardner et al. (1987). **C. Dénudation glaciaire versus durée.** Extrait de Delmas et al. (2009). Les différentes droites de régression mettent en évidence à la fois l'impact de la variabilité temporelle à travers la longueur des plages de temps prises compte (de l'actuel au million d'années) et l'impact de la variabilité spatiale à travers la mise à part des populations Alaska et Carlit.

Dès lors, compte tenu de la variabilité spatiale et temporelle des changements climatiques quaternaires et de la mobilité de la croûte terrestre, qui n'est pas nécessairement rythmée par les mêmes temporalités, l'efficacité des modèles théoriques de l'évolution du relief repose sur notre aptitude à quantifier les forçages internes et externes aux échelles temporelles les plus pertinentes

pour rendre compte le plus efficacement possible de la réalité des taux de dénudation et/ou de surrection aux échelles spatiales d'intérêt (Fig. 0.18). C'est précisément cela que la géomorphologie des formes peut contribuer à calibrer.

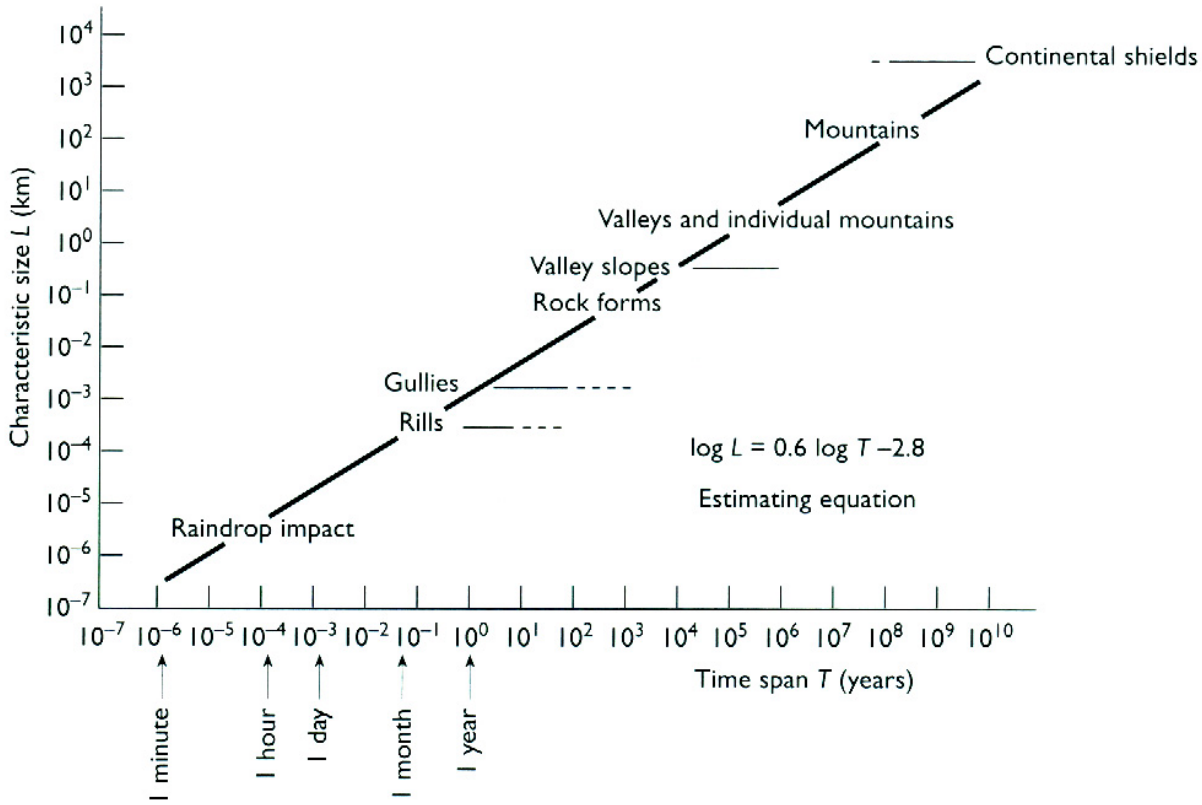


Figure 0.18. Relation entre l'échelle spatiale des formes du relief et l'échelle temporelle des forçages internes et externes qui les ont façonnés. Extrait de Ahnert (1996).

4.2.2. Une géomorphologie des formes inductive et naturaliste, idiographique et historique

Contrairement à la géomorphologie des processus qui est déductive et réductionniste, la géomorphologie des formes repose fondamentalement sur l'analyse qualitative des formes du relief et des formations corrélatives du travail de l'érosion. Elle est, à ce titre, inductive et naturaliste car elle fonde ses raisonnements sur la collecte d'un grand nombre d'observations de terrain qu'elle cherche à mettre en cohérence pour reconstituer les environnements du passé. Elle est également abductive car les explications auxquelles elle aboutit reposent sur des hypothèses multiples dont on retient les plus vraisemblables en se fondant sur la somme des observations disponibles. Enfin, elle a une dimension idiographique, donc historique, car elle intègre la complexité de l'évolution du relief — qui est perçue comme une succession de systèmes d'érosion dont la nature et l'intensité ont fluctué au cours du temps, et aussi dans l'espace, en lien avec la mobilité du climat et de la lithosphère. Dès lors, le projet central de cette géomorphologie est de reconstituer les étapes de l'évolution du relief à partir de l'interprétation des archives morphologiques et sédimentaires produites par les systèmes d'érosion du passé. Dans cette optique, le relief est assimilable à un palimpseste caractérisé par les traces plus ou moins visibles des systèmes d'érosion qui se sont succédé au cours de l'histoire géomorphologique d'un espace donné. Autrement dit, le relief est une mosaïque de formes vives et de formes héritées. Les formes vives sont les formes actuellement fonctionnelles, ou plus exactement les formes en équilibre avec les conditions environnementales

actuelles. Les formes héritées résultent en revanche de systèmes d'érosion qui ont existé dans le passé mais qui sont actuellement révolus. Ces dernières sont tantôt des formes d'ablation façonnées dans le substrat rocheux, tantôt des formes construites liées à l'accumulation de dépôts corrélatifs. Cependant, ces deux catégories ne contiennent pas exactement les mêmes informations paléoenvironnementales.

Les formes construites sont porteuses des informations génétiques les plus riches. Les dispositifs sédimentaires renseignent les ambiances de dépôt, donc indirectement les modalités du transport des sédiments. Les compositions lithologiques renseignent la provenance géographique des matériaux. La répartition spatiale des formations permet de délimiter l'emprise géographique des zones concernées par tel ou tel agent d'érosion. Il est donc possible de restituer le fonctionnement des systèmes d'érosion dans leur cadre géographique grâce à un raisonnement sur les transferts de matière « *source to sink* », mais aussi grâce à une hiérarchisation spatiale des objets à l'échelle des versants, des bassins versants, en définitive à l'échelle des paysages. En revanche, l'information génétique contenue dans les formes d'ablation est plus complexe à identifier car tous les processus d'ablation ne produisent pas des formes singulières. Dans la mosaïque de formes que constitue le relief, de très nombreuses formes taillées dans le substrat rocheux sont des formes polygéniques façonnées par une succession de processus, voire de systèmes d'érosion, sensiblement différents mais qui contribuent tous à entretenir la même morphologie (un ravin en montagne façonné à la fois par des avalanches et différentes formes de ruissellement concentré). De même, l'information géochronologique contenue dans les formes construites est à la fois plus précise et plus diversifiée que celle contenue dans les formes d'ablation car les premières matérialisent un évènement géodynamique bien individualisé dans le temps (un cône de déjection torrentiel, une construction morainique) alors que les secondes, surtout lorsqu'elles sont de grande taille, résultent de processus qui ont fonctionné à de multiples reprises et sur la longue durée (un cirque glaciaire, le profil en long et en travers d'une vallée, la morphologie d'un bassin versant). Ce caractère polycyclique complique leur usage en tant que marqueur chronologique d'un évènement géodynamique particulier.

Bien évidemment, l'érosion actuellement fonctionnelle tend à détruire l'ensemble des héritages géomorphologiques, qui sont par définition des formes transitoires (*transient landscape*, Wohl, 2015) dont la durée de vie, ou d'ajustement aux nouvelles conditions environnementales, est étroitement fonction de l'intensité de l'érosion actuelle (érosion post-héritage) ainsi que de la taille et de la résistance intrinsèque des formes et formations héritées (cf. notion de sensibilité des formes, Brunsden & Thornes, 1979). Compte tenu de cela, le Quaternaire est une période privilégiée pour l'application de la géomorphologie historique car les héritages géomorphologiques contemporains de cette période sont nombreux et plutôt bien préservés. De plus, les méthodes de géochronologie actuellement disponibles permettent de produire des datations numériques sur un nombre croissant de formes et de formations quaternaires dont la chronologie reposait, il y a seulement quelques décennies, exclusivement sur des méthodes de datation relative (Walker, 2008). Ces nouvelles techniques de datation ont contribué au renouvellement de la géomorphologie historique en lui offrant les outils d'une analyse quantitative des archives morphologiques et sédimentaires de l'évolution du relief. Parmi ces méthodes, les nucléides cosmogéniques produits *in situ* occupent une place singulière car ils sont à la fois un outil de géochronologie (datation par exposition ou par enfouissement) et un outil de quantification de la dénudation.

4.3. Les changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes moyennes à travers le prisme d'une géomorphologie historique renouvelée par les méthodes de la géochronologie

Dans les montagnes des latitudes moyennes, les changements climatiques du Quaternaire se sont traduits par la succession et la juxtaposition de systèmes d'érosion glaciaires, périglaciaires et fluviatiles selon des modalités spatiales et temporelles contraintes par les conditions environnementales locales et régionales. Ces systèmes d'érosion ont produit un grand nombre de formes et de formations corrélatives parmi lesquelles les dépôts glaciaires et fluviatiles occupent une place centrale en termes de volume sédimentaire et d'emprise spatiale des zones concernées. Les processus périglaciaires ont aussi joué un rôle important en termes de façonnement des formes du relief (dénudation du substrat rocheux par les processus d'ablation) mais, dans les montagnes concernées par des paléoenglacements pléistocènes, les matériaux produits par la gélifraction sur les versants en position supraglaciaire sont souvent emportés par les langues de glace qui passent à leur pied ; aussi, leur prise en compte dans le cadre d'un travail de géomorphologie historique n'est réellement possible que pour les zones non englacées de la montagne et/ou les périodes au cours desquelles les dépôts périglaciaires demeurent isolés sur les versants.

Le traitement méthodologique de ces héritages géomorphologiques repose sur une procédure commune qui consiste à :

(i) cartographier les séquences de formes et de dépôts pour caractériser la géométrie des dispositifs sédimentaires dans leur contexte topographique, à l'échelle du versant ou du bassin versant ;

(ii) établir une stratigraphie relative des séquences de formes en se fondant sur la géométrie des dispositifs sédimentaires, l'état d'altération des dépôts et, le cas échéant, les séquences de sol développées à leur toit ;

(iii) produire des datations numériques en se fondant sur une ou plusieurs méthodes de géochronologie adaptées au type de matériaux et à la plage temporelle concernée (Walker, 2008).

Les questionnements scientifiques suscités par l'analyse géomorphologique de ces archives sédimentaires sont, en revanche, très diversifiés.

4.3.1. Reconstituer les paléoenvironnements en contexte glaciaire

Les dépôts de marge glaciaires permettent de reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements à différents moments du passé. Ce sont tantôt des constructions morainiques mises en place sur les marges frontales et latérales des langues de glace, dans la zone d'ablation, en aval des lignes d'équilibre glaciaire ; tantôt des terrasses de *kame* constituées de matériaux fluvioglaciaires déposés par les eaux de fonte qui circulent entre les versants de la vallée et le paléoglacier proprement dit (ou ses moraines d'ablation) ; ou tantôt des replats d'obturation latérale composés de dépôts glaciolacustres passant latéralement à des dépôts fluviatiles et deltaïques. Les dépôts glaciolacustres traduisent l'existence d'un paléolac de barrage glaciaire ou morainique installé à l'extrémité aval d'une vallée affluente non englacée. Les dépôts fluviodeltaïques illustrent le colmatage progressif du paléolac par les écoulements issus de la marge glaciaire proprement dite d'une part, et ceux issus du vallon affluent non englacé d'autre part (Fig. 0.19).

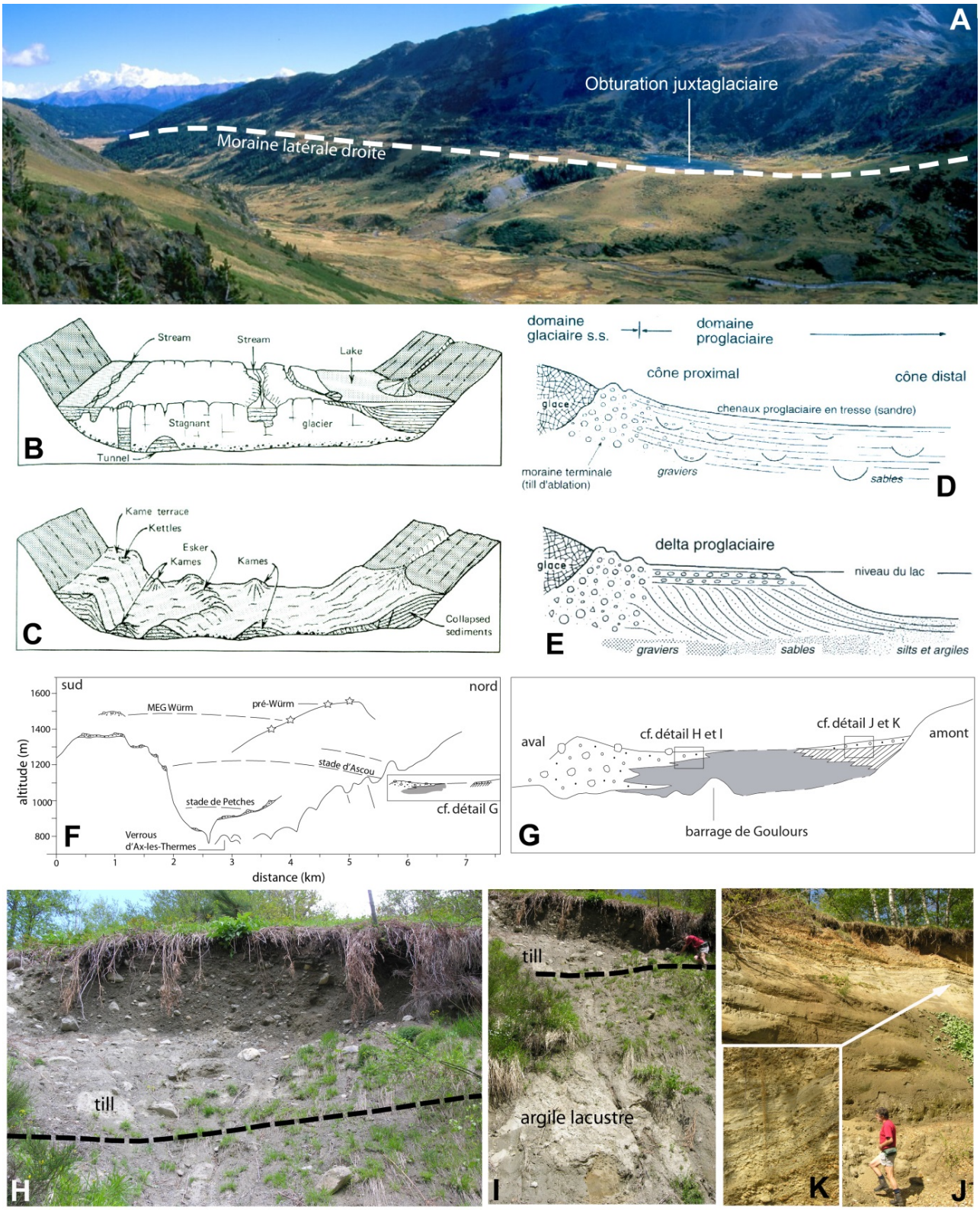


Figure 0.19. Faciès et dispositifs sédimentaires sur les marges de paléoenglacements.

A. Moraine latérale de rive droite du paléoenglacement Grave-aval dans le massif du Carlit. Extrait de Delmas (2009). **B et C.** Mise en place d'une terrasse de Kame. Extrait de Flint (1971). **D.** Mise en place d'un cône fluviatile en contexte proglaciaire. Extrait de Campy & Macaire (2003). **E.** Mise en place d'un remplissage d'obturation glaciolacustre et deltaïque sur la marge proglaciaire d'un glacier. Extrait de Campy & Macaire (2003). **F à K.** Obturation juxtaglaciaire d'Ascou (Ariège). Les argiles glaciolacustres sont surmontées à l'aval par des tills ; cela traduit un barrage lacustre contemporain d'une phase de progression glaciaire. Dans un premier temps, l'étendue du paléolac croit en même temps que l'épaisseur du glacier dans la vallée principale puis le lobe de glace diffluente s'avance dans la vallée affluente et vient surmonter les argiles glaciolacustres. Extrait de Delmas (2009).

La cartographie de ces formes et dépôts de marge glaciaire permet de délimiter l'emprise spatiale des stades d'englacement qui forment les étapes d'une stratigraphie relative des fluctuations glaciaires à l'échelle du bassin versant. Les méthodes de géochronologie les plus fréquemment mobilisées en contexte glaciaire sont :

(i) des datations par ^{14}C sur macro-restes organiques, ou sédiment total faute de mieux, dans les remplissages glaciolacustres des obturations juxtaglaciaires ;

(ii) des datations OSL ou ESR sur les sables fluviatiles ou deltaïques des terrasses de *kame* ou des obturations, mais le risque de blanchiment imparfait est important compte tenu de l'abondance des matières en suspension dans les eaux de fonte issues des zones d'ablation glaciaire ;

(iii) des datations fondées sur la mesure de nucléides cosmogéniques produits *in situ*, c'est-à-dire dans les minéraux des roches de surface (^{10}Be et ^{26}Al sur quartz, ^{36}Cl sur calcite). L'immense avantage de cette méthode est qu'elle est *a priori* applicable à une très large gamme de matériaux car les minéraux-cibles les plus fréquemment utilisés, le quartz et la calcite, sont très ubiquiste.

L'opportunité de mieux contraindre la chronologie des fluctuations glaciaires quaternaires dans les montagnes des latitudes moyennes, comme partout ailleurs dans le monde, permet de questionner le caractère synchrone ou asynchrone des paléoenglacements régionaux les uns par rapport aux autres, mais aussi par rapport aux enregistrements isotopiques globaux (Elhers et al., 2011). Sur ces bases, il est possible de raisonner :

(i) sur les paléocirculations atmosphériques à travers une reconstitution de la trajectoire des perturbations qui fournissaient les précipitations neigeuses les plus abondantes (Florineth & Schultcher, 2000 ; Delmas et al., 2011 ; Monegato et al., 2017) ;

(ii) mais aussi sur les ambiances paléoclimatiques caractéristiques des zones englacées (paléoprécipitations hivernales et paléotempératures estivales) à travers une modélisation des paléo-bilans de masse et des vitesses d'écoulement de la glace dans un glacier de vallée tempéré (Braithwaite, 1995, 2008 ; Ohmura, 1992 ; Nesje & Dahl, 2000 ; Heyman et al., 2013).

Dans les montagnes des latitudes tempérées, ces questions concernent tout particulièrement le dernier cycle glaciaire et le caractère synchrone ou asynchrone des paléoenglacements régionaux avec le Global LGM (Gillespie & Molnar, 1995 ; Wirsig et al., 2016). Le concept de Global LGM désigne le dernier intervalle de temps au cours duquel le stock de glace piégé sur les continents était à son maximum et où, par conséquent, le niveau de la mer était au plus bas (Mix et al., 2001). Cet évènement est enregistré dans les séquences isotopiques marines par une très forte concentration en isotopes lourds de l'Oxygène ($\delta^{18}O$) initialement datée vers 18 ka BP (âge non calibré), c'est-à-dire approximativement au centre du MIS 2 (CLIMAP Project Members, 1976, 1981). Les limites temporelles du Global LGM sont maintenant définies sur la base de datations par U-Th et ^{14}C sur des récifs coralliens. Certains travaux situent le dernier très bas niveau marin (–135 m) entre 19 et 23 ka cal. BP (Yokohama, 2000 ; Mix et al., 2001 ; Clark & Mix, 2002). D'autres le situent environ 5 m plus bas et surtout 5 à 7 ka plus tôt, ce qui placerait le Global LGM entre 21 et 26 ka cal. BP (Peltier &

Fairbanks, 2006). Plus récemment encore, la volonté de faire reconnaître le Global LGM comme un évènement stratigraphique à part entière a suscité une nouvelle définition du concept, qui est étroitement calquée sur les limites temporelles du *Greenland Stadial 3* de la nomenclature INTIMATE (Hughes et al., 2015). Cette proposition repose sur le fait que le GS 3 est associé, dans les séquences de glace du Groenland comme en Antarctique, à une forte concentration de poussières qui traduit un état minimum de la végétation dans les deux hémisphères. Ce pic de poussière (>8000 $mg.kg^{-1}$) est précisément daté entre 25,79 and 25,46 b2ka sur North GRIP. Il se situe entre 27 et 24 ka sur EPICA. Sur ces bases, le Global LGM commencerait, comme le GS 3, à 27,54 b2ka et se terminerait à 23,34 b2ka (Hughes et al., 2015).

4.3.2. Reconstituer les paléoenvironnements en contexte fluviatile

Les terrasses fluviales enregistrent les variations à long terme des systèmes fluviaux en réponse aux changements climatiques quaternaires et en phase avec les mouvements verticaux de la croûte terrestre (Merritts et al., 1994 ; Blum & Törnqvist, 2000 ; Bridgland et al., 2004, 2007, 2014, 2017 ; Counts et al., 2015 ; Gibbard & Lewin, 2009 ; Pan et al., 2003, 2009 ; Gao et al., 2017 ; Silva et al., 2017). Les systèmes fluviaux se caractérisent par des interactions nombreuses et complexes entre les flux liquides et solides qui transitent dans les cours d'eau (*stream power/resisting power*) et la morphologie de leur encaissant, de l'échelle du lit ordinaire à celle du bassin versant. Ils évoluent à la faveur de forçages environnementaux extrêmement variés comme les irrégularités topographiques et la diversité lithologique du bassin versant ; l'épaisseur des sols et la densité de la couverture végétale, qui sont des variables intrinsèques au système fluvial ; mais aussi et surtout à la faveur des changements climatiques, des variations eustatiques et des mouvements tectoniques qui sont des forçages extrinsèques au système fluvial (Fig. 0.20, Leopold, 1964 ; Schumm, 1969, 1977, 2007 ; Bull, 1991).

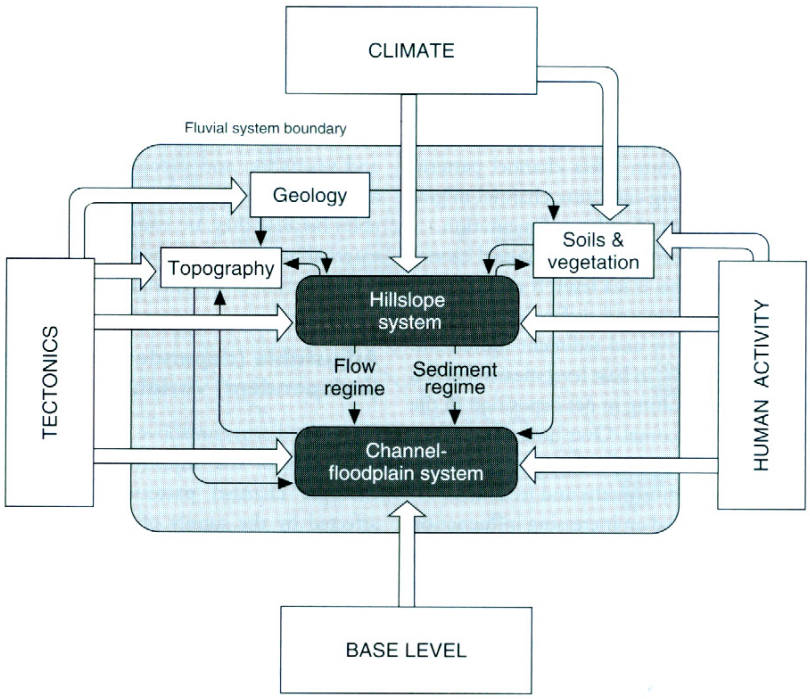


Figure 0.20. Le système fluvial et les forçages environnementaux.
Extrait de Charlton (2008).

Ces forçages environnementaux s'expriment à différentes échelles spatiales et temporelles ; ils modulent en permanence les flux liquides et solides du système fluvial et, par conséquent, contrôlent l'emprise spatiale et la temporalité des cycles aggradation-incision qui s'expriment dans le bassin versant (Fig. 0.21). A ce titre, les systèmes fluviaux peuvent être considérés comme en perpétuel état de déséquilibre (régime transitoire permanent, *transience regime*, Finnegan et al., 2014). Cependant, ils disposent aussi d'une certaine capacité d'autorégulation liée à l'existence de mécanismes de rétroaction négative nombreux et complexes, qui tendent à préserver la stabilité du système, donc à maintenir les formes fluviales en équilibre dynamique, au moins à certaines échelles spatiales et temporelles (Schumm, 1973, 1979 ; Schumm & Parker, 1973). Sur ces bases, les séquences de terrasses fluviales sont communément assimilées à des paléo-profils en long de rivière en équilibre dynamique (Pazzaglia, 2013) qui se transforment au cours du temps à la faveur de seuils contrôlés par des changements environnementaux suffisamment intenses et/ou durables pour dépasser la capacité de résilience du système et engendrer une métamorphose fluviale (Hancock & Anderson, 2002).

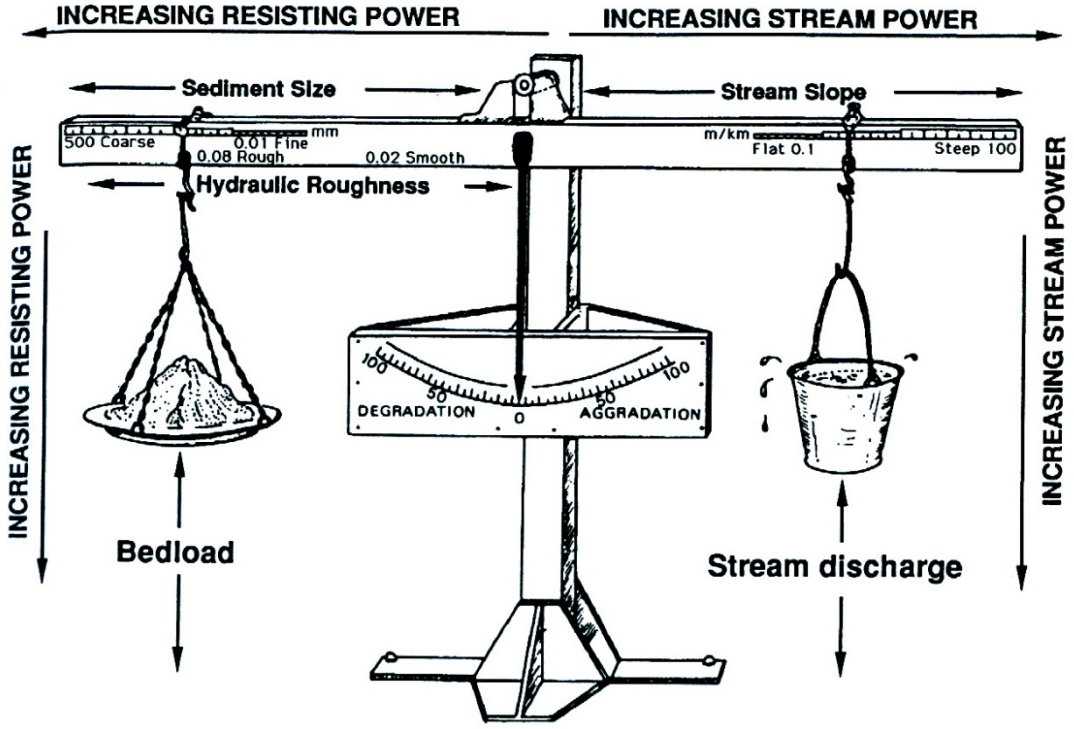


Figure 0.21. Réponse des systèmes fluviaux aux variations des flux liquides et solides.
Extrait de Lane (1955).

4.3.2.1. Nature et temporalité des forçages environnementaux dans les systèmes fluviaux

Dès lors, l'opportunité de dater les séquences fluviatiles pléistocènes permet de raisonner sur la nature et la temporalité des forçages environnementaux capables de perturber les systèmes fluviaux à l'échelle du bassin versant et donc de générer une vague d'aggradation et/ou d'incision responsable de la formation d'un nouveau plan de terrasse délimité par son talus. Il est généralement admis que les cycles climatiques de 100 ka sont le principal moteur de contrôle des cycles aggradation-incision responsables de la formation des séquences de terrasse pléistocènes (Bridgland, 2000, 2006 ; Lewis et al. 2001 ; Vandenberghe & Maddy, 2001 ; Vandenberghe, 2003,

2015 ; Macklin et al., 2012). Il semble d'ailleurs que le climat contrôle la dynamique des systèmes fluviaux jusqu'à leur extrémité aval, en particulier lorsque ces derniers débouchent sur des plates-formes continentales qui étaient largement exondées pendant les périodes froides (Bridgland, 2000 ; Vandenberghe & Maddy, 2001 ; Vandenberghe, 2003 ; Bridgland & Westaway, 2008 ; Delmas et al., 2018). Par contre, lorsque les cours d'eau débouchent sur des plates-formes de taille réduite, les variations eustatiques sont susceptibles de modifier la pente aval des profils en long et donc de provoquer une vague d'aggradation ou d'incision sur des distances notables vers l'intérieur des terres (Schumm, 1993 ; Merritts et al., 1994 ; Törnqvist, 1998).

Dans la gamme des forçages environnementaux liés au climat, la densité de la couverture végétale joue un rôle central car elle contrôle la dénudation des versants, donc le volume et la granulométrie de la charge solide qui transite dans le système fluvial (Vandenberghe et al., 1984 ; Huisink, 2000 ; Millar, 2000 ; Van Huissteden & Kasse, 2001). L'intensité et le régime saisonner des précipitations entrent aussi en ligne de compte car ils contrôlent la puissance de l'écoulement plus efficacement que d'autres paramètres climatiques tels que les précipitations moyennes annuelles ou les températures moyennes annuelles. Enfin, plusieurs auteurs soulignent le rôle du permafrost, qui imperméabilise les sols et accélère le ruissellement de surface (Woo, 1993). Dans ce schéma, les périodes d'aggradation ne sont pas strictement calquées, comme on l'a longtemps cru (Penck and Brückner, 1909 ; review in Bridgland, 2000), sur les périodes froides, pas plus que les périodes d'incision sur les périodes tempérées. Il apparaît en fait que l'aggradation des cours d'eau se produit aussi bien en période froide qu'en période tempérée, mais selon des modalités différentes en fonction des caractéristiques environnementales du système fluvial (*cf. supra,* Fig. 0.20 et 0.21). Les phases d'incision sont, quant à elle, strictement associées aux périodes de transition climatique (Fig. 0.22). Les transitions *cold to warm* se traduisent par des phases d'incision majeures, évidentes dans la plupart des bassins fluviaux. Les transitions *warm to cold* se traduisent quant à elles par des incisions de faible ampleur, peu étendues spatialement et de courte durée car elles sont cantonnées à des périodes très brèves au cours desquelles la végétation protège encore efficacement les versants, empêchant toute augmentation de la charge solide, alors que l'intensité accrue des précipitations a déjà provoqué une augmentation de la puissance des écoulements. Si les conditions froides persistent, la végétation protège de moins en moins les versants, le volume et la taille de la charge alluviale augmentent et le système fluvial s'équilibre peu à peu autour d'une tendance à l'alluvionnement grossier, qui va persister tant que les conditions froides demeurent. Inversement, dès que l'incision contrôlée par les transitions climatiques *cold to warm* a ajusté la morphologie du chenal aux nouvelles conditions climatiques (tempérée), le système fluvial se stabilise autour d'une nouvelle forme d'équilibre dynamique qui va se maintenir durant toute la période tempérée et au cours de laquelle vont se déposer des faciès de faible énergie. Ainsi, quelle que soit la temporalité des changements climatiques, deux cycles incision-aggradation sont susceptibles de se produire à chaque couple glaciaire-interglaciaire ; le cycle centré sur les périodes froides se caractérise par une incision brève et mineure suivie d'une aggradation grossière et durable (cf. situations 4 et 5 sur Fig. 0.22) tandis que le cycle centré sur les périodes tempérées se caractérise par une incision majeure et généralisée suivie par une aggradation modeste et de faible énergie (cf. situations 1, 2 et 3 sur Fig. 0.22). Dans ces conditions, on comprend pourquoi la tendance à l'incision a longtemps été considérée comme caractéristique des périodes tempérées ou interglaciaires et la tendance à l'accumulation caractéristique des périodes froides ou glaciaires des périodes tempérées ou

interglaciaires (Vandenberghe, 2008). Cela explique aussi pourquoi on observe fréquemment un niveau de terrasse par cycle climatique de 100 ka (Bridgeland & Westaway, 2008).

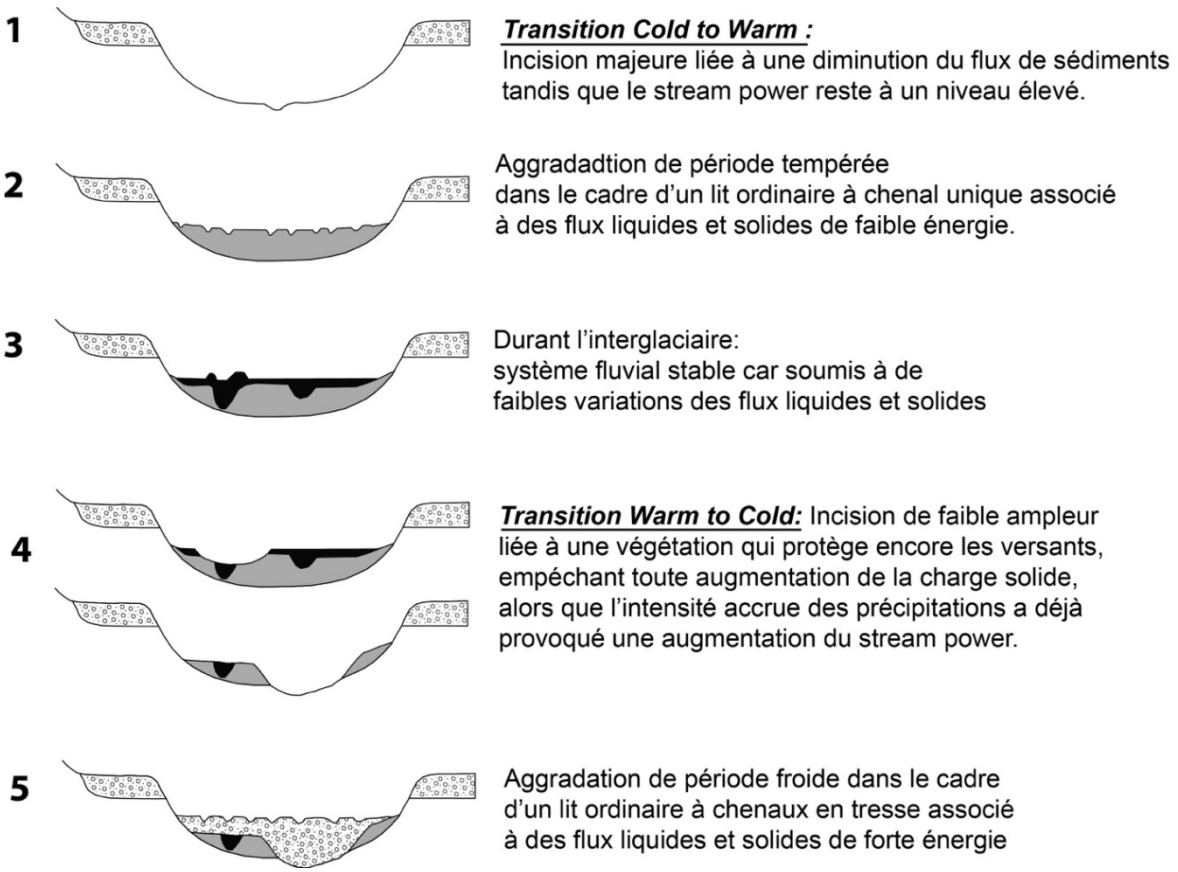


Figure 0.22. Transitions climatiques et ajustement des systèmes fluviaux.
Extrait de Maddy et al. (2001), modifié

Cependant, il est important de préciser que ce modèle d'évolution des systèmes fluviaux en réponse aux changements climatiques quaternaires repose sur des observations et des données chronologiques acquises sur les bassins fluviaux des plaines et bas plateaux du nord de l'Europe (Tamise, Somme, Solent, Moselle, etc…). Il est par conséquent adapté aux systèmes de terrasses mis en place en contexte périglaciaire, à des distances suffisamment éloignées des fronts glaciaires pour que ces derniers ne conditionnent plus les flux liquides et solides en transit dans le système fluvial. Par contre, à proximité des zones englacées, la dynamique fluviale est très étroitement contrôlée par la dynamique des fronts glaciaires. On sait depuis Penck & Bruckner (1909) que les nappes fluvioglaciaires se construisent en phase avec les épisodes de progression et de stationnement des fronts glaciaires. Le principal argument est morpho-stratigraphique : la fréquente continuité topographique observée entre les constructions morainiques frontales et les nappes fluvioglaciaires a permis d'envisager que ces dernières se construisent au cours des épisodes de progression et/ou de stationnement des fronts glaciaires (les phases 'anaglaciaires' de Trevisan, 1949). Cela s'accorde d'ailleurs avec la tendance à l'aggradation observée sur les torrents proglaciaires actuels, où le style fluvial en tresses traduit un état d'équilibre dynamique entre un régime hydrologique contrasté, à fortes variations de débit et de vitesse, et une charge alluviale abondante et grossière nourrie par l'efficacité de l'érosion en contexte glaciaire (Gurnell & Clark, 1987). Compte tenu de cet ensemble

d'arguments, de très nombreux travaux utilisent les données chronologiques acquises sur les terrasses fluvioglaciaires (*outwash terraces*) pour dater les stades d'englacement auxquels ces nappes sont topographiquement raccordées (Hein, 2009, 2010). Dans ce schéma, les épisodes de déglaciation sont plutôt associés à de l'incision ; incision longtemps associée à l'augmentation du volume d'eau issu de la fonte des glaces et à l'allongement vers l'amont du profil en long des cours d'eau suite au retrait du front glaciaire (Mandier, 1984 ; Vaskou, 1984 : phases 'cataglaciaires' de Trevisan, 1949).

Parallèlement, Church & Ryder (1972, 1989) ont montré que les épisodes de déglaciation engendrent une crise érosive majeure au cours de laquelle les taux de dénudation du substrat rocheux, la liquidation du stock de sédiments glaciogéniques et donc le volume de sédiments en transit dans le bassin versant atteignent des valeurs maximales. Dans ces conditions, l'aggradation des nappes fluvioglaciaires n'est pas seulement contemporaine des phases de progression et de stationnement des fronts glaciaires : elle caractérise aussi les périodes de déglaciation (Jackson et al., 1982 ; Owen & Sharma 1998 ; Oetelaar, 2002 ; Barnard et al., 2004 ; Barnard et al., 2006). Des travaux de modélisation ont montré par ailleurs que la durée et l'intensité de cette phase d'ajustement paraglaciaire dépendent (i) du volume de sédiments abandonnés sur les anciennes marges glaciaires, (ii) de la vitesse des processus fonctionnels sur les versants récemment déglacés, et (iii) de toute une gamme de paramètres environnementaux susceptibles de contrôler l'efficacité de l'érosion comme le contexte climatique postglaciaire, les modalités de la reconquête végétale, la taille, la configuration topographique et les caractéristiques géologiques du bassin versant (Church & Slaymaker, 1989 ; Harbor & Warburton, 1993 ; Ballantyne, 2002, 2003). Enfin, ces travaux de modélisation ont montré que la vague sédimentaire d'origine paraglaciaire est susceptible d'affecter la dynamique des bassins fluviaux durant plusieurs millénaires après le début de la déglaciation. Selon Church & Slaymaker (1989), le temps de réponse varie de 1 à 10 ka selon la taille des bassins versants.

L'opportunité de contraindre, sur un même bassin versant, (i) la temporalité des fluctuations glaciaires pléistocènes à partir de données géochronologiques directes sur constructions morainiques et (ii) la temporalité des cycles aggradation-incision dans le système fluvial à partir de données géochronologiques directes sur les nappes fluvioglaciaires, devrait permettre de mieux caractériser et mieux hiérarchiser les contrôles environnementaux fonctionnels au sein des systèmes fluviaux en contexte glaciaire (Delmas et al., 2015 ; Cordier et al., 2017).

4.3.2.2. Quantifier la variabilité spatiale et temporelle de l'incision pléistocène en phase avec les mouvements verticaux de la croûte terrestre

La tectonique active peut, elle aussi, moduler la tendance à l'aggradation ou à l'incision d'un cours d'eau en modifiant la pente de son profil en long et/ou l'efficacité de la dénudation sur le bassin versant en lien avec la fréquence et l'intensité des séismes, mais ce dernier paramètre n'est réellement efficace qu'en contexte orogénique hyperactif. Par contre, quelle que soit la nature climatique, eustatique ou tectonique des forçages environnementaux à l'œuvre dans un système fluvial, les phases d'aggradation et d'incision ne peuvent se matérialiser par un étagement des terrasses fluviatiles que si le bassin versant est installé sur une zone en cours de soulèvement vertical (Bridgland, 2000 ; Schumm et al., 2000 ; Maddy et al., 2000 ; Kiden & Törnqvist, 1998 ; Bridgland & Westaway, 2014 ; Stange et al., 2016 ; Delmas et al., 2018). C'est ce soulèvement vertical de la croûte

terrestre qui crée le dénivelé vertical au-dessus du niveau de base, global ou local, nécessaire au développement de l'incision ; c'est donc ce soulèvement vertical qui permet la localisation de chaque nouveau plan alluvial en contrebas des terrasses formées aux cours des cycles aggradation-incision précédents. Sans tectonique active, une succession de cycles climato-sédimentaire (aggradation-incision) déboucherait sur la formation d'un plan alluvial unique et polygénique. En contexte tectonique subsident, une succession de cycles aggradation-incision se traduira par la superposition de nappes fluviatiles systématiquement ravinées à leur toit, puis fossilisées par le cycle aggradation-incision suivant. Compte tenu de cela, le dénivelé vertical entre deux plans de terrasse, ou entre un niveau de terrasse et le cours actuel de la rivière, sont communément utilisés comme des marqueurs permettant de quantifier la variabilité spatiale et temporelle du soulèvement vertical de la croûte terrestre, sans préjuger d'ailleurs à l'avance des moteurs du soulèvement vertical, qu'ils soient d'origine interne car directement liés à la mobilité intrinsèque de la lithosphère, ou externe car liés aux changements climatiques quaternaires qui déclenchent du rebond isostatique en lien avec une dénudation accélérée de la croûte terrestre (Maddy, 1997, 1998 ; Maddy et al., 2000; Maddy & Bridgland, 2000; Antoine et al., 2000 ; Brocard et al., 2003 ; Starkel, 2003 ; Westaway et al., 2006, 2009 ; Carcaillet et al., 2009 ; Pan et al., 2009 ; Viveen et al., 2012 ; Fuchs et al., 2013, 2014 ; Galen et al., 2015 ; Wang et al., 2015 ; Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2016 ; Olszak, 2017 ; Demoulin et al., 2017 ; Delmas et al., 2018).

5. Les Pyrénées : un laboratoire de terrain

5.1. Une chaîne de montagne d'Europe méridionale aux forts contrastes climatiques

Les Pyrénées offrent un laboratoire de terrain particulièrement intéressant pour analyser l'impact des changements climatiques globaux sur les paléoenvironnements pléistocènes aux échelles locales et régionales car cette montagne occupe à la fois une position charnière entre l'Atlantique et la Méditerranée et une latitude relativement méridionale en Europe occidentale (42-43°). Cette double caractéristique explique l'existence de contrastes climatiques majeurs au sein de l'espace pyrénéen, entre les façades nord et sud d'une part, entre les extrémités orientales et occidentales de la chaîne d'autre part. Actuellement, ces contrastes climatiques sont particulièrement sensibles en termes de volume annuel et de rythme saisonnier des précipitations. Ils sont perceptibles également à travers les températures moyennes mensuelles de janvier et de juillet mais aussi à travers l'insolation annuelle et saisonnière (Fig. 0.23). Au Pléistocène, ces contrastes se sont traduits par des paléoenglacements de taille sensiblement plus réduite sur la façade méditerranéenne de la chaine, où les glaciers étaient fréquemment cantonnés à la zone des cirques ou à des langues de glace de 10 à 20 km de long dans le meilleur des cas. Par contre, dans la moitié occidentale de l'orogène, surtout sur sa façade nord, de grands glaciers de vallée composite de 60 à 80 km de long atteignaient le piémont. Cette position charnière entre deux domaines climatiques fait des Pyrénées un domaine stratégique pour abonder en données paléoenvironnementales les modèles destinés à comprendre la dynamique pléistocène du climat à l'échelle de l'Atlantique nord mais aussi de l'Europe occidentale et méditerranéenne. Or, l'Atlantique nord a été identifié comme une zone clé pour comprendre les phénomènes de couplage entre la circulation atmosphérique et la circulation océanique à l'échelle globale (cf. supra section 3.4.2).

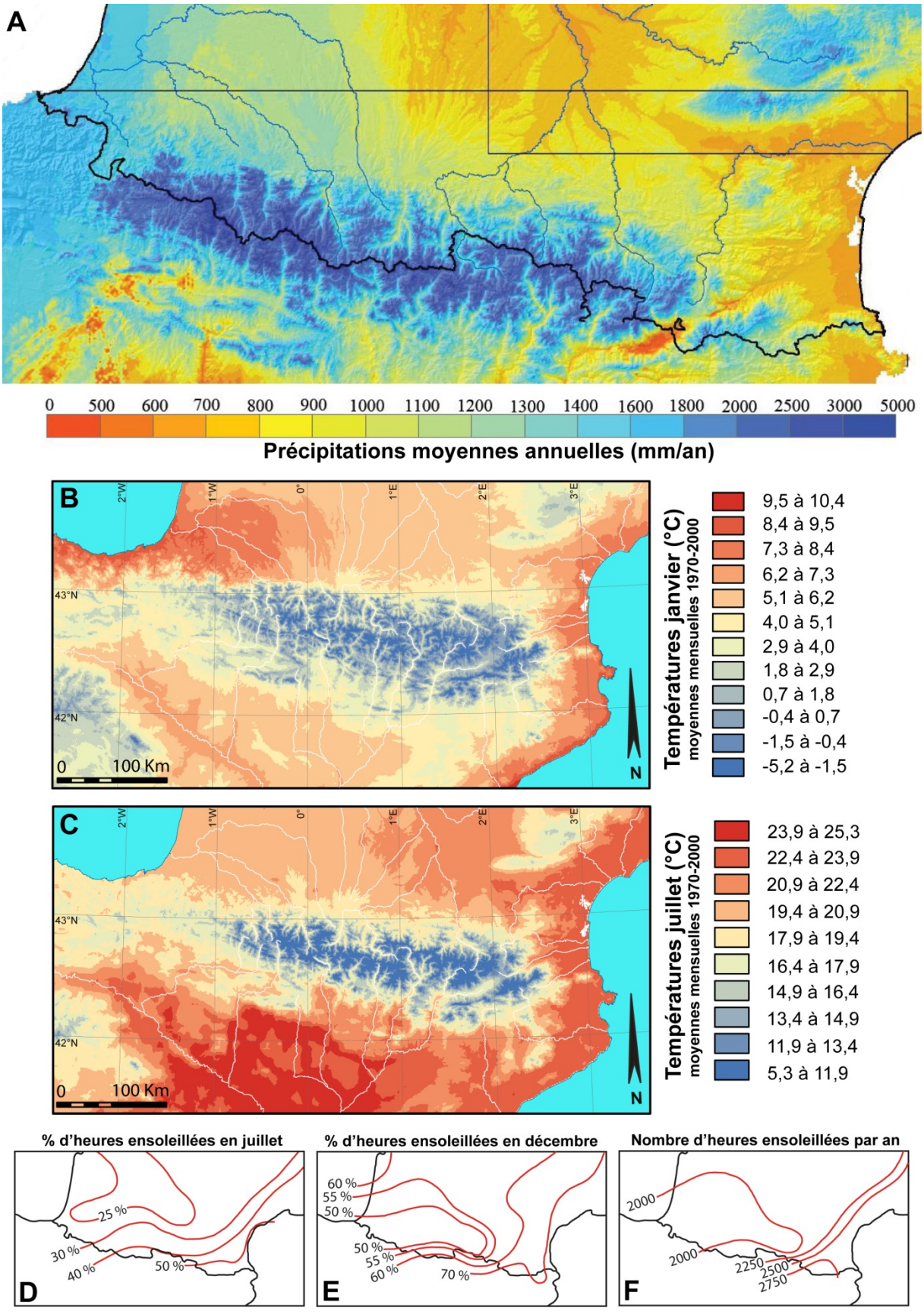


Figure 0.23. Des contrastes climatiques majeurs au sein de l'espace pyrénéen.

A. Extrait de Gottardi (2009), **B et C.** D'après WorldClim version 2 (Fick & Hijmans, 2017). **D et E.** 100% correspondrait à un ensoleillement continu du lever au coucher durant toutes les journées du mois. D, E et F extraits de Kessler & Chambraud (1986).

5.2. Une chaîne de montagne en contexte post-orogénique

5.2.1. Une chaîne de collision ancienne d'âge paléogène

Du point de vue géologique, les Pyrénées sont une chaine de collision intracontinentale ancienne (Barnolas & Chiron, 1996/2018). Elles sont apparues sur un segment de croûte très étirée au Crétacé moyen, avec exhumation locale du manteau et formation de profonds bassins marins de flyschs. Le rapprochement puis de la collision de l'Ibérie et du craton européen se produisent en plusieurs épisodes échelonnés entre 100 et 20 Ma, pendant le Crétacé supérieur et le Paléogène (Fig. 0.24).

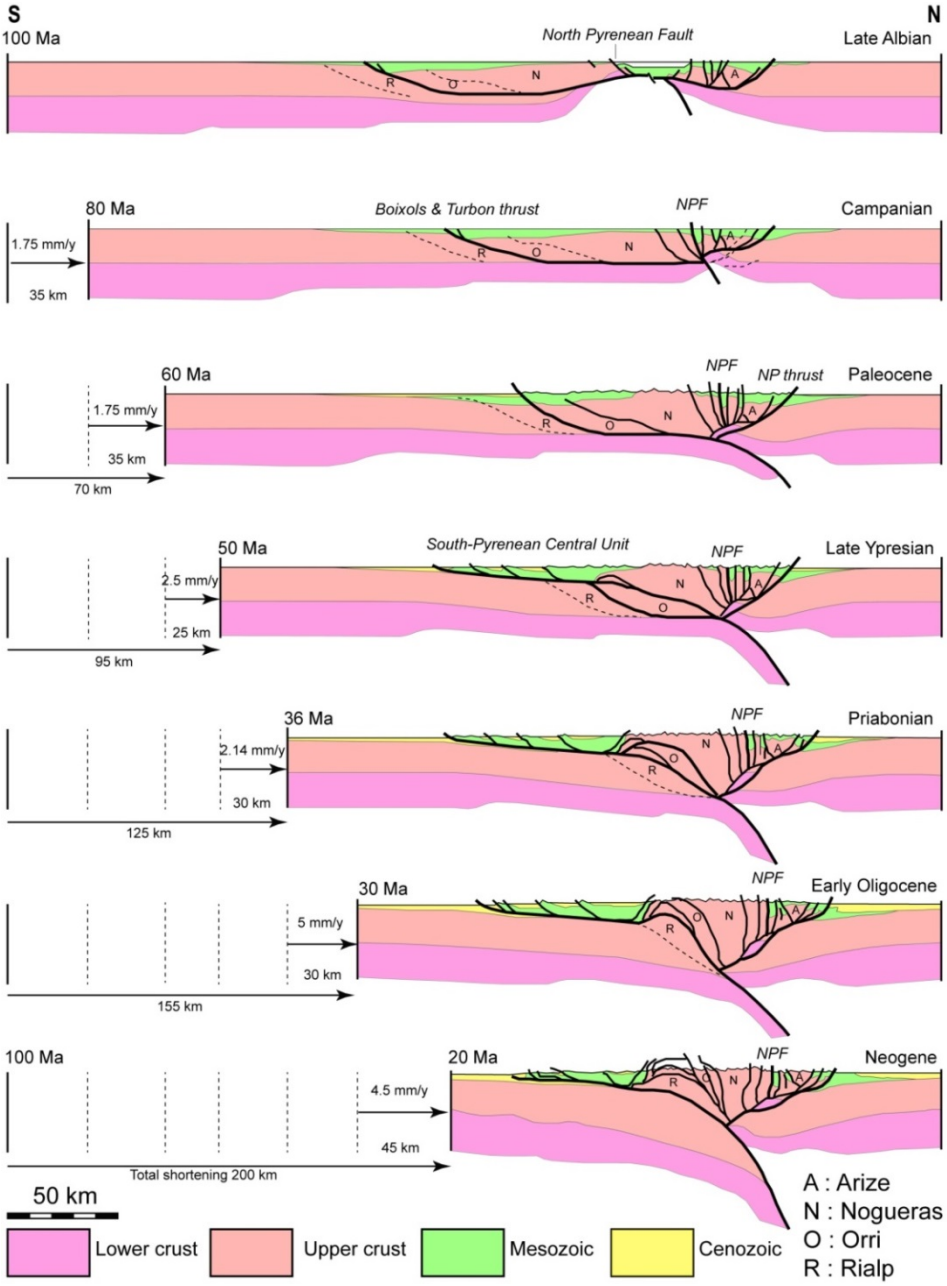


Figure 0.24. Rapprochement des plaques et collision pyrénéenne au Crétacé supérieur et Paléogène. Extrait Vissers & Meijer (2012).

Le raccourcissement tectonique est estimé entre 80 et 165 km selon les transversales et les auteurs (Choukroune, 1992 ; Muñoz, 1992 ; Roure & Choukroune, 1998 ; Vergés et al., 1995, 2002 ; Sinclair et al., 2005 ; Beaumont et al., 2000 ; Vissers & Meijer, 2012 ; Teixell et al., 2018). La compression cesse précocement à l'est, pendant l'Oligocène vers 25 Ma, mais se prolonge au début du Miocène à l'ouest, jusque vers 20 Ma, voire 16 Ma pour certains auteurs (Huyghe et al., 2009). L'organisation actuelle de la chaine en grandes unités structurales résulte directement de cette phase compressive (Fig. 0.25).

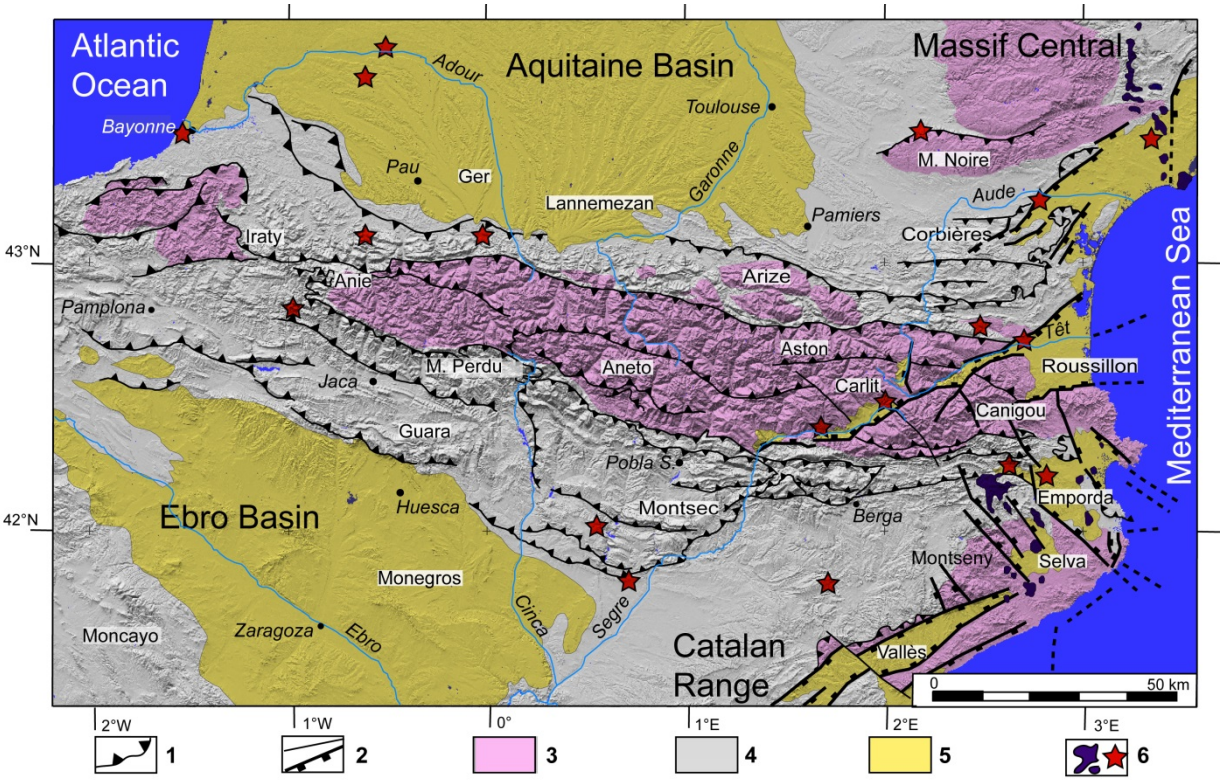


Figure 0.25. Les grandes unités structurales des Pyrénées.

1. Principaux chevauchements. **2.** Principales failles dont failles à fonctionnement néogène. **3.** Socle hercynien. **4.** Couverture sédimentaire marine du Trias à l'Eocène et molasses continentales paléogènes. **5.** Séquence continentale et marine néogène. **6.** Volcanisme néogène et Quaternaire, marqueurs néotectoniques Quaternaire. Extrait de Calvet et al. (2008).

5.2.1.1. La Zone axiale

La Zone axiale dérive de la croûte ibérique. Elle est faite de roches sédimentaires et volcano-sédimentaires d'âge protérozoïque et paléozoïque qui ont été intrudées de plutons granitiques dès l'Ordovicien. Au cours de l'orogenèse hercynienne, entre 330 et 290 Ma, les terrains sont fortement plissés, métamorphisés (les granites ordoviciens sont transformés en gneiss) et intrudés par une nouvelle génération de plutons granitiques. Les roches massives, plutons granitiques, gneiss, micaschistes très métamorphiques, affleurent majoritairement dans la moitié orientale de la chaîne, tandis qu'à l'ouest, les sédiments paléozoïques peu ou pas métamorphiques prédominent, associés à quelques plutons de taille plus réduite. Au Permien puis au Trias inférieur, la chaîne hercynienne est complètement arasée en régime continental avant le retour de conditions marines peu profondes qui déposent du Lias au Crétacé inférieur d'épaisses séries surtout carbonatées. Cette couverture sédimentaire a pour l'essentiel disparu de la zone axiale lors de l'orogenèse pyrénéenne, par érosion et par départ des nappes de charriage.

5.2.1.2. Les zones Nord- et Sous-pyrénéennes

La zone nord-pyrénéenne est séparée de la zone axiale par un accident tectonique majeur, la faille nord-pyrénéenne, considéré souvent comme la limite de plaque entre l'Ibérie et l'Europe. Elle est formée par la couverture sédimentaire jurassique et crétacé inférieur de la marge européenne qui a été plissée et déracinée en écailles. Sa partie la plus interne, dans la zone de croûte très amincie et/ou de manteau exhumée, a été transformée en marbres et cornéennes massives par un métamorphisme thermique intense au Crétacé moyen. Le socle hercynien de cette unité émerge localement sous forme de massifs eux aussi déracinés et écaillés. Par l'intermédiaire du chevauchement frontal nord-pyrénéen, cette zone surmonte la zone sous-pyrénéenne, principalement formée de Crétacé supérieur, de Paléocène et d'Eocène inférieur marin ou continental, le tout plus modérément plissé.

5.2.1.3. La Zone Sud-pyrénéenne

Elle correspond à un empilement complexe de nappes de charriage qui ont été déplacées de plus de 50 km vers le sud. Les plus hautes dans la pile tectonique représentent la couverture de la zone axiale, donc la marge ibérique, avec un Jurassique et un Crétacé inférieur carbonatés épais. Les plus basses nappes comportent une série mésozoïque plus lacunaire mais surmontée par une puissante série marine de l'Eocène inférieur à moyen, où des flyschs très épais surmontent des carbonates.

5.2.1.4. Les piémonts molassiques

Ils enregistrent l'histoire géomorphologique de la chaîne à travers de puissantes accumulations détritiques synorogéniques essentiellement paléogènes : conglomérats de Palassou au nord, conglomérats de Berga et leurs équivalents au sud, épais de 2 à 3 km. Sur le versant méridional, ces conglomérats portés en altitude par le soulèvement récent des Pyrénées peuvent former de véritables reliefs montagneux approchant 2000 m, ce qui n'est jamais le cas sur le versant nord. La molasse miocène est mince (200-300 m) et peu grossière en Aquitaine (Crouzel, 1957 ; Schoeffler J., 1973), plus puissante (jusqu'à 1600 m, Arenas et al., 2001) et conglomératique dans la seule partie occidentale du bassin de l'Ebre.

5.2.2. Un aplanissement généralisé au début du Néogène

A partir de l'Oligocène, la tectonique de collision cède la place à une tectonique extensive liée à la migration du bloc corso-sarde vers l'est et à l'ouverture du bassin algéro-provençal. Par ailleurs, cette tectonique extensive est responsable de la formation, surtout dans la moitié orientale de la chaîne, de grands fossés d'effondrement à remplissage oligo-miocène (bassin de Narbonne, Tuchan, Roussillon, Conflent, Vallès). Ce morcellement de l'orogène en horst et graben multiples a facilité la destruction du relief né de la collision pyrénéenne et la formation de surfaces d'aplanissement, actuellement conservées en position culminante sur les hauts massifs de la zone axiale comme sur les marges de la chaîne (Fig. 0.26).

Si l'existence d'aplanissements culminants est un fait unanimement accepté et avéré de longue date (Birot, 1937), certains auteurs ont privilégié un mécanisme d'altiplanation, c'est à dire la réalisation d'aplanissements en altitude, et donc un maintien du volume montagneux pyrénéen tout au long du Néogène, l'incision des vallées n'intervenant que très tardivement, en phase avec les

changements climatiques de la fin du Néogène (Babault et al., 2005 ; Bosch et al., 2016). Cependant, plusieurs arguments stratigraphiques, paléontologiques et thermochronologiques indiquent que la montagne est quasi intégralement aplanie, sauf peut-être dans sa partie occidentale, entre les massifs de la Maladeta et du Balaïtous, entre le début du Néogène et le Miocène moyen, et que l'aplanissement se s'est réalisé en relation avec le niveau de base marin (Calvet, 1996 ; Calvet & Gunnell, 2008 ; Gunnell et al., 2008, 2009).

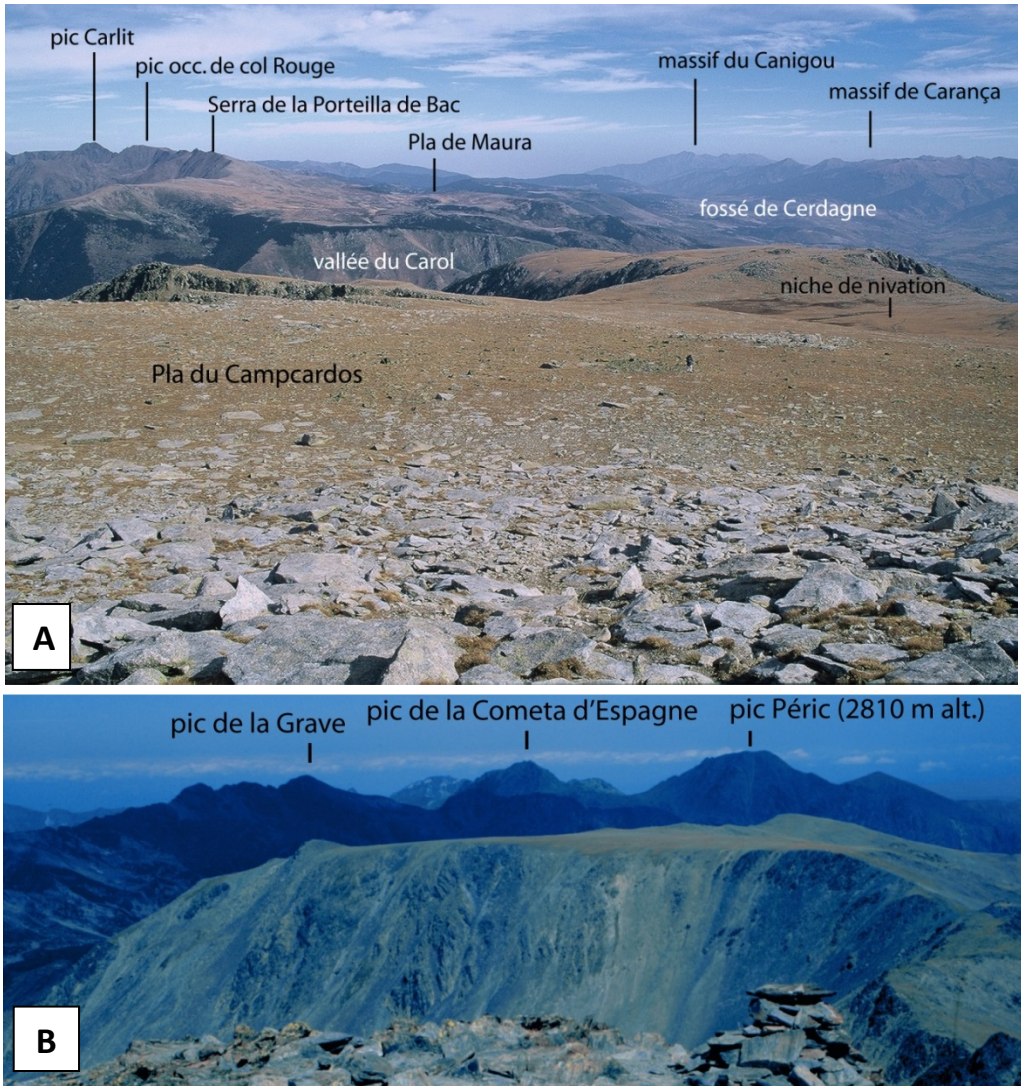


Figure 0.26. Les surfaces d'aplanissement en position culminante de la haute chaîne axiale.
A. *Les Plas* du Carlit et du Campcardos sud vus depuis le pic Pédros de Campcardos.
B. Le Pla du Carlit depuis le pic Carlit, vue vers l'est.

5.2.3. La mise en place tardive des grands volumes montagneux actuels

Dans ces conditions, le relief actuel des Pyrénées est essentiellement lié aux mouvements verticaux survenus en contexte post-orogéniques depuis environ 10 Ma. Cette surrection récente semble contrôlée par des phénomènes thermiques et/ou mécaniques localisés à la base de la lithosphère et/ou dans le manteau (Gunnell et al., 2008, 2009). Il s'accompagne de jeux de blocs faillés en extension et parfois en compression (Philip et al., 1992 ; Calvet, 1996) ainsi que de la formation de fossés à remplissage détritique grossier et puissant pendant tout le Miocène supérieur (Emporda, Vallès, Cerdagne, Val d'Aran, Calvet & Gunnell, 2008 ; Ortuño et al., 2013 ; Ortuño &

Vilaplana-Muzas, 2018). Il est aussi attesté par les flores thermophiles vallésiennes et turoliennes de Cerdagne et du Val d'Aran, identiques à celles des bassins littoraux, mais actuellement situées entre 1200-1400 m (Cerdagne) et près de 2000 m (val d'Aran, Suc & Fauquette, 2012 ; Ortuño et al., 2013). Ajoutons que de nombreux indices néotectoniques permettent de suivre la déformation jusque dans le Quaternaire (Philip, 2018).

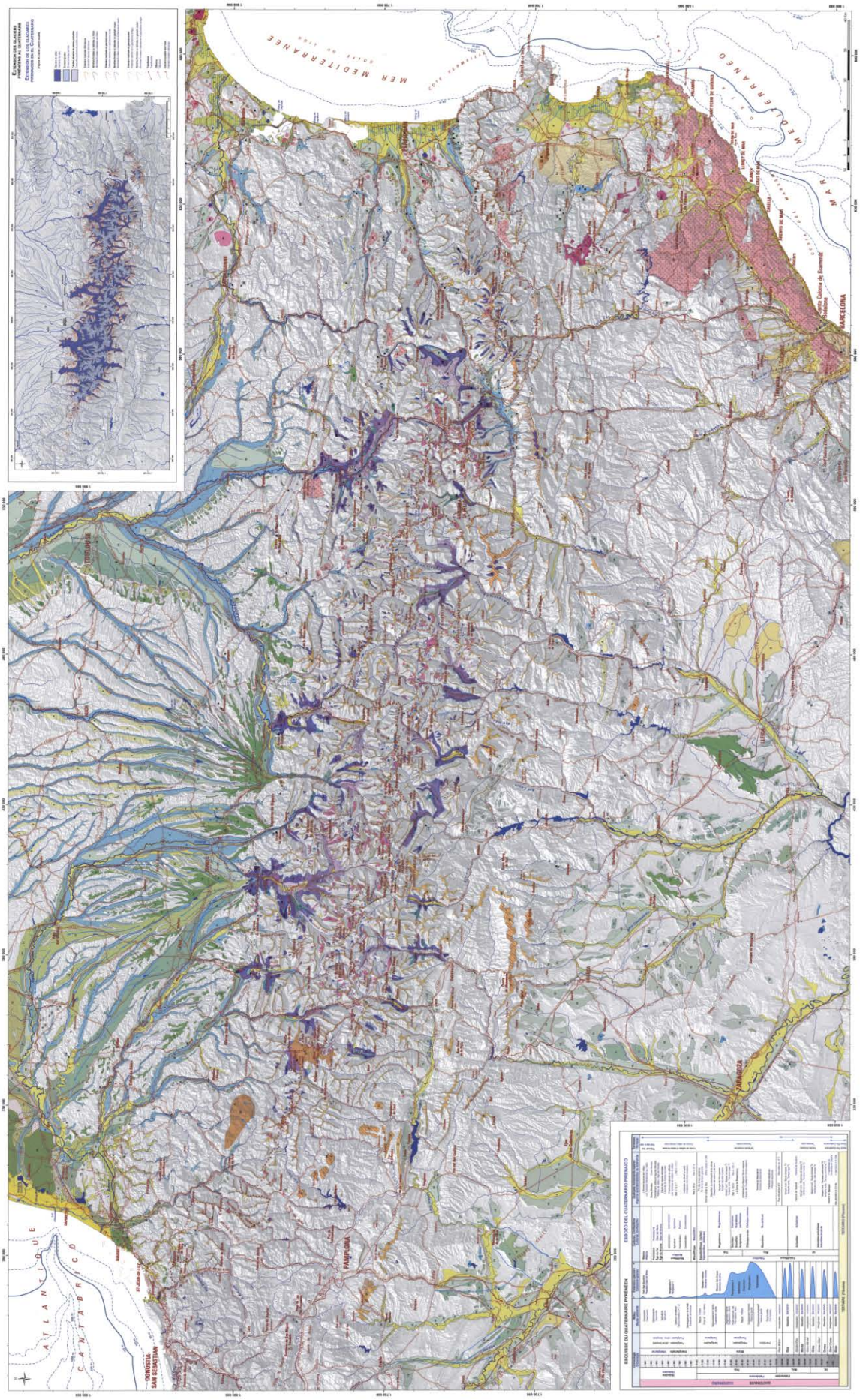
5.2.4. Quantifier le soulèvement post-orogénique des Pyrénées

Les aplanissements offrent donc un marqueur géomorphologique permettant de quantifier le soulèvement post-orogénique des Pyrénées depuis ~10 Ma et sa variabilité entre haute chaine axiale et bas plateaux des avant-pays nord- et sud- pyrénéens. Il est de l'ordre de 200 mm/ka (soit 0,2 mm/an) au droit des plus hauts massifs, donc trop lent pour être détecté par les mesures GPS actuelles qui indiquent 0,1 ± 0,2 mm/an (Nguyen et al., 2016). Mais il reste difficile d'apprécier d'éventuels changements de rythmes sur des pas de temps plus courts. Les galeries karstiques étagées fournissent un marqueur de l'incision des vallées directement transposable en termes de soulèvement (52,5 m/Ma depuis 5,14 ka, 92 m/Ma depuis 1 Ma, Calvet et al., 2015b) mais ces valeurs ne sont valables qu'en un point précis du bassin versant (le massif du Coronat dans l'est des Pyrénées). Par ailleurs, les profils en long des terrasses fluviales étagées fournissent d'autres jalons géomorphologiques qu'il est impératif de dater afin de pouvoir apprécier la variabilité spatiale et temporelle de l'incision pléistocène des vallées, donc du soulèvement récent de la chaîne dans les zones de piémonts et dans les segments de vallées qui n'ont pas été englacés (Delmas et al., 2018).

5.3. Une cartographie des séquences fluviales et glaciaires pléistocènes pour l'essentiel en place

Enfin, les Pyrénées se caractérisent par une cartographie relativement exhaustive des séquences fluviales et glaciaires pléistocènes. Sur la façade nord, l'information a été synthétisée au 1/50 000 par le Bureau des Recherches Géologique et Minières (BRGM) dans le cadre du programme de la carte géologique de la France (1960-2010). Des travaux analogues ont été menés sur le territoire espagnol par l'Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Contrairement aux séries précédentes établies au 1/80 000, les cartes géologiques au 1/50 000 du BRGM et de l'IGME accordent une attention particulière aux formations superficielles car elles sont le support de la plupart des activités humaines ; elles sont aussi le support des sols, de la biosphère et d'importantes ressources en eau. Leur cartographie a donc été systématique depuis les années 1960. Ces cartes mentionnent à la fois la signification génétique des formations (fluviatile, glaciaire, éolien…) et leur position dans le cadre de stratigraphies relatives souvent adossées à des critères géométriques, éventuellement altérologiques et pédologiques, beaucoup plus ponctuellement des datations numériques. De même, les morphologies de surface (cordons morainiques, plans de terrasse, talus de sapement fluvial, cône de déjection) ne sont que très ponctuellement reportées. La principale limite de ces documents réside cependant dans leur relative ancienneté (de nombreuses cartes pyrénéennes ont été établies au cours des années 1970) et le fait qu'elles reproduisent les stratigraphies du Quaternaire qui prévalaient au moment de leur publication. Dans le cas des Pyrénées, la carte au 1/400 000 des formations pléistocènes publiée en 2009 par le BRGM et l'IGME (Fig. 0.27) répare en grande partie les problèmes de raccord géométrique et de corrélation stratigraphique que l'histoire des publications des différentes feuilles géologiques avait progressivement introduit.

Figure 0.27. Les dépôts pléistocènes des Pyrénées (BRGM/IGME, 2009).


MER MEDITERRANEE
MEDITERRANEO
MAR
BARCELONA
TOULOUSE
PAMPLONA
ZARAGOZA
DONOSTIA
SAN SEBASTIAN
ATLANTIQUE
CANTABRICO

Chapitre 1
Un outil, différentes applications en géochronologie et géomorphologie

1-Du rayonnement cosmique primaire à la production de nucléides cosmogéniques terrestres

Les nucléides cosmogéniques terrestres (TCN) sont des isotopes formés dans l'environnement terrestre. La production des TCN est issue de cascades de réactions nucléaires provoquées par le flux ininterrompu de particules cosmiques primaires et secondaires qui impactent l'atmosphère et les premiers mètres de la croûte terrestre (Gosse & Philips, 2001 ; Niedermann, 2002 ; Siame et al., 2000 ; Dunai, 2010 ; Dunai & Lifton, 2014, Fig. 1.1). Certains isotopes cosmogéniques, comme par exemple l'^{3}He et le ^{21}Ne sont stables. D'autres se caractérisent au contraire par une période de décroissance radioactive ; c'est notamment le cas du ^{14}C, du ^{36}Cl, de l'^{26}Al et du ^{10}Be dont la demi vie est respectivement de 5 568 ± 30 ans (Lederer et al., 1978), 301 ± 2 ka (Holden, 1990), 717 ± 17 ka (Samworth et al., 1972 ; Granger, 2006) et 1,387 ± 0.012 Ma (Chmeleff et al., 2010 ; Korchinek et al, 2010).

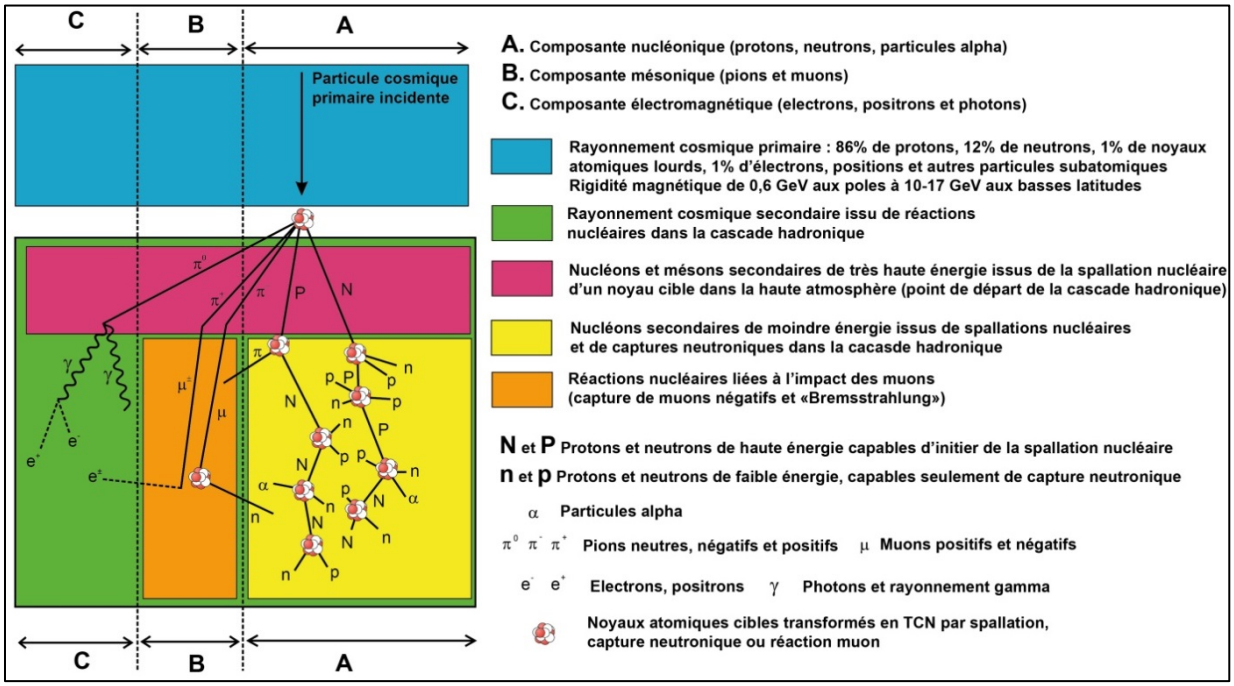


Figure I.1. Formation des nucléides cosmogéniques terrestres dans la cascade hadronique.
D'après Dunai (2010), modifié.

1.1. Le rayonnement cosmique primaire

Le rayonnement cosmique primaire est un flux de particules de très haute énergie qui voyagent dans l'espace à des vitesses proches de celle de la lumière. Les plus énergétiques d'entre elles (10^{6} à 10^{20}

électronvolts, eV) ont une origine galactique. Leur très haute énergie résulte d'ondes de choc liée à l'explosion de supernovæ, ces gigantesques étoiles en fin de vie situées à l'intérieur et l'extérieur de notre galaxie. Ce flux d'origine galactique est considéré comme parfaitement constant au cours des derniers 10 Ma (Leya et al., 2000). Les particules les moins énergétiques (10^3 à 10^6 eV) du rayonnement cosmique primaire proviennent d'éruptions à la surface de notre soleil (Masarik & Reedy, 1995). Contrairement au flux galactique, le flux d'origine solaire est très instable au cours du temps ; il varie en fonction des cycles d'activité du soleil, dont la période est de 11 ans et au cours desquels l'occurrence et l'intensité des éruptions fluctuent considérablement. Ainsi, le flux cosmique d'origine solaire peut atteindre 10^6 protons.cm^{-2}.s^{-1} pendant les très fortes éruptions, alors qu'il ne dépasse pas quelques centaines de protons.cm^{-2}.s^{-1} pendant les périodes de très faible activité (Lal & Peters, 1967 ; Siame et al., 2000).

A proximité de la Terre, le flux cosmique primaire est essentiellement constitué des noyaux d'atomes privés de leurs électrons, donc chargés positivement : 86% sont des noyaux d'hydrogène (protons), 12% des noyaux d'hélium (particules alpha), 1% des noyaux atomiques plus lourds comme le fer et le nickel. Le reste est essentiellement constitué d'électrons (~ 1%), et très marginalement de positrons et autres particules subatomiques (Fig. 1.1).

1.2. Interaction du rayonnement avec le champ magnétique terrestre

Comme toutes les particules chargées, le rayonnement cosmique primaire est affecté par le champ magnétique terrestre. Dans un champ magnétique, la force de Lorenz accélère les particules chargées. Par ailleurs, elle les dévie d'autant plus fortement que leur énergie est faible, d'où la trajectoire extrêmement complexe des particules déviées de faible énergie, et que l'angle d'incidence avec lequel elles percutent les lignes de champ est élevé (Fig. 1.2).

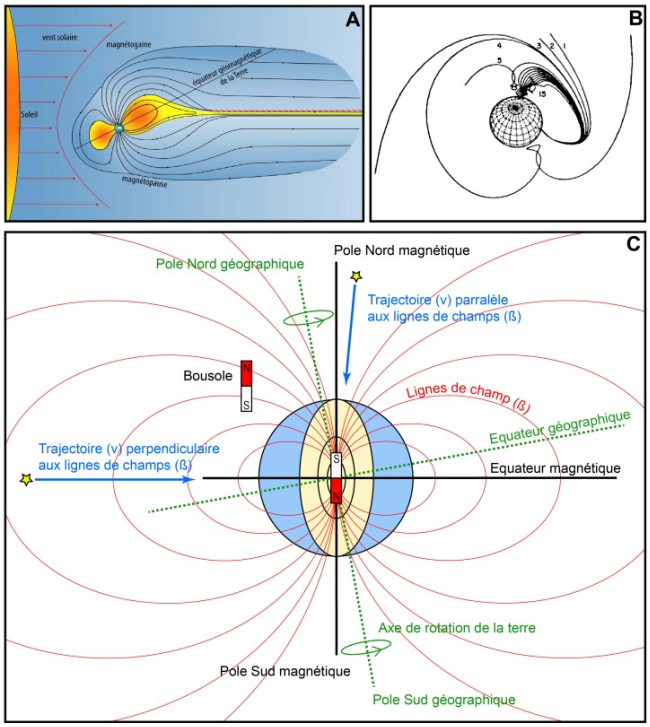


Figure 1.2 : La barrière géomagnétique.

A. La magnétosphère. Extrait de Petit (2018).

B. Trajectoire de particules chargées de différentes énergies (rigidité) ayant percuté le champ géomagnétique au même point. Les particules les moins énergétiques subissent la déviation la plus importante et suivent les trajectoires les plus complexes. Extrait de Smart et al. (2005).

C. Modalités de déviation des particules cosmiques primaires par le champ géomagnétique terrestre. Les particules chargées sont déviées d'autant plus fortement que leur énergie est faible, d'où la trajectoire extrêmement complexe des particules de faible énergie (B), et que l'angle d'incidence avec lequel elles percutent les lignes de champs est élevé.

Dans la mesure où il est isotrope à proximité de la Terre, le flux cosmique primaire est dominé par des particules incidentes dont la trajectoire est proche de la verticale par rapport à la surface de la

Terre. Aussi, les particules primaires qui percutent le champ géomagnétique à la latitude de l'équateur ont une direction (v) quasi perpendiculaire aux lignes de champ (ß) ; la déflection par la force de Lorenz y est donc maximale. Par contre, au niveau des pôles, la trajectoire des particules cosmiques est quasi parallèle aux lignes de champ, donc la déflection y est minimale. Autrement dit, la rigidité magnétique des particules cosmiques est maximale à l'équateur et minimale aux pôles (Fig. 1.3).

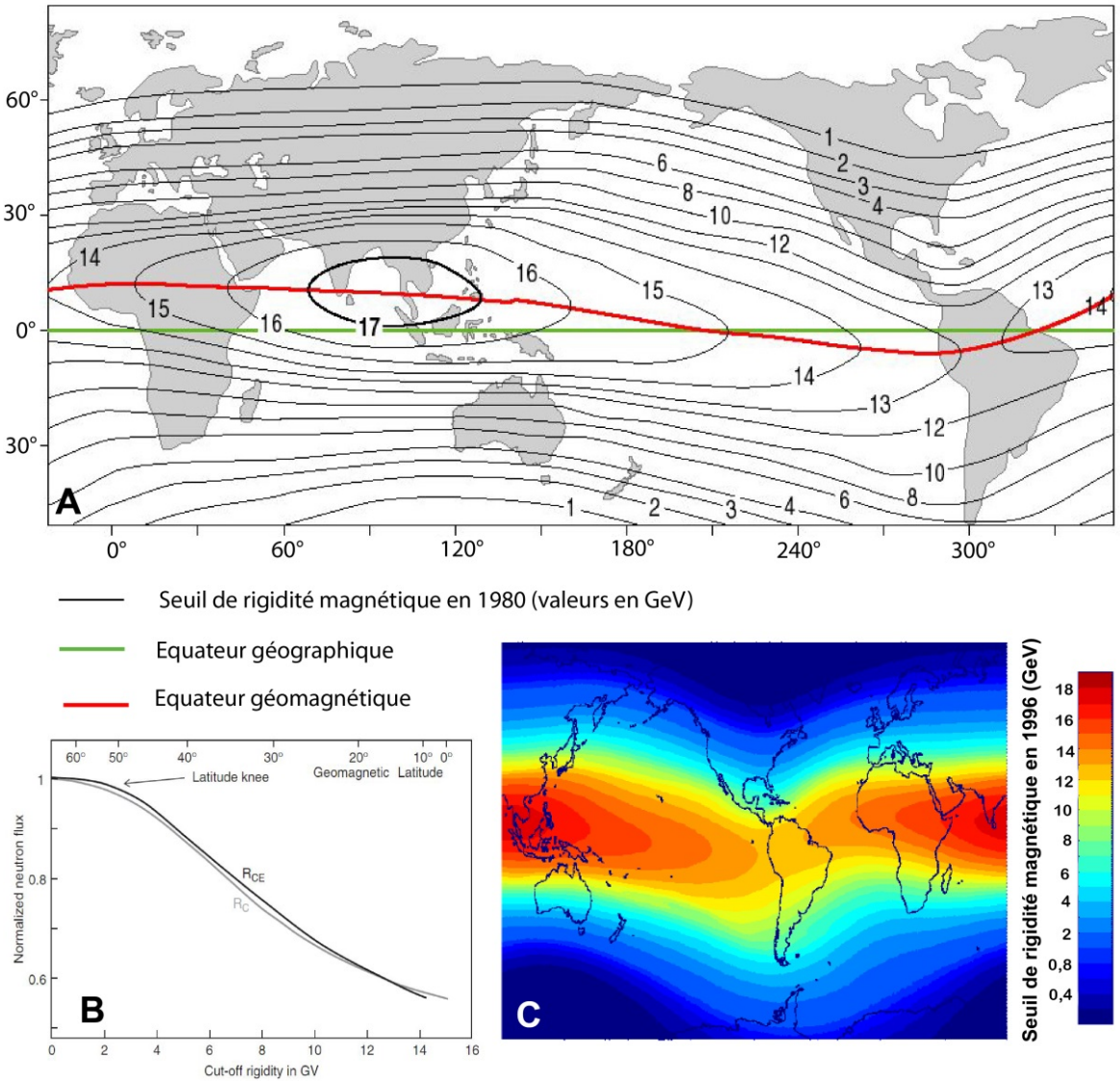


Figure I.3. Variabilité latitudinale du seuil de rigidité magnétique.

A et **C**. Seuil de rigidité magnétique en 1980 et 1996, en GeV. Extraits de Mertens et al. (2012). **B.** Flux de neutrons au niveau de la mer versus seuil de rigidité magnétique en GeV. Les courbes noires (Rce) et grises (Rc) représentent la rigidité magnétique calculée d'après les données de Rose et al. (1956), et dérivée respectivement par Desilets et al. (2001) et Dunai (2000, 2001a,b). Extrait de Dunai (2010).

La rigidité magnétique est une grandeur qui quantifie la déflexion d'une particule soumise à un champ magnétique. Elle se mesure en eV. Dans la zone intertropicale, le seuil de rigidité magnétique est actuellement supérieur à 10 GeV, avec un maximum de 17 GeV au droit de l'Indonésie et du sud de l'Inde. Cela signifie qu'à ces latitudes, seules les particules de très haute énergie (supérieures à 10 GeV) peuvent franchir le champ magnétique qui protège la Terre et, donc, interagir avec les atomes constitutifs de l'environnement terrestre (cf. section 1.3). Au niveau des pôles, la rigidité magnétique est en théorie nulle et toutes les particules, y compris les plus faibles en énergie, devraient franchir la

barrière géomagnétique. Dans les faits, cependant, le seuil de rigidité magnétique minimum oscille entre 0,3 et 1,2 GeV au droit des pôles géomagnétiques en raison des perturbations du champ liées au vent solaire et aux cycles d'activité solaire de 11 ans (Michel et al., 1996 ; Masarik & Beer, 1999 ; Usoskin et al., 2005 ; Wiedenbeck et al., 2005, Fig. 1.2a).

Au total, on retiendra que le seuil de rigidité magnétique décroit régulièrement avec la latitude (« effet latitude ») à un rythme constant sur une large bande qui va de l'équateur aux 50°-60° parallèles. Au-delà, vers les hautes latitudes, le seuil de rigidité continue de décroître mais à un rythme sensiblement plus faible (effet genou : « latitude knee ») puisque le seuil de rigidité magnétique y oscille seulement entre 2-3 GeV et 0,3-1,2 GeV, qui sont les valeurs minimales enregistrées aux pôles magnétiques (Fig. 1.3b). Par ailleurs, le fort différentiel d'énergie entre les composantes solaire et galactique du rayonnement cosmique primaire explique que la composante galactique domine en permanence la production de nucléides cosmogéniques terrestres, car elle seule est dotée d'une énergie suffisante pour franchir massivement la rigidité du champ magnétique terrestre. Enfin, il est important de noter que l'ensemble des valeurs de rigidité magnétique connues proviennent de mesures réalisées au cours de la période actuelle. Or, comme l'intensité du champ géomagnétique n'est pas stable au cours des temps géologiques, les valeurs du seuil de rigidité magnétique en différents points du globe ont nécessairement fluctué (cf. section 2.2.1).

1.3. Interaction avec les noyaux atomiques de l'environnement terrestre

Compte tenu de la rigidité magnétique du rayonnement cosmique primaire, seules les particules les plus énergétiques peuvent franchir la barrière que forment les lignes de champ et interagir avec les atomes de l'environnement terrestre. Dès lors, il se produit une cascade de réactions nucléaires appelée « grande gerbe », ou « gerbe hadronique » au cours de laquelle une succession de **réactions de spallation**, de **capture neutronique** et de **réactions muons** produit une large gamme de nucléides cosmogéniques : d'abord dans l'atmosphère (TCN atmosphériques), puis dans les premiers mètres de la croûte terrestre (TCN produits *in situ*). Dans le même temps, ces réactions nucléaires libèrent un flux de particules secondaires, encore très énergétiques dans la haute atmosphère, mais dont l'énergie va se dissiper progressivement tout au long de la cascade hadronique (Fig. 1.1).

1.3.1. Des spallations nucléaires dans la haute atmosphère déclenchent la cascade hadronique

Dans haute atmosphère, le mécanisme qui domine la production de TCN est la spallation nucléaire. La spallation est une réaction nucléaire au cours de laquelle une particule incidente possède suffisamment d'énergie pour pénétrer un noyau atomique cible et, du fait de la violence de l'impact, éjecter une partie des protons et neutrons qui le constituent. Ce processus ne peut fonctionner que si l'énergie de la particule incidente est largement supérieure à l'énergie de liaison (7–9MeV) qui assure la stabilité de l'atome cible. Concrètement, le spectre énergétique des particules incidentes responsables de spallations nucléaires oscille entre 50 MeV et plusieurs GeV (Dunai, 2010). Compte tenu de la rigidité magnétique du flux cosmique primaire, l'énergie des particules primaires qui franchissent la barrière géomagnétique et entrent en contact avec la haute atmosphère est largement suffisante, quelle que soit la latitude, pour déclencher des spallations. Cela explique pourquoi la spallation nucléaire domine la cascade hadronique dans la haute atmosphère.

La spallation nucléaire est un processus qui fonctionne en deux temps (Fig. 1.4).

(i) En pénétrant dans le noyau, la particule incidente provoque une succession de collisions directes entre les protons et neutrons qui forment le noyau cible. Au cours de cette cascade intranucléaire, quelques particules, essentiellement des neutrons, plus secondairement des protons et des pions (particules subatomiques chargées qui se désintègrent en muons et forment la composante mésonique du rayonnement cosmique secondaire), sont éjectées du noyau cible. Certaines de ces particules sont éjectées avec suffisamment d'énergie pour provoquer d'autres réactions de spallation avec d'autres noyaux atomiques cibles rencontrés sur leur trajectoire.

(ii) Le noyau résiduel, échauffé par la cascade intranucléaire, va progressivement se désexciter par fission, émission de fragments de masse intermédiaire (IMF) et/ou, selon la taille et l'énergie d'excitation du noyau résiduel, évaporation de protons, de neutrons et de particules alpha, principalement des noyaux légers de deutérium (^{2}H), d'hélium (^{2}He) ou de lithium (^{3}Li). Les particules secondaires issues de cette phase de désexcitation du noyau cible sont sensiblement moins énergétiques que celles éjectées au cours de la cascade intranucléaire.

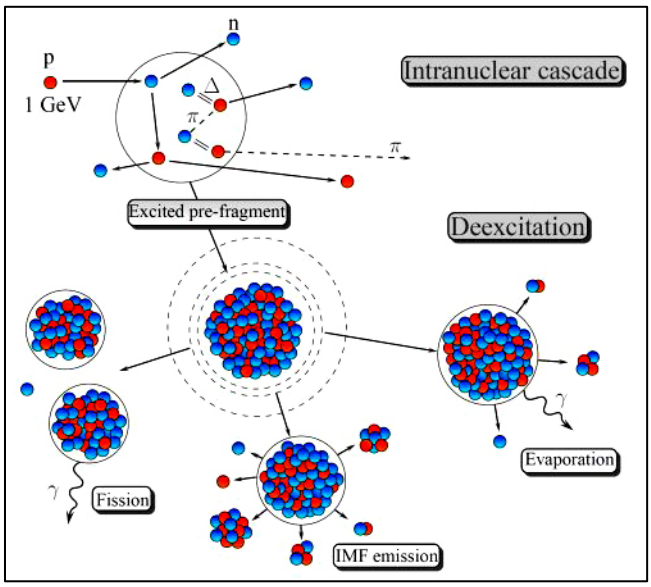


Figure 1.4. La spallation nucléaire.

Un proton de haute énergie heurte un noyau cible. En pénétrant dans le noyau, le proton incident provoque une cascade de collisions directes (dite « intranucléaires ») au cours desquelles quelques nucléons, principalement des neutrons, sont éjectés du noyau cible, parfois avec une énergie suffisante pour provoquer à leur tour d'autres spallations nucléaires. Selon sa taille et son énergie d'excitation, le noyau résiduel (« Excited pre-fragment ») va se désexciter par fission, évaporation de particules légères et/ou émission de fragments de masse intermédiaire (IMF). Extrait de Gorbinet (2011).

1.3.2. La cascade hadronique de rayonnement secondaire

Le résultat de la spallation est donc la production de TCN de nombre et de masse atomique inférieurs aux noyaux cibles. Par exemple, l'impact d'un neutron (n) sur un noyau d'oxygène (^{16}O) produit un atome de ^{10}Be. La réaction spallation s'écrit : ^{16}O(n,4p3n)^{10}Be. Cela signifie que le noyau d'oxygène absorbe 1 neutron et, en même temps, éjecte 4 protons et 3 neutrons. De même, l'impact d'un neutron (n) sur un noyau de silicium (^{28}Si) produit un atome de ^{26}Al. La réaction spallation s'écrit : ^{28}Si(n,2np)^{26}Al. Cela signifie que le noyau de silice absorbe 1 neutron et, en même temps, éjecte 2 neutrons et 1 proton. Ces particules éjectées nourrissent un rayonnement cosmique secondaire, dont le spectre énergétique est inférieur à celui du rayonnement primaire, mais néanmoins suffisamment élevé pour provoquer de nouvelles réactions nucléaires dans la cascade hadronique, parmi lesquelles :

(i) des phénomènes de spallation lorsque l'énergie des particules secondaires incidentes, en l'occurrence des protons ou des neutrons, dépasse 50 MeV,

(ii) des phénomènes de capture neutronique lorsque les particules secondaires incidentes sont de faible énergie (~ 0,025 eV),

(iii) des réactions nucléaires liées à l'impact des muons.

1.3.2.1. Les trois composantes du rayonnement cosmique secondaire

Les muons sont issus de la désintégration des pions dans la haute atmosphère et forment la ***composante mésonique*** du rayonnement secondaire. Les protons, neutrons et particules alpha forment la ***composante nucléonique***. Dans la haute atmosphère, la composante nucléonique est majoritairement composée de protons, car 85% du rayonnement cosmique primaire est constitué de protons et leur proportion demeure très élevée à l'issue des premières spallations nucléaires dans la haute atmosphère. En revanche, au niveau de la mer, les neutrons représentent 98% de la composante nucléonique (Masarik & Beer, 1999). En effet, ces derniers ne perdent pas d'énergie par ionisation au cours de la cascade hadronique contrairement aux protons, qui sont des particules chargées ayant la faculté d'ioniser les atomes qu'ils rencontrent sur leur passage. De plus, lors d'une spallation, les particules éjectées des noyaux cibles sont majoritairement des neutrons, plus secondairement des protons ; cela contribue à concentrer en neutrons la composante nucléonique du rayonnement secondaire au cours de la cascade hadronique qui traverse l'atmosphère. Enfin, le rayonnement cosmique comprend une ***composante électromagnétique*** constituée d'électrons (e^-), de positrons (e^+) et de photons (γ) ; cette composante est sans objet pour notre propos dans la mesure où ils ne contribuent pas directement à la production de TCN (Dunai, 2010).

1.3.2.2. Des captures neutroniques liées à des particules secondaires de faible énergie

La capture neutronique est un processus par lequel un noyau cible capture un neutron incident de faible énergie (~ 0,025 eV) sans se désintégrer et émet un rayonnement gamma (γ) pour évacuer l'excès d'énergie. Les phénomènes de capture neutronique conduisent donc à produire des TCN de masse atomique supérieure à celle du noyau cible. Par exemple, la capture d'un neutron de faible énergie par un noyau de ^{9}Be produit du ^{10}Be : $^{9}Be(n,\gamma)^{10}Be$. Par contre, le rayonnement gamma diffusé est incapable de provoquer à son tour de nouvelles réactions nucléaires dans la cascade hadronique. Notons que, parmi les nucléons de faible énergie présents dans la cascade hadronique, seuls les neutrons sont susceptibles d'être capturés, et pas les protons de même niveau énergétique, car ces derniers ont une charge électrique et sont, par conséquent, repoussés électrostatiquement par les noyaux atomiques qu'ils rencontrent sur leur passage.

1.3.2.3. Des réactions nucléaires liées à l'impact des muons

Les pions sont des particules subatomiques de très haute énergie issues de réactions de spallation sur les noyaux atomiques de la haute atmosphère (Fig. 1.1). Les muons résultent de la désintégration des pions (Tabl. 1.1). Certains sont dotés d'une charge électrique négative (μ^-), d'autres ont une charge positive (μ^+), d'autres sont neutres (μ^0). Ils ont donc les mêmes propriétés que les électrons (e^-), les positrons (e^+) et les neutrinos (e^0), mais leur masse est 206 fois plus grande. Comme les muons, les pions ont une durée de vie très courte (inférieure à la seconde) mais leur très haut niveau d'énergie leur permet de parcourir de très grandes distances avant de se désintégrer. De plus, du fait de leur plus grande masse, les muons sont beaucoup moins sensibles aux phénomènes d'ionisation et de

rayonnement de freinage (« Bremstrahlung », Fig. 1.5) que les électrons (e^-) et les positrons (e^+). Cette faible capacité à interagir avec la matière permet aux muons de parcourir de grandes distances sans perdre d'énergie. Cela se traduit par une longueur d'atténuation relativement importante : 1500 g/cm^2 pour les muons lents, et de 4320 g/cm^2 pour les muons rapides (Braucher et al., 2003, 2011). A titre de comparaison, la longueur d'atténuation des neutrons est de 150 g/cm^2 d'après Heisinger et al. (2002a,b), et 160 g/cm^2 selon Braucher et al. (2011). La longueur d'atténuation désigne la quantité de matière que doit traverser une particule cosmique pour que son énergie soit réduite d'un facteur e (e = 2,718). Noter que la longueur d'atténuation est exprimée en g.cm^{-2}, et pas directement en cm, afin de s'affranchir des variations de densité susceptibles de caractériser la matière traversée par les particules secondaires (variation de pression atmosphérique et variation de densité des roches dans les premiers mètres de la croûte terrestre).

La conséquence est que l'essentiel des muons produits dans la haute atmosphère, vers 15 km d'altitude, via la désintégration des pions, arrive à traverser toute l'enveloppe atmosphérique et atteindre le niveau de la mer avec un spectre énergétique moyen de l'ordre de 4 GeV, soit des valeurs sensiblement supérieures à celles des neutrons qui, au niveau de la mer, ne dépassent pas quelques centaines de MeV (Fig. 1.6). Cependant, comme les neutrons interagissent beaucoup plus facilement avec la matière que les muons, la production de TCN est majoritairement d'origine neutronique dans l'atmosphère et les premiers mètres de la croûte terrestre ; au-delà de 3 m de profondeur, elle devient majoritairement muonique (cf. section 2, Fig. 1.14).

Tableau 1.1. Propriétés physiques des muons

Particules	Masse en masse de l'e	Durée de vie moyenne en secondes	Schéma de désintégration
Pions négatif et positifs ($\pi^{\pm}$)	273	$2{,}6.10^{-8}$	$\pi^{\pm} \rightarrow \mu^{\pm} + \mu^{0}$
Pions neutres (π^{0})	264	10^{-16}	$\pi^{0} \rightarrow 2\gamma$
Muons positifs et négatifs ($\mu^{\pm}$)	206	2.10^{-6}	$\mu^{\pm} \rightarrow e^{\pm} + 2\mu^{0}$

Extrait de Siame et al. (2000).

Les mécanismes par lesquels les muons produisent des TCN sont de deux ordres :

(i) <u>*Des captures de muons négatifs*</u>

Quand un muon négatif est ralenti au point d'être ramené à un spectre d'énergie situé entre 27 et 200 MeV, ce dernier est susceptible de pénétrer la couche électronique d'un atome cible, éventuellement atteindre la couche électronique la plus proche du noyau (couche K) et, s'il n'est pas désintégré, être capturé par le noyau, surtout si ce dernier est chargé positivement. La capture d'un muon négatif par un proton (c'est-à-dire un noyau chargé positif) conduit donc à la neutralisation du noyau. Autrement dit, la capture d'un muon négatif par un proton produit un neutron. Par ailleurs, la capture d'un muon apporte au noyau cible neutralisé une dose énergétique de l'ordre de 106 MeV, qui correspond à la masse restante du muon capturé. Cet apport d'énergie excite le noyau cible neutralisé et provoque l'éjection de particules, essentiellement des neutrinos, dont le spectre énergétique est de l'ordre de 15 MeV — soit une énergie suffisante pour provoquer des phénomènes d'évaporation sur les noyaux rencontrés sur leur trajectoire. Ainsi, la capture de muons négatifs contribue à alimenter la cascade hadronique ; mais l'évaporation des noyaux cibles neutralisés ne fournit que des particules alpha (α), incapables à leur tour de générer de nouvelles réactions dans la cascade hadronique (Fig. 1.1).

(ii) *Muons rapides et phénomènes de rayonnement de freinage (« Bremstrahlung »)*

Les muons rapides (E_μ > 220 MeV) sont, quant à eux, capables d'engendrer des phénomènes de rayonnement de freinage (« Bremstrahlung ») sur les atomes cibles situés dans leur trajectoire (Fig. 1.5). Dans ce cas de figure, l'interaction du muon rapide avec la couche électronique de l'atome cible provoque l'émission de photo-neutrons (ɣ) et d'un rayonnement gamma (γ) suffisamment énergétique pour engendrer à son tour des spallations nucléaires dans les atomes rencontrés sur leur passage.

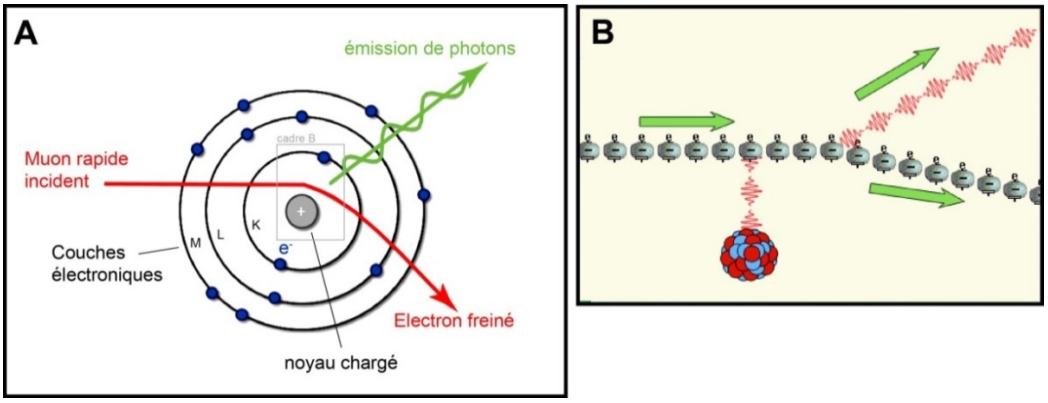


Figure I.5. Muon rapide et rayonnement de freinage (« Bremstrahlung »).

2. La production *in situ* de nucléides cosmogéniques

2.1. Le rayonnement secondaire au contact de la lithosphère

On vient de voir que l'énergie du rayonnement cosmique secondaire se dissipe au cours de la cascade hadronique avec une longueur d'atténuation sensiblement plus courte pour les neutrons (150 g/cm^2 à 160 g/cm^2) que pour les muons (1500 g/cm^2 : muons lents, 4320 g/cm^2 : muons rapides). Il s'agit maintenant de caractériser la composition et le spectre énergétique du rayonnement cosmique secondaire au contact de la lithosphère afin de comprendre le potentiel de production des TCN *in situ* dans les minéraux des roches de surface.

2.1.1. Les neutrons dominent la composante nucléonique au niveau de la mer

Au niveau de la mer, 98% du flux nucléonique secondaire sont des neutrons contre ~10% au somment de la cascade hadronique (Fig. 1.1). Leur énergie est sensiblement plus faible que celle qui est observée dans la haute atmosphère en raison des pertes survenues au cours de la cascade hadronique. Ainsi, les neutrons d'énergie >10 GeV sont absents au niveau de la mer alors qu'ils sont nombreux dans la haute atmosphère.

La figure 1.6 représente le spectre énergétique des neutrons à proximité du niveau de base (mesures établies pour des latitudes comprises entre 18° et 60° parallèle soit un seuil de rigidité magnétique de 12 à 0,4 GeV : Goldhagen et al., 2002). Ce spectre montre une distribution tri-modale caractérisée par (i) un pic autour de 100 MeV capable de provoquer des spallations nucléaires dans les minéraux des roches de surface, (ii) un pic autour de 1–10MeV trop faible en énergie pour produire des spallations dans la roche mais capable de déclencher de l'évaporation nucléaire, et (iii) un pic <1 eV responsable de phénomènes de capture neutronique.

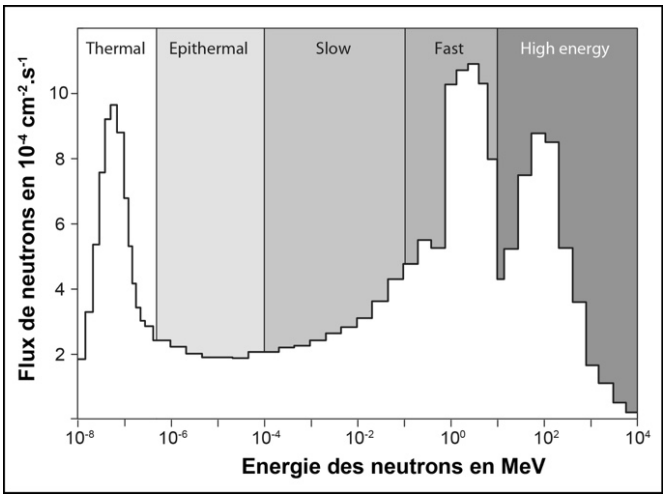


Figure I.6. Spectre énergétique et flux de neutrons au niveau de la mer.

Extrait de Dunai (2010) d'après les données de Goldhagen et al. (2002).
Noter que la classification des neutrons en 5 catégories énergétiques n'a pas de valeur conventionnelle.

2.1.2. La composante mésonique est très énergétique mais peu productive en TCN *in situ*

Parallèlement, la composante mésonique se caractérise par des particules de haute énergie, 4 GeV en moyenne au niveau de la mer ; mais, comme les muons interagissent peu avec la matière, les phénomènes de capture muonique et de rayonnement de freinage ne produisent qu'une faible part des TCN produits *in situ* dans les minéraux de la croûte terrestre. Le tableau 1.2 montre que moins de 5% du ^{10}Be et de l'^{26}Al produit dans les minéraux des roches de surface résultent de réactions muoniques. En revanche, au-delà de 3 m de profondeur dans la lithosphère, la production muonique devient majoritaire, bien que très faible en valeur absolue, car la production neutronique y est quasi nulle, en tout cas indétectable.

Tableau 1.2. Principaux nucléides cosmogéniques produits *in situ* utilisés en géosciences

TCN	½ vie	Atomes cibles	Minéraux cibles	Réactions en jeu (SLHL)
^{10}Be	1,387 ± 0,012 Ma	O, Si, Mg, Fe	quartz	Spallation (96,4%), muons (3,6%)
^{26}Al	717± 17 Ma	Si, Al, Fe	quartz	Spallation (95,4%), muons (4,6%)
^{14}C	5730 ± 30 a	O, Mg, Si, Fe	quartz	Spallation (82%), muons (18%)
^{36}Cl	301 ± 2 ka	Fe, K, Ca, Cl	K-feldspath, calcite	K : Spallation (95,4%), muons (4,6%) Ca : Spallation (86,6%), muons (13,4%) Fe, Ti : Spallation (100%) K et Cl : Capture neutronique
^{3}He	stable	O, Mg, Si, Fe	olivine, pyroxène	Spallation (100%), muons (négligeable)
^{21}Ne	stable	Mg, Al, Si, Fe	quartz, olivine, pyroxène	Spallation (> 96,4%), muons (< 3,6%)

D'après données extraites de Dunai (2010).

2.2. Variabilité spatiale et temporelle du taux de production *in situ*

Au-delà de ces tendances moyennes, le flux de particules secondaires qui entre en contact avec la lithosphère se caractérise par une grande diversité spatiale et temporelle directement contrôlée par :

(i) la rigidité du champ magnétique terrestre, elle-même variable dans l'espace en fonction de la latitude, et dans le temps en fonction des cycles d'activité solaire et des variations d'intensité du champ magnétique terrestre (cf. section 1.2),

(ii) la densité et l'épaisseur de la matière traversée par les particules cosmiques secondaires au cours de la cascade hadronique, sachant que, dans l'atmosphère, les différences de densité sont essentiellement contrôlées par les différences de pression au sein des colonnes d'air

alors que, dans la lithosphère, les différences de densité sont contrôlées par la nature pétrographique des roches (cf. notion de longueur d'atténuation, section 1.3.2).

La conséquence est que le taux de production en TCN *in situ* varie considérablement à la surface du globe, à la fois dans le temps et dans l'espace.

2.2.1. Les variations temporelles du taux de production *in situ*

Des analyses sur météorites ont montré que l'intensité du rayonnement cosmique primaire est constante depuis dix millions d'années (Leya et al., 2000). Par contre, le flux de particules secondaires qui atteint le sol est soumis à des fluctuations temporelles directement liées (i) aux variations d'intensité du champ magnétique terrestre, (ii) aux cycles d'activité solaire, et (iii) aux variations de densité de l'atmosphère (Gosse & Phillips, 2001). La figure 1.7 montre que les variations temporelles du taux de production en surface sont relativement amples aux basses latitudes, plutôt négligeables aux abords du 45e parallèle, et quasi nulles à partir du 60e parallèle (cf. cadre A, B et C). On note par ailleurs que l'amplitude de ces variations temporelles augmente avec l'altitude (cf. cadre D).

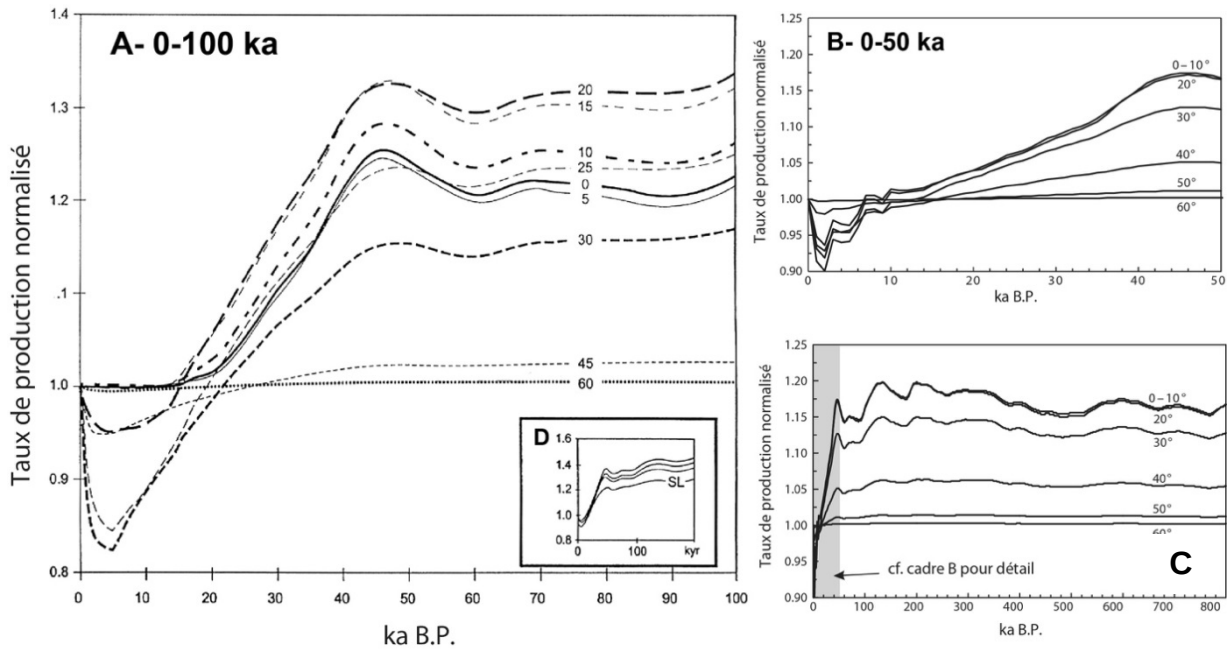


Figure I.7. Variation temporelle du taux de production des TCN produits *in situ*.

Les **graphes A, B** et **C** montrent les variations du taux de production des TCN produit *in situ* à différents pas de temps. Les taux de production sont normalisés sur la base d'un indice 1 pour l'actuel. Les différentes courbes représentent les variations temporelles survenues à différentes latitudes : elles sont nulles au 60e parallèle, très faibles au niveau du 45e parallèle et relativement importantes aux latitudes inférieures à 30°. Le **graphe D** représente les variations de l'intensité du rayonnement cosmique secondaire au cours des 200 derniers millénaires (indice 1 pour actuel). Les différentes courbes représentent les variations pour différentes altitudes (SL : *Sea Level*, 1 km, 2 km et 3 km). A et D sont extraits de Gosse & Phillips (2001), B et C de Dunai (2010).

2.2.2. Les variations spatiales du taux de production *in situ*

La figure 1.7 montre par ailleurs que le flux de particules cosmiques secondaires qui frappe la surface terrestre à un instant T varie sensiblement en fonction de la latitude mais aussi de l'altitude.

(i) L'effet « latitude » résulte directement des variations latitudinales du seuil de rigidité magnétique, la stabilisation des taux de production au-delà des 50-60e parallèles étant directement liée à l'« effet genou » également observé sur les cartes de rigidité magnétique. La figure 1.8 montre que cet effet « latitude » est beaucoup plus sensible en montagne (il est très net au-delà de 1200 m d'altitude) qu'à proximité du niveau de base.

(ii) L'effet « altitude » s'explique par la perte d'énergie des particules cosmiques secondaires qui traversent l'atmosphère dans la cascade hadronique. Cette perte d'énergie est d'autant plus forte que la tranche d'atmosphère traversée est épaisse et que la pression atmosphérique est élevée.

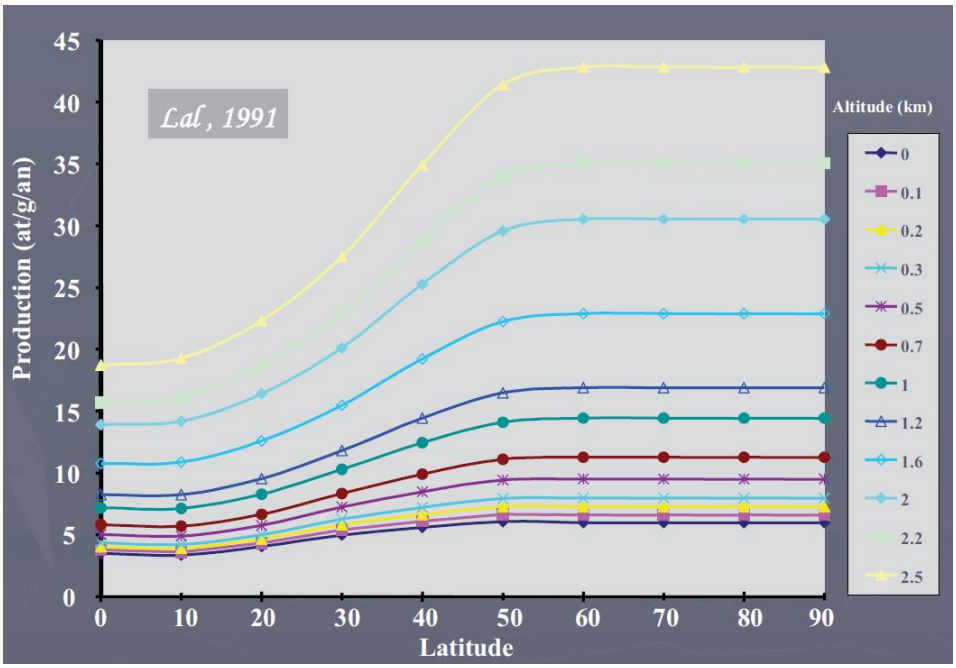


Figure I.8. Variations spatiales du taux de production de ^{10}Be en surface.
Graphe construit par Régis Braucher d'après le polynôme de Lal (1991).

2.3. Définir le taux de production d'un échantillon

2.3.1. Facteur d'échelle et taux de production normalisé au SLHL (*Sea Level High Latitude*)

Le facteur d'échelle (« scaling factor ») est une grille théorique qui permet de calculer le taux de production *in situ* de n'importe quel point à la surface du globe à partir d'un taux de production normalisé au SLHL (Sea Level High Latitude). Plusieurs grilles de facteur d'échelle sont communément utilisées (Lal, 1991 ; Stone, 2000 ; Dunai, 2001a,b ; Desilets & Zreda , 2003 ; Desilets et al., 2006 ; Lifton et al., 2014) ; certaines ne prennent en compte que les effets « latitude » et « altitude », d'autres intègrent aussi les variations de champs magnétique terrestre (Tabl. 1.3, Figure 1.9). Ces modèles sont d'ailleurs proposés en routine par plusieurs calculateurs disponibles en ligne comme Cosmocalc Excel© add-in (Vermeesch, 2007), CRONUS-Earth online calculators (Balco et al., 2008 ; Marrero et al., 2016), ou le CRE program (Martin et al., 2017). Des tests statistiques ont montré que le modèle de Lal-Stone fournit des résultats significativement comparables au modèle LSD (Lifton-Sato-Dunai), alors que d'autres modèles (Desilets & Zreda, 2003 ; Desilets et al., 2006 ; Dunai, 2001a,b ; Lifton et al., 2005) ont

tendance à surestimer le taux de production en fonction de l'altitude (Lifton et al., 2014 ; Borchers et al., 2016 ; Martin et al., 2017).

Tableau 1.3. Modèles de facteur d'échelle pour la production spallogénique

ID	References	Description
St	Lal (1991), Stone (2000)	Based on the latitude–altitude scaling factors of Lal (1991), as recast as functions ofl atitude and atmospheric pressure by Stone (2000). The scaling factor is a function of geographic latitude and atmospheric pressure. Does not take account of magnetic field variations—the nuclide production rate is constant over time
De	Desilets et al. (2006)	The scaling factor is a function of cutoffrigidity and atmospheric pressure. Production rates vary with time according to magnetic field changes
Du	Dunai (2001)	The scaling factor is a function of cutoffrigidity and atmospheric pressure. Production rates vary with time according to magnetic field changes
Li	Lifton et al. (2005)	The scaling factor is a function of cutoffrigidity, atmospheric pressure, and a solar modulation parameter. Production rates vary with time according to changes in solar output as well as changes in the Earth's magnetic field
Lm	Lal (1991), Stone (2000), Nishiizumi et al. (1989)	An adaptation of the Lal (1991) scaling scheme that accommodates paleomagnetic corrections. Production rates vary with time according to magnetic field changes. Based on the paleomagnetic correction described in Nishiizumi et al. (1989)

Extrait de Balco (2008)

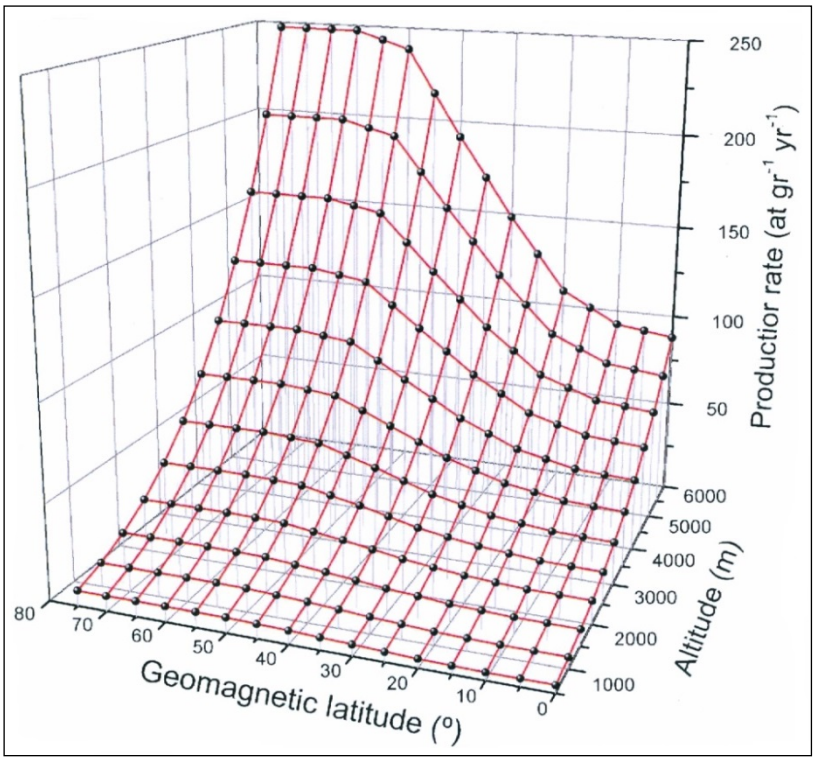


Figure I.9. Variation spatiale du taux de production d'après le facteur d'échelle de Stone (2000).
Extrait de Rodes Bolumburu (2008).

La valeur du « SLHL », quant à elle, est établie à partir de la normalisation de taux de production mesurés sur plusieurs sites de calibration. Pour cela, le taux de production de plusieurs sites de calibration est moyenné et ramené à une valeur standard établie pour le niveau de la mer et les hautes latitudes (SLHL) sur la base d'un modèle de facteur d'échelle. Le taux de production des sites de calibration est en général obtenu à partir de mesures de concentration en TCN *in situ* sur des surfaces rocheuses dont l'histoire d'exposition au rayonnement cosmique est contrainte par une méthode de

datation alternative — bien souvent le ^{14}C, mais pas uniquement. Par exemple, la première localité de calibration a été définie par Nishiizumi et al. (1989) dans la Sierra Nevada (États-Unis) à partir de concentrations en ^{26}Al et ^{10}Be sur des polis glaciaires localisés dans des zones où la chronologie de la déglaciation était fixée par ^{14}C. La figure 1.10 montre la répartition des sites de calibration du ^{10}Be et ^{3}He actuellement disponibles à la surface du globe. Ces derniers sont nombreux pour les hautes et moyennes latitudes mais relativement rares dans la zone intertropicale, où les variations temporelles des taux de production *in situ* sont pourtant maximales (Fig. 1.7).

Contrairement à CRONUS et CosmoCalc, qui proposent par défaut des SLHL ayant une valeur globale car normalisés sur la base de sites de calibration répartis dans différentes régions du globe, le CRE program (http://crep.crpg.cnrs-nancy.fr) recommande d'utiliser un SLHL « à la carte » en sélectionnant les sites de calibration les plus proches du terrain d'étude et/ou couvrant la plage temporelle la plus adéquate au regard des objets étudiés.

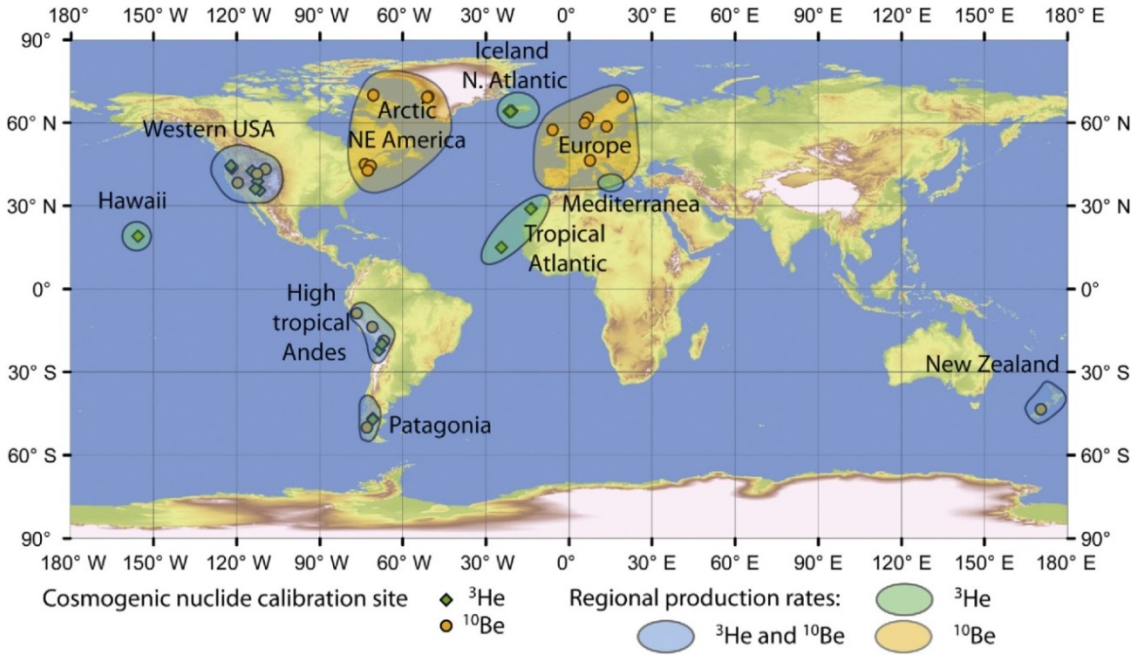


Figure 1.10. Sites de calibration du taux de production du ^{10}Be et ^{3}He.
Extrait de Martin et al. (2017)

Concrètement, le **taux de production « brut »** d'un échantillon est défini en multipliant le SLHL par la valeur du facteur d'échelle correspondant à la latitude et altitude du point d'échantillonnage. Ce taux de production brut doit ensuite être corrigé de façon à prendre en compte les spécificités du site d'échantillonnage, c'est-à-dire la géométrie de l'écrantage topographique, l'épaisseur et la durée d'un éventuel manteau neigeux et, le cas échéant, la profondeur (et/ou l'épaisseur) de l'échantillon sous la surface.

2.3.2. Taux de production et écrantage topographique

Les modèles de facteur d'échelle utilisés pour calculer le taux de production brut d'un échantillon en surface sont étalonnés sur la base de surfaces rocheuses planes, horizontales et dominées par un ciel totalement ouvert. Or, il est fréquent que les surfaces échantillonnées sur le

terrain présentent une certaine pente et que le relief environnant le site d'échantillonnage fasse écran au bombardement cosmique. La figure 1.11 montre la perturbation introduite par l'effet « écrantage » en fonction de la pente de la surface rocheuse échantillonnée et du masque sur l'horizon que le relief environnant introduit. On note (i) que des pentes inférieures à 30° entravent très faiblement (moins de 5%) le rayonnement cosmique, et (ii) qu'un masque sur l'horizon inférieur à 20° est tout à fait négligeable. Par contre, au-delà de 20° de masque sur l'horizon, la perturbation augmente très rapidement.

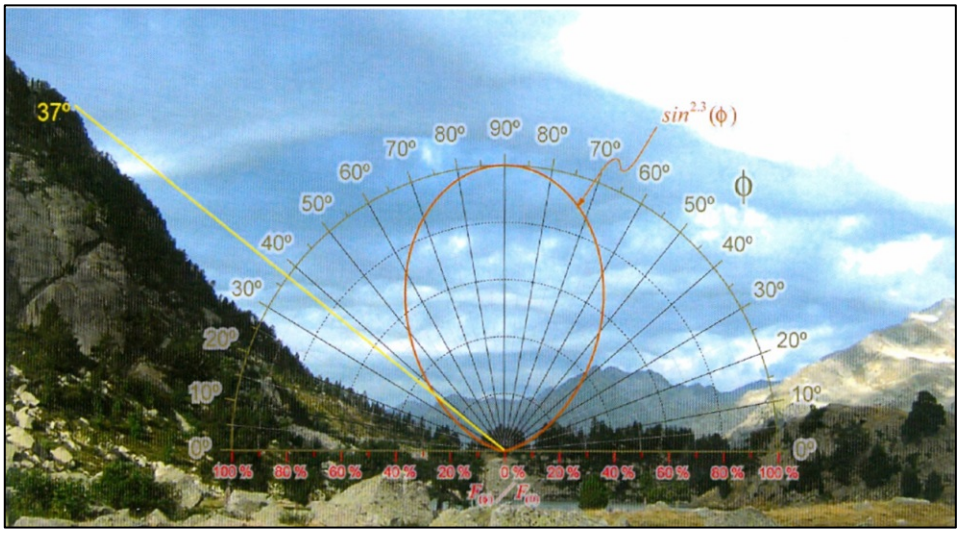


Figure I.11 : Taux de production et écran topographique.

Le versant sur la gauche de la photographie bloque sur un angle de 37° le flux de rayonnement cosmique secondaire. A cet angle, l'intensité du rayonnement cosmique est diminuée d'environ 30%. Extraits de Rodes Bolumburu (2008).

La perturbation de la mesure théorique (valable pour la latitude et l'altitude du lieu) causée par l'écrantage topographique (f_{topo}) est calculée de la manière suivante (Dunne et al., 1999, Fig. 1.12a,b) :

$$f_{topo} = 1 - \frac{1}{360°}\sum_{i=1}^{n} \Delta\phi_i sin^{m+1}\theta i \qquad \text{(Eq. 1.1)}$$

où n correspond au nombre de mesures du masque topographique sur l'horizon depuis le point d'échantillonnage, θi représente l'inclinaison du masque topographique par rapport à l'horizon, $\Delta\phi_i$ la largeur azimutale sur laquelle est valable l'inclinaison spécifique mesurée, et m un exposant égal à 2,3. Les mesures sont réalisées sur le terrain au moment de l'échantillonnage à l'aide d'une boussole-clinomètre (Fig. 1.12a). L'auto-écrantage (f_δ) lié à la pente de la surface échantillonnée est intégré de la manière suivante (Dunne et al., 1999 ; Niedermann, 2002, Fig. 1.12c) :

$$f_\delta = \frac{m+1}{2\pi}\int_{\phi}^{2\pi}\int_{\theta=\gamma(\phi\delta)}^{\frac{2}{\pi}} sin^m\theta \cdot cos\theta \cdot d\theta \cdot d\phi \qquad \text{(Eq. 1.2)}$$

où γ est la pente de la surface échantillonnée et ϕ sa direction. L'angle d'inclinaison γ dans la direction ϕ est tel que : (ϕ, δ) = arctan ($cos\phi\ tan\delta$).

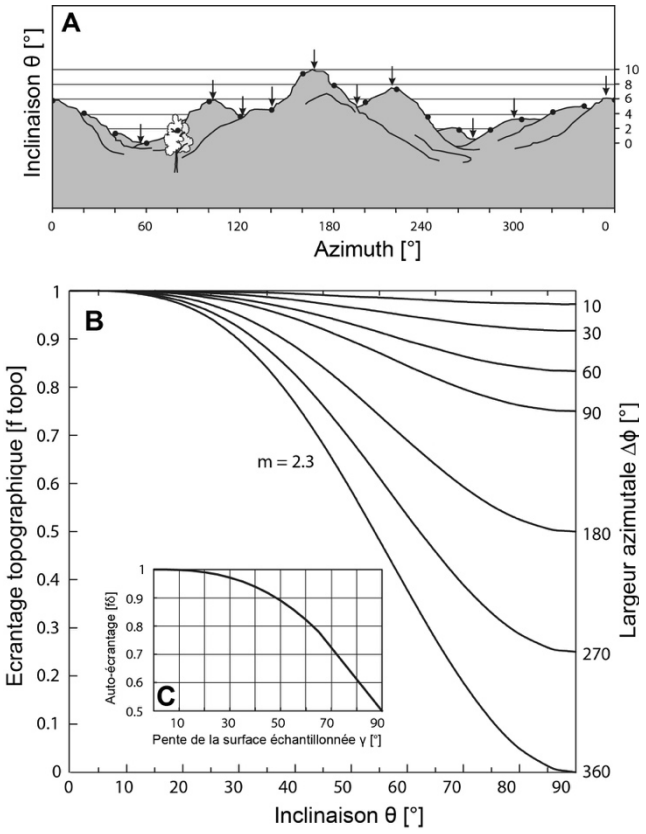


Figure 1.12 : Ecrantage topographique et taux de production *in situ*.

A- Mesure du masque topographique sur l'horizon depuis le point d'échantillonnage. Certains auteurs prennent une mesure de l'inclinaison θ tous les 20° de largeur azimutale $\Delta\phi$ (cf. cercles noirs) ; d'autres prennent un point sur les différents pics et cols qui ferment l'horizon autour du point d'échantillonnage (cf. flèches noires). Les deux approches débouchent sur des facteurs d'écrantage topographiques (f_{topo}) très proches l'un de l'autre, 0,99957 et 0,99961 respectivement.

B- Relation entre (i) l'inclinaison sur l'horizon θ, exprimée en degrés ; (ii) la largeur azimutale, $\Delta\phi$, entre deux points sur l'horizon, également exprimée en degrés ; et (iii) le facteur d'écrantage topographique (f_{topo}) exprimé sur la base d'un indice base I correspondant à un horizon totalement ouvert.

C- Effet de l'auto-écrantage lié à la pente γ de la surface échantillonnée. Extrait de Dunai (2010) d'après Dunne et al. (1999), modifié.

2.3.3. Taux de production et écrantage lié au manteau neigeux

Au cours de leur histoire, les surfaces rocheuses peuvent être soumises à des périodes d'enfouissement qui entravent plus ou moins efficacement le rayonnement cosmique secondaire et la production de TCN *in situ*. La nature de ces recouvrements peut être variée : neige, végétation, sols, dépôts superficiels, etc… Dans les faits, seule la couverture neigeuse est systématiquement prise en compte dans le calcul du taux de production (Schildgen et al., 2005) ; elle est intégrée de la manière suivante :

$$f_{neige} = e^{-(z_{neige} \cdot \rho)/\Lambda} \qquad \text{(Eq. 1.3)}$$

où z_{neige} est l'épaisseur moyenne annuelle du manteau neigeux exprimée cm, ρ sa densité exprimée en g. cm^{-3}, et Λ la longueur d'atténuation des particules secondaires prises en compte dans la correction (160 g.cm^{-2} pour les neutrons, 1500 g.cm^{-2} pour les muons lents et 4320 g.cm^{-2} pour les muons rapides). La figure 1.13 montre qu'un écrantage nival d'une durée de 3 mois et d'une épaisseur de 0 à 300 cm provoque une diminution de l'ordre de 10% du taux de production (Delunel, 2010, Delunel et al., 2014).

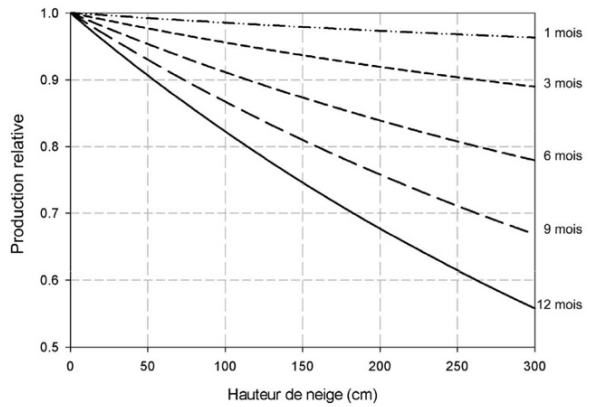


Figure I.13 : Effet de l'écrantage nival sur le taux de production de ^{10}Be.
Courbes établies pour un manteau neigeux de 0.3 g cm^{-3} de densité et en prenant en compte les contributions neutroniques et muoniques.
Le graphe montre qu'un écrantage nival d'une durée de 3 mois et d'une épaisseur de 0 à 300 cm provoque une diminution de l'ordre de 10% du taux de production. Extrait de Delunel (2010).

2.3.4. Taux de production en fonction de la profondeur sous la surface

Lorsque le taux de production brut a été corrigé en tenant compte de l'écrantage topographique et de l'écrantage nival, on obtient le **taux de production en surface** de l'échantillon. Si ce dernier a été prélevé à une profondeur (z) sous la surface, son taux de production est calculé de la manière suivante :

$$P_z = P_0 . e^{-z\rho/\Lambda} \qquad \text{(Eq. 1.4)}$$

où P_z est le taux de production à une profondeur z (cm), P_0 le taux de production en surface (at.g^{-1}.an^{-1}), ρ la densité (g.cm^{-3}) des roches traversées par le flux de particules secondaires, Λ leur longueur d'atténuation (c'est-à-dire 160 g.cm^{-2} pour les neutrons, 1500 g.cm^{-2} pour les muons lents et 4320 g.cm^{-2} pour les muons rapides : Braucher et al., 2003, 2011).

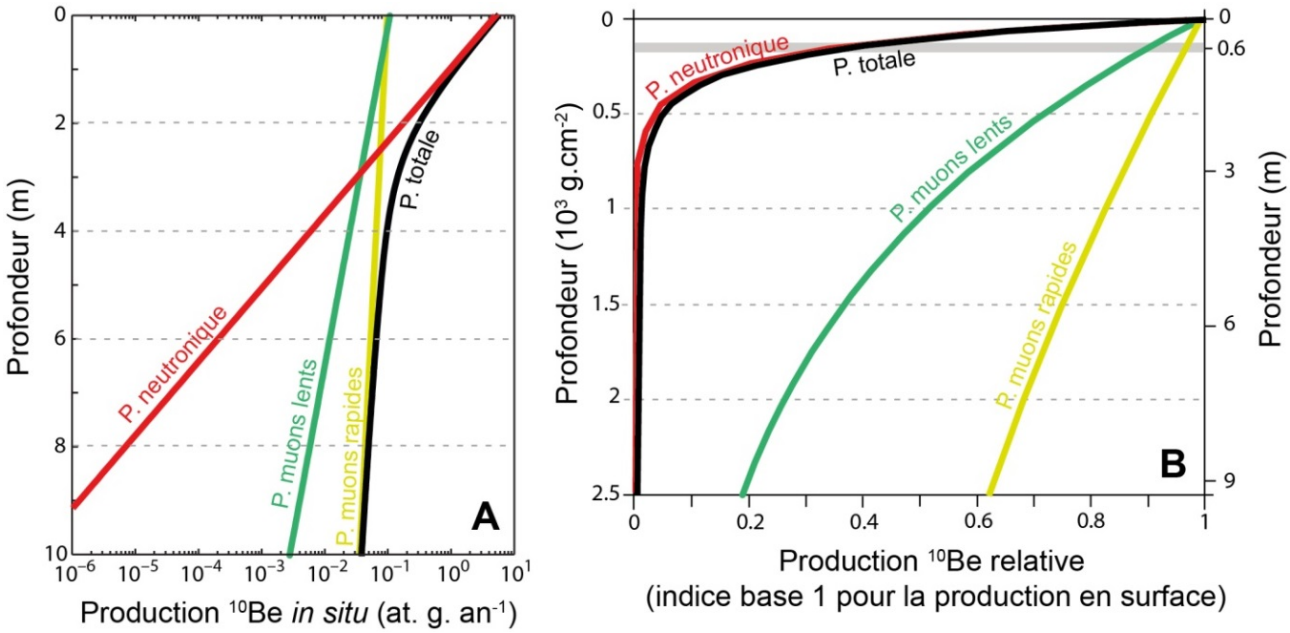


Figure I.14 : Evolution du taux de production *in situ* de ^{10}Be en fonction de la profondeur.
Dans les deux cas, (i) le taux de production en surface correspond au SLHL, (ii) la densité des roches traversées est de 2,7 g.cm^{-3}, (iii) les taux de production à une profondeur z sont calculés sur la base des longueurs d'atténuation données par Heisinger et al. (2002a,b), c'est-à-dire 150 g.cm^{-2} pour les neutrons, 1500 g.cm^{-2} pour les muons lents et 4320 g.cm^{-2} pour les muons rapides. **A.** Extrait de Dunai (2010), modifié. **B.** Extrait de Delunel (2010), modifié. La zone grisée indique qu'à environ 60 cm de profondeur, la production totale est réduite d'un facteur e (~2.71).

2.4. Taux de production versus concentration : deux notions étroitement liées qu'il ne faut pas confondre

Le **taux de production *in situ*** d'un échantillon s'exprime en at.g^{-1}.an^{-1}. Il correspond à la quantité de nucléides cosmogéniques qui s'accumule dans un gramme de minéral cible durant une année. Il dépend de l'intensité du flux de particules cosmiques secondaire reçu par les roches de surface au droit du point d'échantillonnage, lui-même fonction de la latitude, altitude, écrantage topographique, éventuel enneigement, et profondeur sous la surface (cf. section 2.3).

La **concentration en TCN produit *in situ*** d'un échantillon, quant à elle, s'exprime en at.g^{-1}. Elle correspond au nombre d'atomes par gramme de minéral cible contenu dans un échantillon donné. Cette valeur dépend :

(i) du taux de production au point d'échantillonnage (production totale, Fig. 1.14),

(ii) du taux de dénudation (ε) au droit du point d'échantillonnage qui modifie la profondeur à laquelle s'est trouvé l'échantillon au cours du temps,

(iii) de la durée d'exposition (t),

(iv) de la constante de décroissance radioactive (λ) du nucléide cosmogénique mesuré.

Ces différents paramètres sont intégrés de la manière suivante dans l'équation fondamentale qui décrit l'accumulation des nucléides cosmogéniques dans la croûte terrestre (Braucher et al., 2011) :

$$N_{(x,\varepsilon,t)} = \frac{P_{0n}.\exp\left(-\frac{-x}{\Lambda_n}\right)\left(1-\exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n}+\lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n}+\lambda} + \frac{P_{0\mu slow}.\exp\left(-\frac{-x}{\Lambda_{\mu slow}}\right)\left(1-\exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu slow}}+\lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu slow}}+\lambda} + \frac{P_{0\mu fast}.\exp\left(-\frac{-x}{\Lambda_{\mu fast}}\right)\left(1-\exp\left(-t\left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu fast}}+\lambda\right)\right)\right)}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu fast}}+\lambda} \quad \text{(Eq. 1.5)}$$

où $N_{(x,\varepsilon,t)}$ exprime la concentration en TCN en fonction de la profondeur (x) de l'échantillon (noter que la profondeur, x, est ici exprimée en g.cm^{-2} afin d'intégrer la densité des roches traversées), du taux de dénudation (ε) en surface au droit du point d'échantillonnage (exprimé en g.cm^{-2}.an^{-1}), et du temps d'exposition (t) exprimé en années. P_{0n}, $P_{0\mu slow}$ et $P_{0\mu fast}$ désignent le taux de production en surface lié respectivement au flux de neutrons, de muons lents et de muons rapides. Λ_n, $\Lambda_{\mu slow}$ et $\Lambda_{\mu fast}$ désignent respectivement la longueur d'atténuation des neutrons, muons lents et muons rapides. Enfin, λ correspond à la période de décroissance radioactive du TCN d'intérêt.

3. Mesurer la concentration en TCN d'un échantillon

La concentration en TCN produits *in situ* d'un échantillon est obtenue à l'issue d'un protocole d'extraction physico-chimique long et complexe, variable selon l'espèce chimique recherchée, et suivi d'une mesure par AMS des rapports isotopiques d'intérêt. Cette section présente les étapes du protocole d'extraction physico-chimique du Béryllium et de l'Aluminium (section 3.1) puis les modalités de mesure par AMS des rapports isotopiques (section 3.2) à partir desquels on déduit les concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al contenues dans un gramme de minéral cible, en l'occurrence le quartz (section 3.3).

3.1. Le protocole d'extraction physico-chimique du Be et de l'Al

Le protocole d'extraction du Béryllium (Be) et l'Aluminium (Al) présenté ci-dessous est celui appliqué au LN2C-CEREGE (Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques Centre de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement). Il est une adaptation du protocole élaboré par Brown et al. (1991) et Merchel & Herpers (1999). Il consiste :

(i) à purifier le quartz contenu dans les échantillons par élimination des minéraux non quartzeux, d'une part, et du ^{10}Be atmosphérique susceptible de s'être accumulé à la périphérie des grains de quartz, d'autre part,

(ii) puis à dissoudre complètement le quartz pour en extraire le Béryllium et/ou l'Aluminium via plusieurs séquences évaporation-précipitation destinées à éliminer les éléments traces non désirés : en particulier le Bore, qui est un isobare du Béryllium susceptible de perturber la qualité des mesures par AMS (cf. section 3.2).

3.1.1. Purification du quartz

Le ^{10}Be et le ^{26}Al sont deux TCN produits dans le quartz à partir de la spallation de l'Oxygène dans le cas du Béryllium [^{16}O(n,3Heα)^{10}Be ou ^{16}O(n,4p3n)^{10}Be] et du Silicium dans le cas de l'Aluminium [^{28}Si(n,2np)^{26}Al]. Les toutes premières étapes du protocole consistent donc à réduire les échantillons à leur seule teneur en quartz, par élimination successive des minéraux non quartzeux et, éventuellement, de la matière organique.

3.1.1.1. Préparation physique des échantillons : broyage et tamisage

Après un passage en étuve (T = 90 °C) destiné à éliminer leur humidité, les échantillons sont broyés et tamisés à sec afin d'obtenir une quantité maximale de grains entre 0,25 mm et 1 mm. Cette classe granulométrique est privilégiée pour la suite du traitement car elle permet d'optimiser l'efficacité des attaques acides, notamment celles destinées à éliminer le ^{10}Be atmosphérique à la périphérie des grains de quartz. La classe inférieure à 0,25 mm n'est pas conservée car les grains de taille trop petite risquent d'être intégralement dissous ou de rester en suspension, et donc se trouver éliminés lors des manipulations ultérieures de rinçage et de renouvellement des solutions acides.

3.1.1.2. Séparation magnétique

Les échantillons passent ensuite dans un séparateur Frantz (Fig. 1.15) qui dévie les minéraux ferromagnésiens paramagnétiques et les sépare des minéraux non magnétiques, dont le quartz. Selon la composition minéralogique des échantillons, plusieurs passages au Frantz peuvent être nécessaires,

avec une intensité croissante du champ magnétique à chaque passage jusqu'à un maximum de 1,5 A. Outre le fait de concentrer les échantillons en minéraux non magnétiques, l'élimination des minéraux ferromagnésiens est particulièrement importante car ^{26}Mg est un isobare de l'^{26}Al susceptible de perturber la mesure du rapport $^{27}Al/^{26}Al$ par AMS (cf. section 3.2).

Figure I.15. Séparateur magnétique Frantz.
Cliché C. Mahé (2015).

A l'issue de cette étape, il est recommandé de conserver une centaine de grammes de matériel pour la suite du protocole. Cette fraction est pesée et placée dans une bouteille de Nalgène de 250 ml en vue des attaques acide ultérieures. La masse éventuellement en excès peut être mise en réserve.

3.1.1.3. ***Elimination des autres minéraux non quartzeux***

Les échantillons subissent ensuite une série d'attaques acides destinées à éliminer l'ensemble des minéraux non quartzeux. Pour cela, la fraction non magnétique est soumise à un mélange contenant 1/3 d'acide chlorhydrique (HCl) à 37% et 2/3 d'acide hexafluorosilicique (H_2SiF_6) à 34%. HCl élimine les carbonates ($CaCO_3$) ainsi que de nombreux métaux et oxydes métalliques. H_2SiF_6 élimine tous les autres minéraux à l'exception du quartz.

Les échantillons sont placés pendant 24 heures sous agitation continue afin que les acides agissent de manière homogène sur l'ensemble des grains et que ces derniers s'entrechoquent et s'abrasent progressivement. Cette manipulation est répétée en général 3 à 5 fois, jusqu'à ce que les acides n'agissent plus sur l'échantillon (la solution reste limpide au contact des échantillons).

Les échantillons sont ensuite rincés jusqu'à obtention d'un pH neutre, puis séchés en étuve (T= 80 °C) et pesés afin de quantifier la masse de quartz pur qui subsiste.

3.1.1.4. ***Elimination du ^{10}Be atmosphérique autour des grains de quartz***

Le ^{10}Be atmosphérique est issu de la spallation nucléaire des deux constituants les plus abondants de l'atmosphère que sont l'Azote (^{14}N) et l'Oxygène (^{16}O). Son temps de résidence dans l'atmosphère est relativement court (environ 3 ans d'après Baroni et al., 2011) avant d'être transféré à la surface du globe, sous sa forme soluble, par le biais des précipitations. Sous cette forme, le ^{10}Be

atmosphérique est très efficacement adsorbé par les particules organiques qui circulent dans les eaux continentales avant d'être stocké dans les sédiments lacustres et marins (^{10}Be authigène ; Lebatard & Bourlès, 2015). En revanche, le ^{10}Be atmosphérique est incapable de pénétrer dans le réseau cristallin des roches de surface ; il se contente de contaminer la périphérie des minéraux, notamment en se logeant dans les zones de faiblesse du réseau cristallin (Gosse & Phillips, 2001). Ces contaminations sont néanmoins susceptibles de fausser l'appréciation de la concentration réelle de ^{10}Be produit *in situ* dans un échantillon.

La purification du quartz intègre donc une toute dernière étape destinée à éliminer le ^{10}Be atmosphérique fixé sur la surface des grains de quartz. Pour cela, les échantillons subissent une séquence de 3 attaques à l'acide fluorhydrique (HF) à 40% sous agitation continue pendant 24 heures. HF est introduit dans chaque échantillon en tant que réactif limitant afin de dissoudre, à chaque attaque, seulement 10% de la masse de quartz en présence (Brown et al., 1991, Kohl et Nishiizumi, 1992). Cela signifie que la quantité d'acide introduit est précisément calculée à raison de 3,5 ml par gramme de quartz à dissoudre. Outre l'élimination du ^{10}Be atmosphérique à la périphérie du quartz, ces attaques HF permettent de dissoudre les derniers minéraux résiduels (feldspath et micas) susceptibles d'avoir résisté aux attaques précédentes. Notons enfin que l'élimination de l'^{26}Al atmosphérique n'est pas un enjeu dans la mesure où le Silicium, en particulier son isotope ^{28}Si à partir duquel se forme ^{26}Al [^{28}Si(n,2np)^{26}Al], est absent dans l'atmosphère.

A l'issue de cette étape de décontamination, les échantillons sont rincés jusqu'à pH neutre, séchés en étuve, et pesés. Cette dernière pesée avant dissolution totale est extrêmement importante et doit être réalisée avec précision car cette valeur est prise en compte dans l'équation qui permet de calculer la concentration en ^{10}Be (ou ^{26}Al) d'un échantillon à partir du rapport isotopique (^{10}Be/^{9}Be ou ^{26}Al/^{27}Al) mesuré par AMS (m_{quartz}, cf. section 3.3.2). Il convient à ce stade de disposer au minimum de 15 à 20 grammes de quartz totalement purifié pour finaliser le protocole. La masse éventuellement en excès est mise en réserve.

3.1.2. Ajout d'un entraîneur et préparation du « blanc »

L'ajout d'un entraîneur est une étape incontournable du protocole lorsque les échantillons sont destinés à subir une extraction du Béryllium car, à l'état naturel, le quartz (SiO_2) ne contient qu'une très faible quantité de Béryllium, y compris dans les roches de surface où le rayonnement cosmique secondaire produit le ^{10}Be *in situ* qu'on cherche à mesurer. L'ajout d'un entraîneur va donc permettre de disposer d'une quantité de matière suffisamment importante pour (i) être manipulable au niveau de l'extraction chimique et (ii) quantifiable au niveau de l'AMS (il faut que la quantité d'atomes contenus dans les échantillons soit supérieure au seuil de détection sur l'AMS).

L'entraîneur du ^{10}Be utilisé au LN2C-CEREGE est une solution acide issue de la dissolution de cristaux de Phénakite (Be_2SiO_4) échantillonnés dans une mine brésilienne à plusieurs centaines de mètres sous la surface, donc totalement protégés de l'accumulation de ^{10}Be *in situ*. Ceci garantit une composition isotopique exclusivement en ^{9}Be. La concentration en ^{9}Be de cette solution est précisément connue et certifiée par plusieurs laboratoires : elle est de 3025 ± 9 ppm, soit (3,025 ± 0,009).10^{-3} gramme de ^{9}Be par gramme de solution (Merchel et al., 2008 ; Braucher et al., 2015). Chaque échantillon destiné à une mesure par AMS du rapport ^{10}Be/^{9}Be reçoit donc, immédiatement avant la dissolution totale, et au plus tard avant l'étape de précipitation, une quantité précise (100 µl) de cet entraîneur. Connaissant la masse de l'entraîneur (100 µl) et sa concentration (3025 ± 9 ppm), le nombre

d'atomes de ^{9}Be contenus dans le *spike* est calculable via l'équation 1.6. Cette valeur permettra, à la suite des mesures par AMS, de fixer le rapport ^{10}Be/^{9}Be et, sur ces bases, calculer la concentration en ^{10}Be *in situ* des échantillons (cf. section 3.3.2).

$$^{9}Be = \frac{m_{spike} \times [spike] \times 10^{-6}}{M(Be) \times N_A} \qquad \text{(Eq. 1.6)}$$

où m_{spike} est la masse (exprimée en mg) de l'entraîneur ajoutée dans l'échantillon, $[spike]$ est la concentration de l'entraîneur (3025 ± 9 ppm), $M(Be)$ est la masse molaire du ^{9}Be (9,012 g.mol^{-1}) et N_A est le nombre d'Avogadro (6,022 x 10^{23} mol^{-1}), c'est-à-dire le nombre d'atomes se trouvant dans une mole de matière.

Lorsque les échantillons sont destinés à subir une extraction de l'Aluminium, l'ajout d'un entraîneur n'est pas absolument nécessaire car l'Aluminium est naturellement présent dans le quartz en quantité suffisante pour permettre son extraction et la mesure du rapport ^{26}Al/^{27}Al par AMS. Cependant, la concentration en ^{27}Al, qui est l'entraîneur de l'^{26}Al, doit impérativement être mesurée afin de fixer le rapport ^{27}Al/^{26}Al et, sur ces bases, calculer la concentration en ^{26}Al *in situ* des échantillons (cf. section 3.3.2). Ces mesures sont effectuées par ICP-MS sur un aliquote de 500 µl prélevé immédiatement avant la précipitation des échantillons (cf. section 3.1.3). Il est important de préciser que les mesures par ICP-MS ne permettent pas de distinguer les deux isotopes de l'Aluminium (^{26}Al et ^{27}Al) : elles permettent seulement de mesurer la concentration "totale" en Aluminium d'un échantillon. Cependant, la concentration en ^{26}Al étant négligeable par rapport à celle de ^{27}Al (^{26}Al/^{27}Al ≈ 10^{-13}), les valeurs mesurées par ICP-MS sont considérées comme uniquement représentatives de la concentration en ^{27}Al. Par ailleurs, si les mesures par ICP-MS indiquent une concentration en Aluminium inférieure au seuil de détection de l'AMS, les échantillons doivent être *spikés* avant de finaliser le protocole. Le cas échéant, le *spike* utilisé est solution commerciale de ^{27}Al dosée à 1000 ppm.

Parallèlement, un « blanc chimique » doit être préparé pour chaque série d'échantillons, quel que soit le TCN d'intérêt. Un « blanc » est un échantillon qui contient comme seule matière l'entraîneur (^{9}Be ou ^{27}Al) qu'on y a introduit. Cet échantillon « blanc » subit la suite du protocole chimique exactement comme les autres échantillons de la série. Le rapport isotopique de cet échantillon « blanc », bien que connu *a priori* (cf. *supra*), sera mesuré par AMS au même titre que tous les autres échantillons de la série. Cette mesure est destinée à quantifier les pollutions éventuellement survenues au cours du protocole d'extraction chimique (via la présence de ^{10}Be atmosphérique dans la pièce où se déroulement les traitements et/ou via les réactifs utilisés pendant les traitements). Notons d'ores et déjà qu'un « blanc machine » est également mesuré par AMS afin d'estimer la déviation des mesures effectuées sur la machine au moment du passage des échantillons par rapport à un standard international certifié.

3.1.3. Dissolution totale du quartz et extraction du Béryllium et de l'Aluminium

3.1.3.1. <u>Dissolution totale de l'échantillon de quartz pur</u>

La dissolution totale du quartz permet d'aboutir à un échantillon qui ne contient plus que les éléments-traces (Béryllium, Aluminium, Bore, Fer, Manganèse). Elle est obtenue en ajoutant une quantité d'acide fluorhydrique (HF à 40%) supérieure à la masse de quartz totalement purifié dont on dispose à ce stade du protocole. L'attaque acide se déroule sous agitation continue pendant 24 ou 48

heures jusqu'à dissolution totale du quartz en présence. Si, éventuellement, tout le quartz de l'échantillon n'est pas dissous à l'issue de cette opération, la masse résiduelle est pesée pour être soustraite à la masse initiale de quartz purifié afin d'obtenir la masse de quartz effectivement dissoute ; c'est cette valeur [m_{quartz}] qui est intégrée à l'équation permettant de calculer la concentration en ^{10}Be (ou ^{26}Al) d'un échantillon à partir du rapport isotopique (^{10}Be/^{9}Be ou ^{26}Al/^{27}Al) mesuré par AMS (cf. section 3.3.2).

3.1.3.2. Evaporation totale de HF et récupération du Béryllium et de l'Aluminium

La solution est ensuite placée dans un bécher en téflon puis chauffée à 250 °C sur une plaque chauffante jusqu'à évaporation complète de HF. Les manipulations sont effectuées sous une hotte équipée d'un système de lavage des gaz car l'évaporation de HF provoque la diffusion de gaz toxiques comme le Tétrafluorure de silicium (SiF4). Ensuite, ~5 ml de HF à 48% sont ajoutés dans le bécher puis évaporés ; l'opération est répétée trois fois de suite, toujours sur plaque chauffante à 250 °C et sous hotte à lavage des gaz. L'objectif est de favoriser l'élimination du Bore (B), par évaporation sous forme de Fluorure de bore (BF2), car le ^{10}B est un isobare du ^{10}Be très abondant dans l'environnement terrestre, beaucoup plus abondant que le ^{10}Be. Son élimination est donc recherchée tout au long du protocole d'extraction car sa présence en trop grande quantité limite la qualité des mesures du rapport ^{10}Be/^{9}Be par AMS. Enfin, l'ajout de 5 ml d'acide nitrique (HNO_3), dans les mêmes conditions que précédemment, permet d'éliminer les derniers composés fluorés (notamment CaF2, MgF2) et, donc, récupérer le Béryllium et l'Aluminium restés en solution.

HF étant un acide particulièrement agressif et toxique, il est nécessaire de le substituer par un autre acide afin de finaliser le protocole d'extraction sans risque. Pour cela, les échantillons reçoivent 5 ml d'acide perchlorique ($HClO_4$ à 70%), toujours sur plaque chauffante et sous hotte aspirante à lavage des gaz.

L'encroûtement issu de ces évaporations successives est remis en solution en ajoutant ~4 à 5 ml d'HCl à 7M puis transféré dans un tube à essai et centrifugé de manière à éliminer d'éventuels résidus. Le cas échéant, c'est à ce stade qu'est prélevée une aliquote de 500 µl destinée à une mesure de la concentration en ^{27}Al par ICP-MS.

3.1.3.3. Précipitation du Be et Al et séparation des éléments par chromatographie

L'objectif est à présent d'augmenter progressivement le pH de la solution acide préalablement obtenue afin d'aboutir à la précipitation du Béryllium et l'Aluminium sous forme d'Hydroxydes de Béryllium et d'Aluminium, $Be(OH)_2$ et $Al(OH)_3$ respectivement, tout en maintenant à l'état soluble le Bore éventuellement encore présent dans la solution. Pour cela, on ajoute une solution d'ammoniaque aqueuse à 32% (NH4OH) au goutte à goutte jusqu'à ce que le pH des échantillons soit proche de 8-9. En effet, le Béryllium et l'Aluminium sont des éléments chimiques solubles en milieu acide mais qui précipitent en milieu alcalin lorsque le pH atteint une valeur de 8. Comme la précipitation du Bore nécessite un milieu plus basique encore, on veille à ce que le pH des échantillons ne dépasse pas 9 en contrôlant régulièrement la solution avec du papier pH.

Les échantillons sont ensuite passés en centrifugeuse afin de bien séparer les précipités de Be et Al des surnageants. Ces derniers sont jetés afin d'éliminer les résidus non désirés qu'ils contiennent. Les précipités sont re-solubilisés par ajout de HCl à 10,2M.

3.1.3.4. Séparation par chromatographie sur résines échangeuses d'ions

L'extraction du Béryllium, éventuellement de l'Aluminium, est enfin réalisée grâce à l'utilisation de résines échangeuses d'ions. Deux chromatographies successives sont effectuées (Fig. 1.16), la première utilise une résine cationique (DOWEX 1x8, 100-200 mesh) qui permet de retenir notamment le Fer (Fe^{2+}) et le Manganèse (Mn^{2+}). La seconde utilise une résine anionique (DOWEY 50WX8, 100-200 mesh) qui permet d'éliminer les derniers résidus de Bore (B^{3+}) et de recueillir successivement, donc séparément, le Béryllium (sous la forme Be^{2+}) et l'Aluminium (sous la forme Al^{2+}). Une nouvelle étape de précipitation par ajout d'ammoniaque aqueuse à 32% (NH4OH) puis re-solubilisation du précipité par ajout de HCl à 10,2M s'intercale entre ces deux chromatographies.

Une fois le Béryllium et l'Aluminium recueillis dans deux béchers séparés, les deux séries d'échantillons subissent une dernière précipitation par ajout d'ammoniaque à 32%, puis une remise en solution, non pas par HCl comme précédemment, mais par adjonction de 200 µl d'acide nitrique à 69% (HNO_3).

Figure I.16. Colonnes de résines échangeuses d'ions.
Cliché C. Mahé (2015)

3.1.3.5. Oxydation du Béryllium et de l'Aluminium et cathodage des échantillons

Suite à ce dernier cycle précipitation-dissolution, les échantillons de Béryllium et d'Aluminium sont respectivement placés dans des creusets de porcelaine et de quartz afin de subir (i) une phase d'évaporation sur plaque chauffante à 250 °C pendant 1 heure, puis à 400 °C pendant 10 minutes, puis (ii) une phase d'oxydation à très haute température dans un four à moufle à 700 °C pendant 4 heures pour les creusets de porcelaine, et à 900 °C pendant 2 heures pour les creusets en quartz.

Les Oxydes de Béryllium (BeO) et d'Aluminium (Al_2O_3) ainsi formés sont mélangés avec un métal conducteur en poudre, du Niobium (Nb) dans le cas du Béryllium, de l'Argent (Ag) dans le cas de l'Aluminium, avant d'être pressés dans des cathodes de cuivre en vue des mesures par AMS.

3.2. La mesure des rapports isotopiques par AMS

3.2.1. Principe des mesures effectuées par AMS

La spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) est une technique qui permet de distinguer et de compter les atomes en fonction de leur masse atomique, ou plus exactement leur nombre de masse (nombre total de nucléons), mais aussi en fonction de leur numéro atomique (nombre total de protons). Elle offre donc la possibilité de séparer :

(i) les différents isotopes d'une même espèce chimique (par exemple le ^{10}Be et le ^{9}Be ou le ^{26}Al et le ^{27}Al). Par définition, les isotopes d'une même espèce chimique ont le même nombre de protons, donc le même numéro atomique, mais pas le même nombre de neutrons, donc pas le même nombre de masse qui correspond au nombre total de nucléons (cf. Tabl. 1.4).

(ii) les isobares d'un isotope donné (par exemple le ^{10}Be et le ^{10}B, ou l'^{26}Al et le ^{26}Mg). Par définition, deux isobares ont la même masse atomique car ils ont le même nombre total de nucléons mais comme ils n'appartiennent pas à la même espèce chimique car ils n'ont pas le même nombre de protons.

Tableau 1.4. Isotopes de Be et d'Al, isobares de ^{10}Be et ^{26}Al

	^{9}Be	^{10}Be	^{10}B	^{27}Al	^{26}Al	^{26}Mg
Nombre de protons (numéro atomique)	4	4	5	13	13	12
Nombre de neutrons	5	6	5	14	13	14
Nombre de masse (nombre total de nucléons)	9	10	10	27	26	26

Le ^{10}Be et le ^{9}Be sont deux isotopes du Béryllium. Le ^{26}Al et ^{27}Al sont deux isotopes de l'Aluminium. Le ^{10}B est un isobare du ^{10}Be. Le ^{26}Mg est un isobare du ^{26}Al.

Dans un spectromètre de masse par accélération comme dans un spectromètre de masse classique, c'est-à-dire sans accélération, la séparation des atomes (isotopes) en fonction de leur nombre de masse repose sur le principe de la déviation différentielle des ions dans un champ magnétique (cf. Tabl. 1.4 montrant que les isotopes ont un nombre de masse différent). Lorsque des ions de même charge électrique sont accélérés dans un faisceau à un certain niveau d'énergie et, en même temps, placés dans un champ magnétique d'une certaine intensité, les particules subissent une déviation dont l'angle de courbure est étroitement contrôlé par leur masse atomique. Cependant, la spectrométrie de masse classique n'est capable de séparer les particules que si leur différence de masse est supérieure à 4.10^{-5} et leur abondance relative inférieure à 10^{5}-10^{6} (Bourlès, 1988). Cette limite en résolution a longtemps verrouillé toute opportunité de quantification des TCN produits *in situ* en raison de leur très faible abondance dans la croûte terrestre et, surtout, de leur très faible concentration par rapport à leur isotope stable et leur isobare (Tabl. 1.4). Par exemple, le ^{10}Be produit *in situ* dans le quartz est 10^{8} fois moins abondant que son isotope stable, le ^{9}Be, et son isobare, le ^{10}B. De même, ^{26}Al est 10^{14} à 10^{15} fois moins abondant que son isotope stable, le ^{27}Al, et son isobare, le ^{26}Mg.

A partir des années 1980, la spectrométrie de masse par accélération a permis de révolutionner la quantification des TCN *in situ,* d'abord en augmentant considérablement la sensibilité de détection des machines et donc en permettant des mesures à très hautes résolution sur des quantités de matière extrêmement faibles, ensuite en permettant d'atteindre un niveau d'énergie suffisamment élevé dans le faisceau de particules accélérées pour permettre l'application de la loi de Bethe-Bloch (1930) et, sur ces bases, séparer les isobares (non discriminés dans le faisceau par leur rayon de courbure) en fonction de

leur numéro atomique (cf. Tabl. 1.4 montrant que les isobares ont un numéro atomique différent). D'après cette loi (équation 1.7), les particules accélérées à une vitesse (v) et traversant une épaisseur de matière (dx) perdent une quantité d'énergie (dE) proportionnelle (k) au carré de leur numéro atomique (z).

$$\frac{dE}{dx} = \frac{k.z^2}{v^2}$$

Dans le cas de l'accélérateur ASTER, l'ajout d'une feuille de Nitrure de silicium (Si_3N_4) d'épaisseur et de densité connue immédiatement à la sortie du système de séparation des ions (Fig. 1.17) permet de distinguer les isobares (^{10}Be versus ^{10}B et ^{26}Al versus ^{26}Mg) via une mesure de la perte d'énergie des particules ayant traversé cette feuille nitrure de silicium.

3.2.2. Présentation d'ASTER (*Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques*)

ASTER est un spectromètre de masse par accélération d'une capacité de 5 MeV installé au Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques du Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (LN2C-CEREGE), et en service depuis mars 2007 (Klein et al., 2008 ; Arnold et al., 2010, 2013). La machine est composée de 3 blocs (Fig. 1.17).

3.2.2.1. La ligne d'injection comprend la source et l'aimant d'injection

La source est une chambre au sein de laquelle les atomes de Béryllium issus des échantillons cathodés subissent un bombardement par des ions césium afin d'obtenir des molécules ionisées d'Oxyde de Béryllium (BeO^-). Au cours des sessions de mesure consacrées à l'Aluminium, la source produit des ions négatifs Al^-. Une différence de potentiel de 22 KeV entre le carrousel qui porte les échantillons cathodés et la sortie de la source produit une première accélération des particules jusqu'à 40-100 KeV immédiatement à la sortie de la source. Le faisceau d'ions négatifs ainsi formé subit une première sélection en masse au niveau de l'aimant d'injection.

3.2.2.2. L'accélérateur correspond à la partie centrale du spectromètre

C'est dans ce module central que le faisceau d'ions négatif issu de la ligne d'injection subit la plus forte accélération, jusqu'à 4,5 MeV au centre de l'accélérateur au cours des sessions consacrées au Béryllium et 2,7 MeV au cours des sessions consacrées à l'Aluminium. En ce point central du spectromètre se trouve un canal d'épluchage ("stripper") destiné à transformer les ions négatifs (BeO^-) du faisceau initial en ions positifs (Be^{2+}), qui sont à leur tour accélérés jusqu'à la sortie du spectromètre.

3.2.2.3. La ligne d'analyse

A la sortie du spectromètre, le faisceau de cations de haute énergie traverse un aimant d'analyse réglé de telle sorte que son rayon de courbure corresponde au rayon de déviation des ions $^{10}Be^{2+}$. Les ions $^{9}Be^{2+}$, quant à eux, sont interceptés par une cuillère de Faraday qui mesure le courant produit par ces ions. Après l'aimant d'analyse, les ions de masse 10 traversent une feuille de nitrure de silicium (Si_3N_4) et perdent de l'énergie proportionnellement à leur numéro atomique (cf. loi de Bethe-Bloch). Comme les cations de Bore (B^{3+}) formés au passage de la feuille de nitrure de silicium perdent plus d'énergie que les cations de Béryllium (Be^{4+}), leur déviation est moindre dans le champ électrique

produit par le déflecteur électrostatique. Ainsi, les cations de Bore (B^{3+}) sont éliminés du faisceau. Enfin, le faisceau atteint la chambre de détection. Celle-ci est composée de 4 compartiments baignés dans un mélange gazeux dont la pression est réglée de telle sorte que seuls les atomes de Béryllium puissent les traverser. Seul l'enregistrement simultané d'un signal électrique provenant de chacun de ces 4 compartiments est comptabilisé comme un « coup » correspondant à un atome de Béryllium de masse 10.

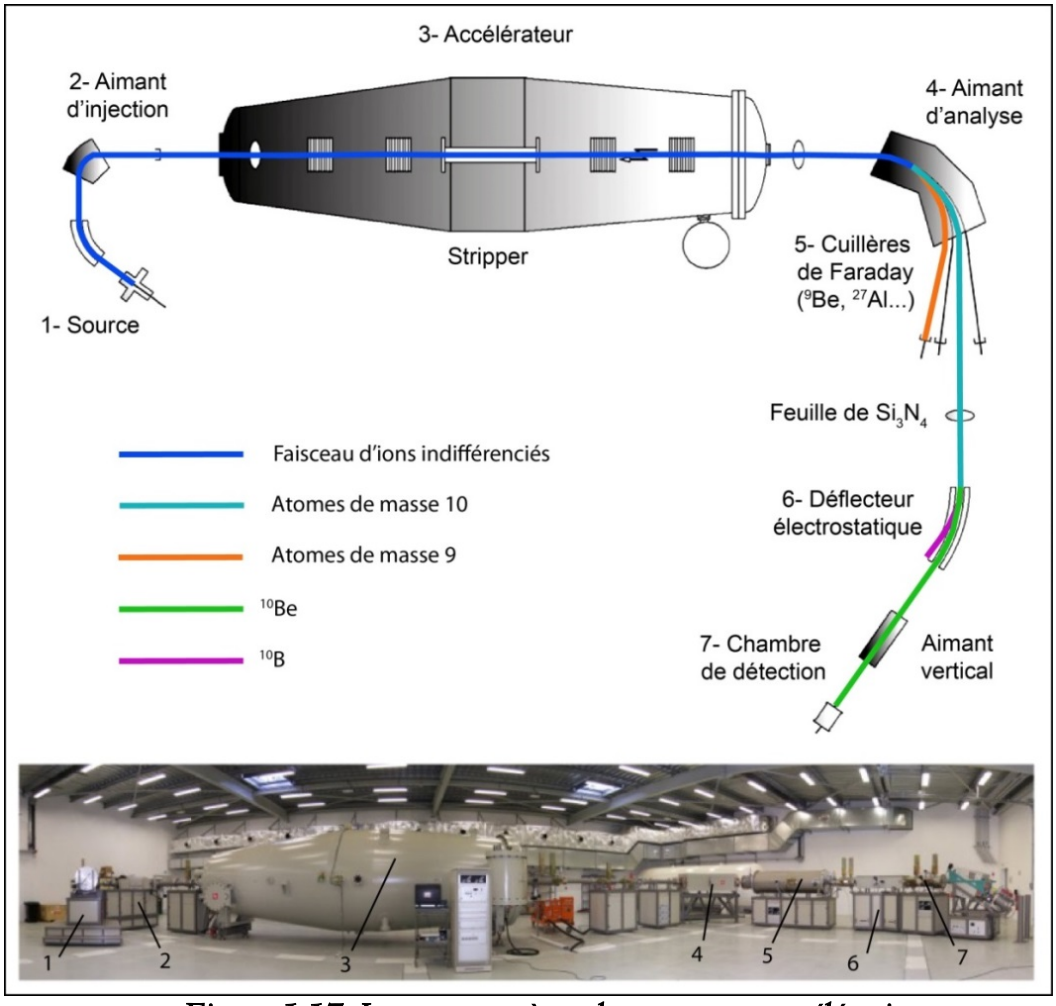


Figure I.17. Le spectromètre de masse par accélération ASTER, LN2C CEREGE. Extrait de Klein et al. (2008).

3.3. Des rapports isotopiques aux concentrations en TCN

3.3.1. Les mesures par AMS produisent un rapport isotopique

Lors de son passage à l'AMS, chaque échantillon fait l'objet de 3 à 6 séquences de mesures de 20 minutes chacune au cours desquelles sont enregistrés (i) le nombre total de coups en ^{10}Be (ou ^{26}Al) dans la chambre de détection ; et (ii) le courant en ^{9}Be (ou ^{27}Al) mesuré sur la cuillère de Faraday. Sur ces bases, la machine calcule pour chaque échantillon un rapport isotopique assorti d'une incertitude, exprimée en pourcentage, qui intègre l'incertitude de la mesure (statistique), l'incertitude du standard (certification), l'incertitude de la moyenne des mesures d'étalons (« blanc machine ») à laquelle on ajoute une erreur machine systématique estimée à 0,5% par Arnold et al. (2010).

L'incertitude statistique intègre la variabilité des mesures enregistrées sur un même échantillon au cours des 3 à 6 séquences de mesures de 20 minutes.

L'incertitude du « blanc machine » intègre le risque de déviation des mesures effectuées par la machine par rapport à un standard international.

L'incertitude du standard est donnée par la marge d'erreur qui encadre le standard international utilisé. Au moment de sa mise en service en 2007, le standard utilisé par le LN2C pour normaliser les rapports isotopiques mesurés sur ASTER était une solution commerciale certifiée par le « National Institute of Standards and Technology standard reference material » et intitulée « NIST SRM 4325 ». Le rapport ^{10}Be/^{9}Be de cette solution certifiée est de 2,79.10^{11} ± 1,08% (Nishiizumi et al., 2007). Depuis 2015, « NIST SRM 4325 » n'est plus disponible. Le LN2C utilise donc une solution « maison » intitulée « STD11 », calibrée sur la base de « NIST SRM 4325 » et de mesures AMS effectuées dans plusieurs laboratoires (le SUERC près de Glasgow ; en Ecosse, Dreams à Dresde, en Allemagne ; LLNL à Livermore ; aux Etats-Unis ; et VERA à Vienne, en Autriche). Le rapport ^{10}Be/^{9}Be certifié de « STD11 » est (1,191 ± 0.013).10^{11} (Braucher et al., 2015).

3.3.2. Des rapports isotopiques mesurés par AMS aux concentrations en TCN *in situ*

Connaissant d'une part le rapport isotopique de chaque échantillon (échantillon « blanc » compris) et, d'autre part, leur teneur en ^{9}Be (ou ^{27}Al) (cf. section 3.1.2), la concentration en ^{10}Be (ou ^{26}Al), et son incertitude, peuvent être calculées comme suit (cf. équation 1.8 et 1.9) :

$$^{10}Be = \left[\left(\frac{^{10}Be}{^{9}Be}\right) - \left(\frac{^{10}Be}{^{9}Be}\right)_{blanc}\right] \times \frac{^{9}Be}{m_{quartz}} \qquad \text{(Eq. 1.8)}$$

où m_{quartz} est la masse dissoute de quartz de chaque échantillon, exprimée en grammes, $\left(\frac{^{10}Be}{^{9}Be}\right)$ le rapport isotopique de chaque échantillon mesuré par AMS, $\left(\frac{^{10}Be}{^{9}Be}\right)_{blanc}$ le rapport isotopique de l'échantillon « blanc » également mesuré par AMS, et ^{9}Be la concentration en ^{9}Be de chaque échantillon, connue via l'équation 1.6 (section 3.1.2).

$$incert.\ ^{10}Be = \frac{^{9}Be}{m_{quartz}} \times \sqrt{\left(\frac{incert\frac{^{10}Be}{^{9}Be}}{100} \times \frac{^{10}Be}{^{9}Be}\right)^{2} + \left(\frac{^{10}Be}{^{9}Be}\right)_{blanc}^{2}} \qquad \text{(Eq. 1.9)}$$

où $incert\frac{^{10}Be}{^{9}Be}$ est exprimée en pourcentage et livré directement par l'AMS.

4- Modéliser la concentration en TCN produits *in situ*. Différentes applications en géochronologie et géomorphologie

Compte tenu des modalités d'accumulation des TCN dans la croûte terrestre (cf. section 2, équation 1.5), la concentration en TCN mesurée sur un échantillon dépend :

(i) du taux de production au point d'échantillonnage (production totale, Fig. 1.14),

(ii) du taux de dénudation en surface (ε) au droit du point d'échantillonnage, qui modifie la profondeur à laquelle s'est trouvé l'échantillon au cours du temps,

(iii) de la durée d'exposition (t),

(iv) de la constante de décroissance radioactive (λ) du nucléide cosmogénique mesuré.

Parmi ces quatre variables, deux sont connues ou faciles à contraindre sur le terrain :

(i) la constante de décroissance radioactive

(ii) le taux de production au point d'échantillonnage, qui est estimé à partir de mesures et observations de terrain relativement faciles à recueillir (latitude, altitude, écrantage topographique, enneigement, profondeur sous la surface, cf. section 2.3).

Le taux de dénudation au droit du point d'échantillonnage et la durée d'exposition au rayonnement cosmique sont donc les deux seules véritables inconnues de l'équation (cf. équation 1.5). Cela explique pourquoi la concentration en TCN produits *in situ* est exploitable à la fois dans une optique géochronologique (dater des sédiments ou des surfaces rocheuses afin de contraindre la chronologie d'un évènement géodynamique) et géomorphologique (quantifier la dénudation en surface).

Plusieurs applications géochronologiques et géomorphologiques ont été développées ces dernières années. Ces applications concernent des contextes géologiques et géomorphologiques extrêmement diversifiés et reposent sur des stratégies d'échantillonnage et de modélisation très différentes dont on expose ici les modalités en distinguant :

(i) Les stratégies de modélisation fondées sur la mesure d'**un seul TCN par échantillon**. Ces stratégies de modélisation sont adossées au postulat d'une **histoire d'exposition simple**, c'est-à-dire une exposition unique et continue des échantillons (cf. section 4.1).

(ii) Les stratégies de modélisation fondées sur **la mesure conjointe, sur un même échantillon, de deux TCN caractérisés par des périodes de décroissance radioactives différentes**. Ces stratégies de modélisation sont adossées au postulat d'une **histoire d'exposition complexe**, c'est-à-dire une histoire d'exposition caractérisée par une ou plusieurs périodes d'enfouissement (cf. section 4.2).

4.1. Modéliser des histoires d'exposition simples Datation par exposition versus taux de dénudation

4.1.1. Evolution temporelle de la concentration en régime érosif

4.1.1.1. Domaine linéaire versus domaine asymptotique

La figure 1.18 montre l'évolution temporelle de la concentration en TCN dans les minéraux des roches de la surface terrestre pour différents taux de dénudation et dans le cadre d'une histoire d'exposition simple, c'est-à-dire une histoire d'exposition caractérisée par une période d'exposition unique et continue. Quel que soit le régime érosif dans lequel les TCN produits *in situ* s'accumulent au cours du temps, on observe que leur concentration augmente dans un premier temps selon une fonction linéaire du temps (**domaine linéaire**) avant d'atteindre un état stationnaire (**domaine asymptotique**) au cours duquel les gains en TCN *in situ* (en fait : le taux de production au point d'échantillonnage) sont compensés conjointement par les pertes liées à la décroissance radioactive des TCN et par la dénudation des roches de surface.

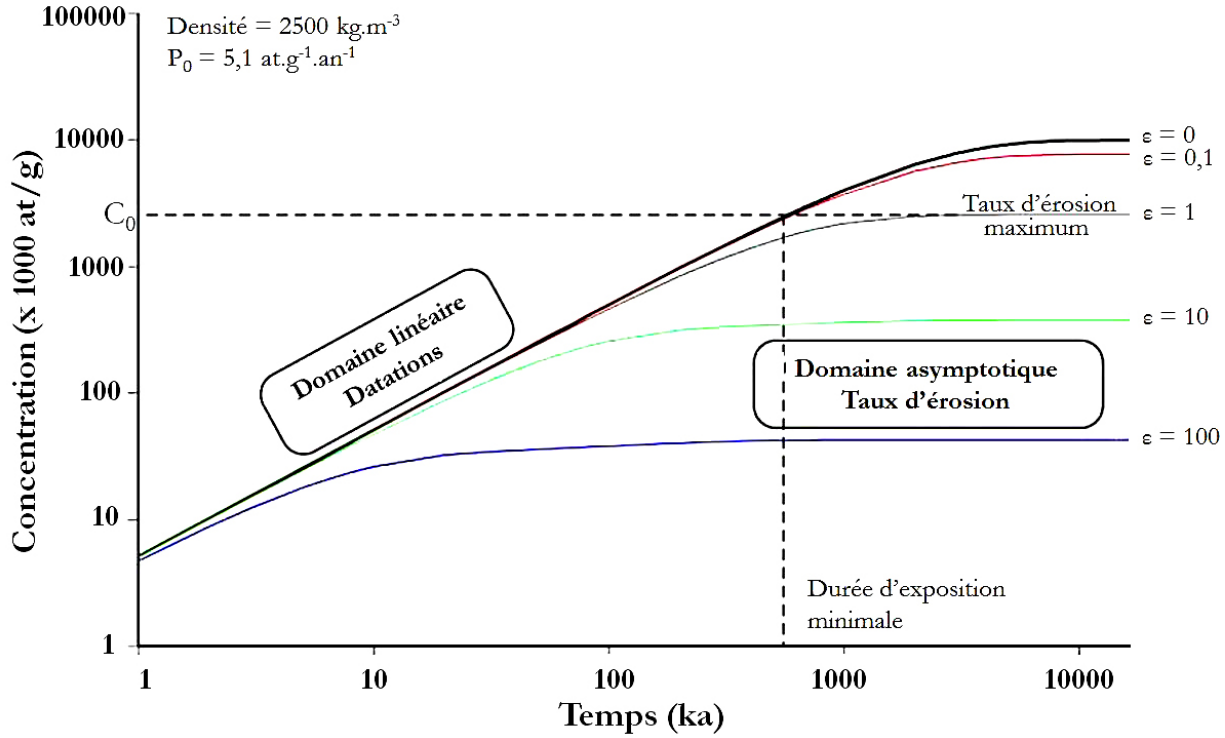


Figure 1.18. Evolution temporelle de la concentration en ^{10}Be produit *in situ* pour différents taux de dénudation.

Les courbes sont étalonnées pour un taux de production en surface de 5,1 at.g^{-1}.an^{-1} et une densité des roches traversées par le rayonnement cosmique secondaire de 2,5 g.cm^{-3}. La concentration en ^{10}Be atteint un état stationnaire (domaine asymptotique) entre les gains (qui sont proportionnels au taux de production) et les pertes (par décroissance radioactive et dénudation des roches de surface) d'autant plus rapidement que les processus de dénudation sont actifs. Dans le domaine linéaire, le bilan entre les gains et les pertes en TCN est positif car les pertes sont uniquement contrôlées par la dénudation. Extrait de Regard (2010).

4.1.1.2. La notion de temps d'intégration

La figure 1.18 montre par ailleurs que cet état stationnaire est d'autant plus vite atteint que le taux de dénudation en surface est élevé. Le temps d'intégration désigne la durée nécessaire pour que la concentration atteigne l'état stationnaire. Dans le cas du ^{10}Be, elle est de l'ordre quelques Ma lorsque la dénudation en surface est quasi nulle, de l'ordre de 100 ka lorsque la dénudation en surface est proche de 10 m/Ma et de l'ordre de 10 ka lorsque la dénudation en surface est proche de 100 m/Ma. Le temps d'intégration associé à la concentration en TCN d'un échantillon est calculable de la manière suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda + \frac{\varepsilon}{\Lambda}} \qquad \text{(Eq. 1.10)}$$

où λ est la constante de décroissance radioactive exprimée en années, ε le taux de dénudation exprimé en g.cm^{-2}.an^{-1} afin d'intégrer la densité des roches de surface, et Λ la longueur d'atténuation exprimée en g.cm^{-2} également pour intégrer la densité des roches de surface.

4.1.1.3. Deux stratégies d'échantillonnage et de modélisation des concentrations en TCN in situ

Le fait de mesurer un seul TCN sur le ou les échantillons d'un site de prélèvement place l'utilisateur devant la nécessité de résoudre conjointement les deux inconnues du modèle d'accumulation des TCN *in situ* que sont la durée d'exposition *(t)* et le taux de dénudation *(ε*, cf. équation 1.5 et Fig. 18). Pour y parvenir, deux stratégies d'échantillonnage et de modélisation des concentrations mesurées sont envisageables :

(i) la première consiste à modéliser individuellement, soit en termes de durée d'exposition, soit en termes de taux de dénudation, le ou les échantillons prélevés séparément en surface ou à une profondeur précisément relevée sur le terrain. Dans ce cas de figure, selon l'objectif recherché (datation d'un évènement ou quantification de la dénudation en surface), le contexte géologique et/ou géomorphologique du site de prélèvement permet de contraindre l'une ou l'autre des deux inconnues de l'équation 1.5 (cf. section 4.1.2).

(ii) la seconde consiste à prélever plusieurs échantillons le long d'un profil vertical et à modéliser conjointement la durée d'exposition et le taux de dénudation (cf. section 4.1.3).

4.1.2. Modéliser la concentration mesurée sur un échantillon isolé

4.1.2.1. Concentration versus durée d'exposition

La figure 1.18 montre que la concentration mesurée sur un échantillon est directement convertible en durée d'exposition à condition (i) de connaitre le taux de dénudation qui a abaissé la surface rocheuse au droit du point d'échantillonnage durant toute la plage d'accumulation des TCN *in situ* et (ii) d'avoir la garantie que le domaine asymptotique n'est pas atteint. Le moyen le plus simple de remplir ces deux conditions est de sélectionner des surfaces rocheuses localisées dans un contexte géologique et/ou géomorphologique qui garantit une érosion nulle ou extrêmement faible depuis l'exposition initiale (surface rocheuse polie par la glace, miroir de faille strié sur un scarplet, plan de glissement de terrain…). Dans ce cas de figure, la plage temporelle permettant de modéliser la durée d'exposition (domaine linéaire) est de l'ordre de 1Ma.

Connaissant la valeur du taux de dénudation (0 $m.Ma^{-1}$ garanti par les caractéristiques morphologiques de la surface échantillonnée), la durée d'exposition est directement calculable via l'équation 1.5. La valeur ainsi obtenue doit être considérée comme un **âge apparent** pour les raisons suivantes (Fig. 1.19) :

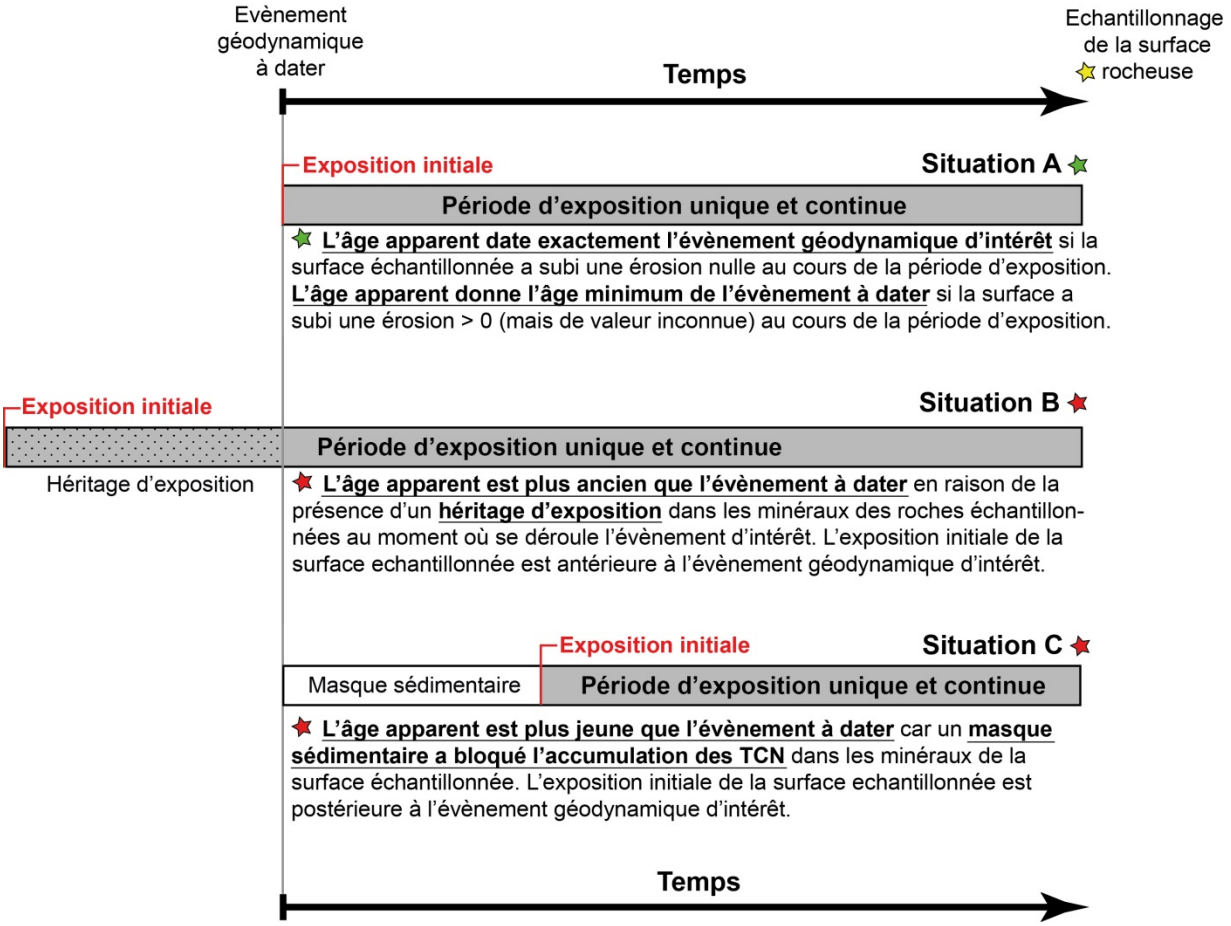


Figure I.19. Durée d'exposition et âge apparent d'un évènement géodynamique.

(i) Il peut arriver que la surface échantillonnée ne présente pas toutes les garanties morphologiques d'une érosion parfaitement nulle depuis son exposition initiale. Si une érosion, même très faible, a effectivement eu lieu au cours de la plage d'accumulation des TCN *in situ* mais que l'utilisateur n'a aucun moyen de quantifier la valeur exacte de cette dénudation, **la durée d'exposition modélisée pour une érosion nulle fournit un âge minimum (Situation A)**.

(ii) La méthode de datation par exposition postule que l'accumulation des TCN s'est déroulée au cours d'une histoire d'exposition simple, unique et continue et que, par conséquent, l'exposition initiale de la surface échantillonnée est exactement contemporaine de l'évènement qu'on cherche à dater. Or, il peut arriver que l'exposition initiale de l'échantillon ne coïncide pas exactement avec l'évènement qu'on cherche à dater. Dans ce cas de figure, l'âge apparent sera :

(ii_a) **plus ancien que l'évènement d'intérêt** si la concentration mesurée présente un héritage d'exposition, c'est-à-dire une dose de TCN (généralement indéterminable) acquise antérieurement à l'évènement qu'on souhaite dater **(Situation B)**.

(ii_b) **plus récent que l'évènement d'intérêt** si un masque (par exemple sédimentaire) a bloqué l'accumulation des TCN durant une plage temporelle (de durée généralement indéterminable) postérieure à l'évènement qu'on cherche à dater **(Situation C)**.

Il est important de souligner que les situations B et C peuvent s'exprimer conjointement ou séparément sur un même site d'échantillonnage. Compte tenu de cela, il va de soi que le diagnostic naturaliste du géomorphologue est essentiel pour élaborer les stratégies d'échantillonnage susceptibles de cibler les surfaces rocheuses dont l'histoire d'exposition répond étroitement aux contraintes dictées par la méthode de modélisation. Cette aptitude à envisager des scénarii d'exposition multiples, en se fondant sur une lecture multi-échelle du contexte géologique et géomorphologique des sites de prélèvement, est également indispensable pour interpréter les âges d'exposition de TCN (cf. chapitres 2 et 3).

4.1.2.2. Concentration versus *taux de dénudation*

La figure 18 montre par ailleurs que la concentration mesurée sur un échantillon est directement convertible en taux de dénudation, à condition cependant d'avoir la certitude que la durée d'exposition enregistrée par l'échantillon a été suffisamment longue pour que le domaine asymptotique soit atteint.

Lorsqu'on dispose d'un seul échantillon par site de prélèvement (et/ou d'une seule mesure de la concentration par échantillon), le seul moyen d'avoir la certitude que cette condition est remplie est de réserver cette application aux surfaces rocheuses dont le contexte géologique et/ou géomorphologique indique une très longue exposition au rayonnement cosmique, à un taux de production constant, sans masque sédimentaire suffisamment dense et épais pour avoir bloqué ou entravé la production de TCN *in situ.*

Les situations de ce type sont fréquentes en contexte fluviatile où l'échantillonnage peut concerner des surfaces rocheuses prélevées en un point précis du bassin versant, par exemple un tor granitique ou une terrasse rocheuse. Dans ce cas, la concentration en TCN mesurée au point d'échantillonnage permet de quantifier la vitesse de dénudation associée à ces formes singulières. L'échantillonnage peut également concerner des sédiments actuels de cours d'eau prélevés à l'exutoire d'un bassin versant. Dans ce cas, la concentration en TCN mesurée sur les sédiments permet de quantifier la dénudation survenue en moyenne sur l'ensemble du bassin versant.

4.1.3. Modéliser les concentrations acquises dans le cadre d'un profil vertical

Les deux applications préalablement décrites reposent sur le prélèvement d'un seul échantillon en surface (ou à une profondeur précisément relevée sur le terrain) et la mesure d'un seul TCN sur cet échantillon. La concentration ainsi mesurée est modélisable soit en termes de durée d'exposition, soit en termes de taux de dénudation ; le contexte géologique permettant, selon le cas, de contraindre l'une ou l'autre des deux inconnues de l'équation 1.5. L'opportunité de prélever plusieurs échantillons localisés à différentes profondeurs le long d'un profil perpendiculaire à la surface topographique permet de modéliser conjointement, sur le même site de prélèvement, la durée d'exposition enregistrée par les

échantillons et la vitesse à laquelle la topographie de surface s'est abaissée au cours du temps (Braucher et al., 2009 ; Hidy et al., 2010). Cette méthode est particulièrement utile dans des dépôts sédimentaires.

On exploite pour cela le fait que la production de TCN dans les minéraux des roches de surface se déroule selon des modalités sensiblement différentes lorsqu'elle est d'origine neutronique ou muonique. En effet, nous avons signalé précédemment (cf. sections 1.3.2, 2.1 et 2.3.4) que :

(i) le flux de neutrons au niveau de la mer se caractérise par un spectre énergétique relativement large mais qui ne dépasse pas quelques centaines de MeV, soit des valeurs très inférieures au flux de muons qui est de l'ordre de 4 GeV en moyenne au niveau de la mer.

(ii) la longueur d'atténuation des neutrons est sensiblement plus courte que celle des muons (150 à 160 $g.cm^{-2}$ pour les neutrons contre 1500 $g.cm^{-2}$ pour les muons lents et 4320 $g.cm^{-2}$ pour les muons rapides),

(iii) le taux de production total en surface est à 95% lié à la spallation des neutrons, les 5% restants étant liés aux réactions muons (rapport valable au SLHL, Tabl. 1.2),

(iv) la production muonique au-delà de 3 m de profondeur devient majoritaire, bien que très faible en valeur absolue, car la production neutronique y est quasi inexistante, en tout cas indétectable (Fig. 1.14).

La conséquence de ces différentes propriétés du système est que, sur un profil vertical donné, quelle que soit la valeur du taux de dénudation, les échantillons prélevés en surface (où la production est majoritairement neutronique) atteignent le domaine asymptotique plus rapidement que ceux prélevés en profondeur car, en profondeur et en particulier au-delà de 3 m, la production de TCN *in situ* est quasi exclusivement d'origine muonique et très faible en valeur absolue (elle tend vers zéro dès 5 à 6 m de profondeur). Or, lorsque le taux de production est faible en valeur absolue, la durée nécessaire pour atteindre un équilibre entre les gains et les pertes en TCN est plus longue que lorsque le taux de production est fort (Fig. 1.18).

Sur ces bases, lorsque les échantillons d'un profil sont dans le domaine asymptotique à proximité de la surface et encore dans le domaine linéaire à la base du profil, alors, la modélisation conjointe des échantillons prélevés sur l'ensemble du profil, à différentes profondeurs, permet d'estimer à la fois :

(i) La **durée d'exposition** au rayonnement cosmique enregistrée par le profil grâce aux échantillons situés en profondeur, où la concentration est encore dans le domaine linéaire car acquise via un taux de production quasi exclusivement d'origine muonique (donc très faible en valeur absolue).

(ii) La **vitesse de dénudation**, c'est-à-dire la vitesse à laquelle la topographie de surface s'est abaissée au cours du temps (en fait depuis l'exposition initiale dans le cadre d'une histoire d'exposition simple) grâce aux échantillons situés au toit du profil, où la concentration est déjà en situation d'équilibre stationnaire car les TCN s'y sont accumulés via un taux de production très majoritairement (95 %) d'origine neutronique (donc associé à des valeurs relativement élevées).

La méthode des profils verticaux est applicable à tous types de matériaux (nappe alluviale, construction morainique, substrat rocheux, altérite…) à condition de disposer d'une coupe suffisamment épaisse (minimum 3 à 4 m, idéalement une dizaine de mètres) pour que les concentrations à la base du profil soient quasi exclusivement d'origine muonique et, de préférence, encore dans le domaine linéaire.

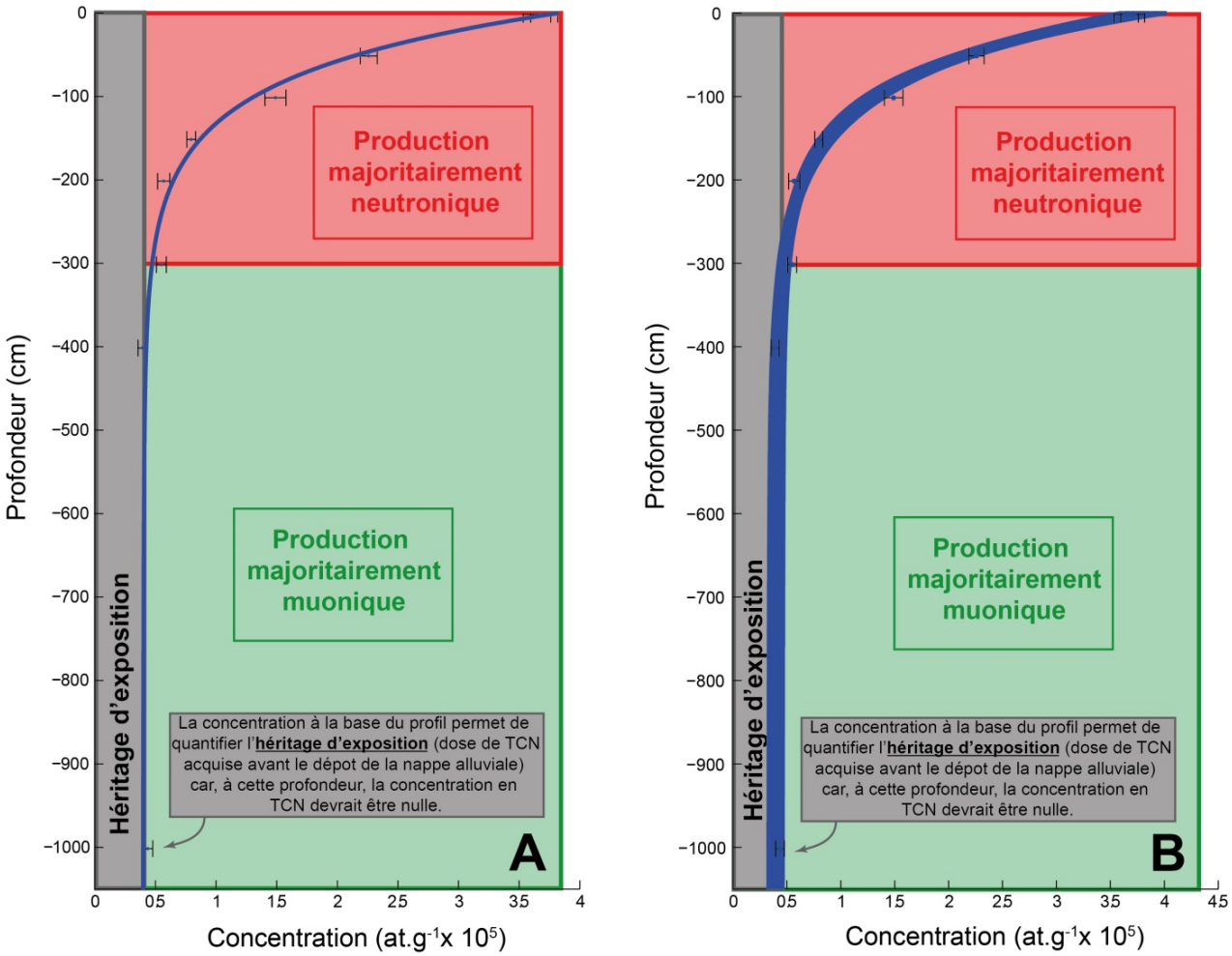


Figure I.20. Modéliser les concentrations TCN dans le cadre d'un profil vertical.

Profil vertical prélevé sur la nappe T1 de la vallée de l'Ariège (Delmas et al., 2015). **A.** La ligne bleue décrit l'ajustement des concentrations (valeurs centres) au modèle concentration–profondeur qui régit l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre. **B.** Les différentes lignes bleues décrivent l'ajustement des concentrations (valeurs échantillonnées par simulation Monte Carlo dans l'intervalle décrit par les marges d'erreur qui encadrent les valeurs concentration) au modèle concentration profondeur qui régit l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre. Sur les deux profils, la bande verticale grise matérialise l'existence d'un héritage d'exposition, c'est-à-dire une dose de TCN acquise dans le bassin versant (substrat rocheux, relais sédimentaires, altérites…) avant le dépôt des sédiments dans la nappe alluviale. La valeur de la dose héritée est donnée par la concentration de l'échantillon situé à la base du profil vertical car, en l'absence d'héritage, la concentration en profondeur devrait être nulle. Il est important de noter que la concentration héritée d'un sédiment s'est nécessairement accumulée dans le cadre d'un régime érosif différent de celui du contexte post-dépôt. Si l'érosion était nulle ou très faible, la concentration héritée acquise sur le bassin versant en amont de la zone de dépôt est susceptible d'être très élevée. Si, au contraire, l'érosion était forte sur le bassin versant en amont de la zone de dépôt, la concentration héritée sera nécessairement faible même si la durée d'accumulation des TCN a été suffisamment longue pour que l'état stationnaire soit atteint.

Concrètement, la modélisation d'un profil vertical consiste à rechercher le meilleur ajustement possible entre la concentration mesurée à différentes profondeurs et le modèle

concentration/profondeur qui régit l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre (équation 1.5, Figs. 1.14 et 1.20). L'ajustement est obtenu en minimisant l'écart entre les concentrations réelles associées à chaque échantillon et les concentrations théoriques associées à chaque profondeur. La qualité de l'ajustement est mesurée par le χ^2 qui quantifie l'écart au modèle. Afin de prendre en compte les marges d'erreur qui encadrent les concentrations mesurées à différentes profondeurs, une simulation Monte Carlo génère de manière aléatoire une multitude de combinaisons concentration-profondeur, par exemple 100 000 combinaisons différentes, sélectionnées dans l'intervalle délimité par les marges d'erreur associées aux concentrations (Fig. 1.20b). Chaque combinaison fait l'objet d'un ajustement optimisé qui délivre en sortie un couple de solutions âge-dénudation, éventuellement un quadruplet si on ajoute la densité (potentiellement inconnue si le profil concerne une nappe alluviale ou un dépôt morainique) et l'héritage d'exposition (si la concentration en TCN n'a pas été intégralement acquise dans le sédiment postérieurement à son dépôt, mais aussi par la population de débris préalablement au dépôt). La qualité de chaque ajustement est mesurée par la valeur du χ2.

Toutes les solutions ainsi générées par le modèle sont mathématiquement acceptables, mais celles associées aux valeurs de χ^2 les plus faibles sont statistiquement les plus fiables. D'après Bevington et Robinson (2003), les solutions acceptables associées à un χ^2 situé dans l'intervalle [χ^2 mini; χ^2 mini+1] sont l'équivalent d'une marge d'incertitude à 1 σ. Des exemples de représentation graphique des solutions âge-dénudation issues de profils verticaux de TCN sont présentés dans la section 2.3 du chapitre 3.

4.2. Modéliser des histoires d'exposition complexes
Datation par enfouissement *versus* paléo-taux de dénudation

Toutes les procédures de modélisation présentées précédemment reposent sur le postulat d'une histoire d'exposition simple, c'est-à-dire une exposition continue (donc unique) des échantillons depuis leur exposition initiale (Fig. 1.19). Or, dans certaines situations, la concentration en TCN des échantillons mesurée à un instant *t* résulte d'une **histoire d'exposition complexe,** c'est-à-dire une histoire d'exposition caractérisée par **une succession de périodes d'exposition et d'enfouissement** (Fig. 1.21).

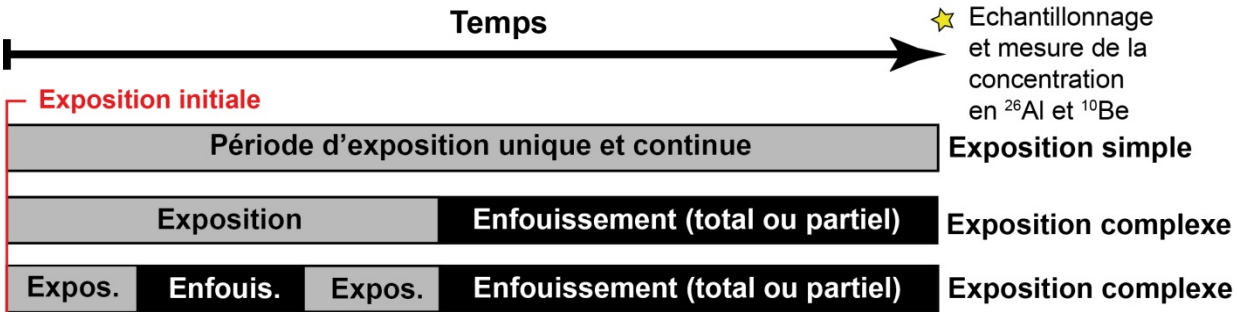


Figure I.21. Histoire d'exposition simple *versus* histoire d'exposition complexe.

(i) **Au cours des périodes d'exposition**, les TCN s'accumulent dans les minéraux des roches selon une fonction linéaire du temps avant d'atteindre un régime stationnaire (cf. domaine linéaire *versus* domaine asymptotique sur le graphe temps-concentration, Fig. 1.18). Au cours de ces périodes, la concentration en TCN est assimilable à un bilan dans lequel les gains sont

directement proportionnels au taux de production et les pertes au taux de dénudation en surface et à la période de décroissance radioactive des TCN mesurés.

(ii) **Au cours des périodes d'enfouissement**, la concentration en TCN tend au contraire à diminuer car les gains associés au taux de production ainsi que les pertes par érosion sont totalement ou partiellement interrompus en raison de l'écrantage par les terrains sur-incombants ; seules les pertes par décroissance radioactive restent fonctionnelles. Au total, le bilan TCN est négatif.

Sur ces bases, l'opportunité de mesurer conjointement, sur un même échantillon, deux TCN caractérisés par des périodes de décroissance radioactive différentes permet d'identifier si un échantillon a vécu une **histoire d'exposition simple ou complexe** et, dans ce dernier cas, quelle a été la **durée de la période d'enfouissement**. Dans le cas du quartz, le couple le plus fréquemment mesuré est constitué de ^{10}Be et ^{26}Al. La demi-vie de ^{26}Al (717 ± 17 ka) étant environ deux fois plus courte que celle de ^{10}Be (1,387 ± 0,012 Ma), la durée d'enfouissement que ce couple de TCN permet de quantifier est au maximum de l'ordre de 5-7 Ma. La valeur du ratio diminue au cours de la période d'enfouissement et, au terme de cette durée (qui est l'équivalent de 8 à 10 demi-vies d'un isotope de ^{26}Al), la concentration en ^{26}Al a quasi intégralement été éliminée par décroissance radioactive. Il est également possible de coupler le ^{10}Be et le ^{21}Ne, qui est un isotope stable également formé dans le quartz [^{28}Si(n,2α)^{21}Ne]. L'utilisation du ^{21}Ne permet d'élargir à 11-14 Ma la durée d'enfouissement détectée par la méthode. Au terme de cette durée, qui est l'équivalent de 8 à 10 demi-vies d'un isotope de ^{10}Be, la quantité de ^{10}Be présent dans l'échantillon est trop faible pour être détectable.

Initialement utilisée pour dater des sédiments allogènes piégés en contexte karstique (Granger et al., 2001), donc en contexte d'enfouissement total, la méthode de datation par enfouissement est maintenant appliquée à des sédiments néogènes et quaternaires suffisamment épais pour avoir bloqué totalement ou partiellement l'accumulation de TCN à la base de la colonne sédimentaire (Granger et al., 1997 ; Granger & Smith, 2000 ; Wolkowinsky & Granger, 2004 ; Balco et al., 2005). Quel que soit le contexte d'enfouissement (total ou partiel), deux stratégies d'échantillonnage et de modélisation des concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al sont envisageables :

(i) la première consiste à **prélever un échantillon isolé** en contexte d'enfouissement total ou partiel et de **modéliser conjointement la durée d'enfouissement et le paléo-taux de dénudation** contemporain de l'héritage d'exposition, c'est-à-dire la dose de TCN acquise avant l'enfouissement, par référence au ***Banana Plot*** (Lal, 1991 ; Granger & Muzikar, 2001, cf. section 4.2.1).

(ii) la seconde consiste à **prélever plusieurs échantillons** en contexte d'enfouissement total ou partiel et de **modéliser la durée d'enfouissement via la méthode isochrone** (Balco & Rovey, 2008, cf. section 4.2.2).

4.2.1. Âge d'enfouissement *versus* paléo-taux de dénudation par référence au *Banana Plot*

Les figures 1.22 et 1.23 représentent graphiquement le modèle utilisé pour quantifier conjointement la durée d'enfouissement et le régime érosif contemporain de la période d'exposition antérieure à l'enfouissement. Ce graphe, dit « *Banana Plot* » compte tenu de la forme des courbes dans la version qui n'intègre pas les muons (Fig. 1.24), croise deux variables (^{26}Al/^{10}Be *versus* N^{10}Be) qui

représentent respectivement la **durée d'enfouissement** et le **paléo-taux de dénudation**. La durée d'enfouissement est d'autant plus longue que le ratio $^{26}Al/^{10}Be$ est bas. Le paléo-taux de dénudation est d'autant plus faible que la concentration en ^{10}Be est forte.

La position des échantillons sur le « *Banana Plot* » permet de repérer :

(i) s'ils ont enregistré une histoire d'exposition simple, sans période d'enfouissement. Dans ce cas de figure, les échantillons sont localisés dans la banane, c'est-à-dire la zone encadrée par les courbes vertes et rouges,

(ii) ou s'ils ont enregistré une histoire d'exposition complexe, c'est-à-dire caractérisée par une période d'enfouissement au moins. Dans ce cas de figure, les échantillons sont localisés sous la banane.

Pour comprendre, il faut analyser successivement comment évolue le ratio d'un échantillon qui n'a pas encore été enfoui (Fig. 1.22), puis comment évolue le ratio d'un échantillon au cours d'une période d'enfouissement (Fig. 1.23).

4.2.1.1. Comment évolue le ratio d'un échantillon non-enfoui ?

Au cours d'une période d'exposition simple (sans période d'enfouissement), les TCN s'accumulent dans les minéraux des roches selon les modalités décrites par le graphe temps-concentration (Fig. 1.18 et section 4.1.1). On retrouve cette information dans le tracé des lignes vertes, rouges et grises de la figure 1.22.

(i) **la ligne verte** représente toutes les valeurs possibles du ratio $^{26}Al/^{10}Be$ quelle que soit l'intensité du régime érosif subi par un échantillon non enfoui qui a atteint le domaine asymptotique.

(ii) **La ligne rouge** représente toutes les valeurs possibles du ratio $^{26}Al/^{10}Be$ selon l'intensité du régime érosif subi par un échantillon non enfoui et au tout début de son histoire d'exposition.

(iii) **Les lignes grises** décrivent la trajectoire [$^{26}Al/^{10}Be$ *versus* ^{10}Be] d'un échantillon non enfoui depuis son exposition initiale (point de départ sur la courbe rouge) jusqu'au domaine asymptotique (point d'arrivée sur la courbe verte). On retrouve d'ailleurs dans le tracé des lignes grises l'inflexion qui sépare le domaine linéaire du domaine asymptotique.

Par exemple, pour un taux de dénudation de 1000 $m.Ma^{-1}$, le ratio d'un échantillon non enfoui est de 6,75 au tout début de l'exposition. Ce ratio va progressivement augmenter tout au long du domaine linéaire pour stabiliser à 7,3 lorsque le domaine asymptotique sera atteint. En effet, lorsque le taux de dénudation est très fort, le ratio $^{26}Al/^{10}Be$ tend à augmenter avec le temps (il passe de 6,75 à 7,3) car les TCN produits en profondeur via les muons n'ont pas le temps d'être détruits pas décroissance radioactive avant d'arriver en surface. Or, en profondeur comme en surface, la production muonique de ^{26}Al est un peu plus forte que celle du ^{10}Be (~4,6% de la production totale de ^{26}Al est d'origine muonique contre ~3,6% pour le ^{10}Be, cf. Tabl. 1.2), d'où un ratio$^{26}Al/^{10}Be$ (avant enfouissement) qui

tend à augmenter avec le temps lorsque le régime érosif dans lequel les TCN s'accumulent est élevé.

Inversement, pour un taux de dénudation inférieur ou égal à 10 m.Ma^{-1}, le ratio ^{26}Al/^{10}Be tend à diminuer au cours du temps car la surproduction muonique de ^{26}Al en profondeur trouve le temps nécessaire pour déstocker ses surplus (relatifs au ^{10}Be) par désintégration radioactive avant d'arriver en surface. Par exemple, pour un taux de dénudation de 1 m.Ma^{-1}, il passe de ~6,75 au tout début de l'exposition à ~5,4 lorsque le domaine asymptotique est atteint.

Noter que l'écart de production muonique entre ^{26}Al et ^{10}Be est peu apparent tant que les échantillons sont peu exposés et encore dans le domaine linéaire (zone jaune). Il est beaucoup plus marqué lorsque les échantillons ont atteint le domaine asymptotique (zone verte sur la figure 1.22).

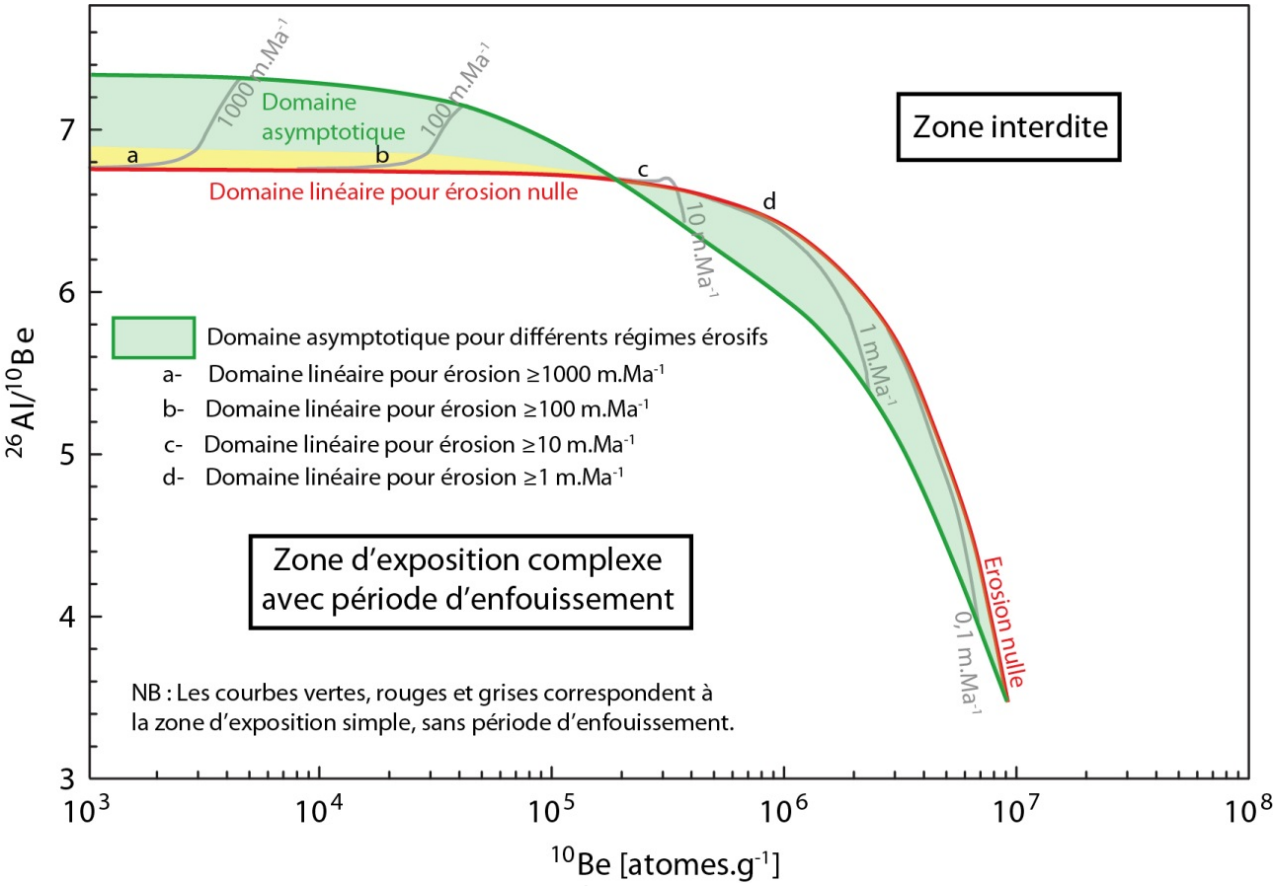


Figure 1.22. Graphe [^{26}Al/^{10}Be *vs.* ^{10}Be], dit "Banana Plot" : évolution du ratio ^{26}Al/^{10}Be en contexte d'exposition simple.

Contribution muonique incluse. Graphe établi d'après le modèle de Lal (1991). Extrait de Dunai (2010).

Au total, on retiendra que le ratio ^{26}Al/^{10}Be d'un échantillon avant enfouissement est potentiellement très variable (il oscille théoriquement entre 3,4 et 7,3). Cette valeur dépend partiellement de l'état dans lequel se trouvaient les échantillons avant enfouissement (domaine linéaire *versus* domaine asymptotique, cf. *supra*) ; mais **elle dépend aussi et surtout du régime érosif qui caractérisait le bassin versant lorsque les TCN se sont accumulés dans les sédiments avant leur**

enfouissement. En effet, la figure 1.22 montre que le ratio avant enfouissement oscille entre 6,6 et 7,3 quand le paléo-taux de dénudation est supérieur à 10 m.Ma^{-1}, alors qu'il oscille entre 6.6 et 3,4 quand le taux de dénudation était inférieur à 10 m.Ma^{-1}.

4.2.1.2. Comment évolue le ratio d'un échantillon au cours de la période d'enfouissement ?

Les figures 1.23 et 1.24 montrent selon quelles modalités le ratio $^{26}Al/^{10}Be$ décroît au cours d'une période d'enfouissement. Ces figures montrent par ailleurs qu'il est absolument nécessaire de contraindre la valeur du ratio $^{26}Al/^{10}Be$ au moment de l'enfouissement pour modéliser la durée d'enfouissement d'un échantillon prélevé en grotte, ou toute autre situation d'enfouissement total. Or, ce ratio initial dépend étroitement du paléo-taux de dénudation (cf. *supra*). La méthode de modélisation consiste donc à calculer par itérations successives tous les couples durée enfouissement–paléo-taux de dénudation correspondant aux valeurs [$^{26}Al/^{10}Be$ *versus* ^{10}Be], marges d'erreur incluses.

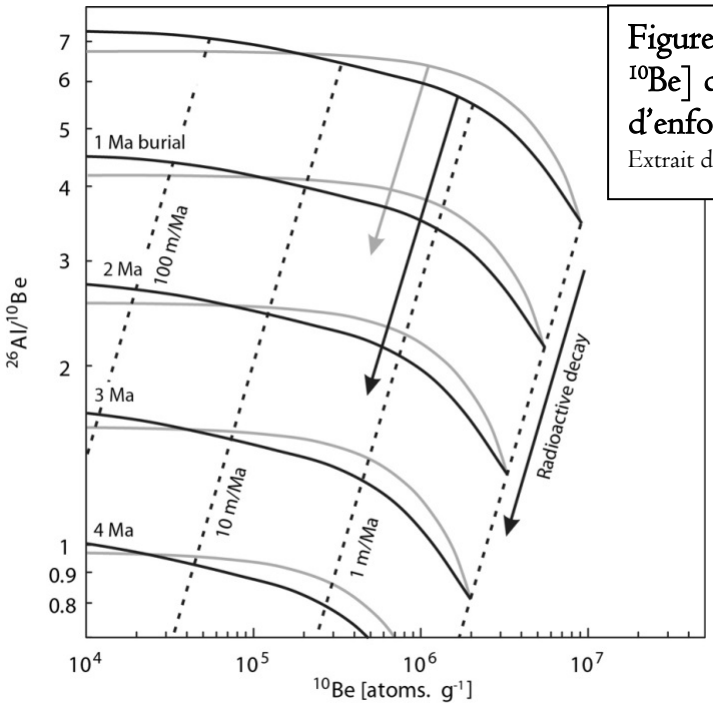


Figure 1.23 : Trajectoire [$^{26}Al/^{10}Be$ *versus* ^{10}Be] d'un échantillon au cours d'une période d'enfouissement. Contribution muonique incluse. Extrait de Granger & Muzikar (2001).

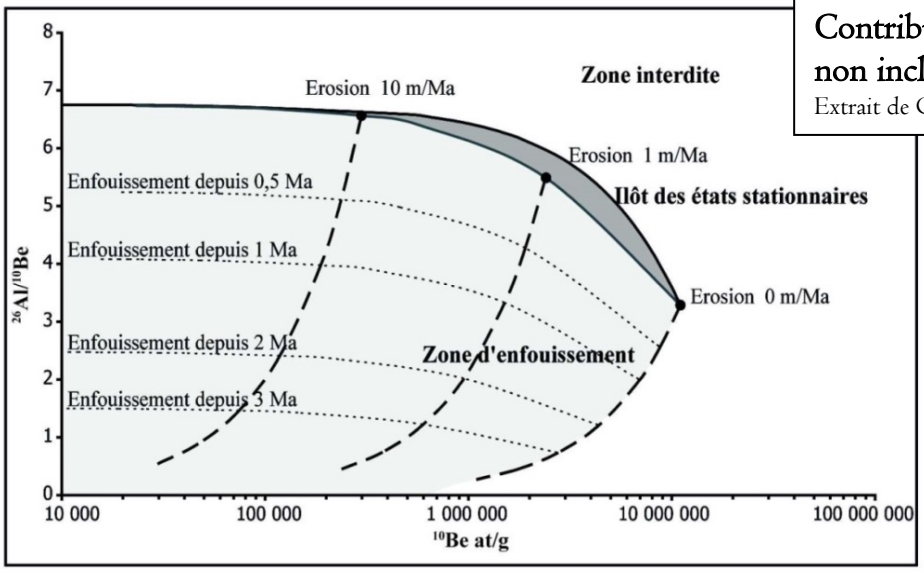


Figure 1.24. Graphe [$^{26}Al/^{10}Be$ *vs.* ^{10}Be], dit "Banana Plot". Contribution muonique non incluse. Extrait de Granger (2006).

4.2.2. Modélisation des âges d'enfouissement par la méthode isochrone

Le principal avantage de la méthode isochrone est qu'elle permet de modéliser la durée d'enfouissement d'un sédiment en faisant totalement abstraction du paléo-taux de dénudation contemporain de l'histoire d'exposition antérieure au dépôt. La méthode repose sur l'ajustement d'une droite de régression linéaire au nuage de points formé au croisement des variables [$N^{26}Al$] et [$N^{10}Be$]. Chaque point représente un échantillon ; la méthode isochrone nécessite donc le prélèvement de plusieurs échantillons au sein d'une même formation.

4.2.2.1. Eléments de lecture du graphe [^{26}Al versus ^{10}Be]

Deux situations théoriques sont envisageables (Fig. 1.25) :

(i) Si la formation n'a pas enregistré de période d'enfouissement (histoire d'exposition simple), les échantillons s'alignent sur une droite dont la pente est proche de 6,75 car 6,75 est la valeur du ratio [$^{26}Al/^{10}Be$] caractéristique d'un échantillon situé dans le domaine linéaire pour une très large gamme de dénudations comprises entre 1 et 1000 $m.Ma^{-1}$ (cf. ligne rouge et zone jaune sur Fig. 1.22).

(ii) Si la formation a enregistré une période d'enfouissement (histoire d'exposition complexe), comme la décroissance radioactive de l'^{26}Al est deux fois plus rapide que celle du ^{10}Be, la concentration des échantillons en ^{10}Be est anormalement élevée par rapport à leur concentration en ^{26}Al. Aussi, l'ajustement linéaire fournit une droite dont la pente est inférieure à 6,75. Plus la durée de l'enfouissement augmente, plus la pente de la droite diminue.

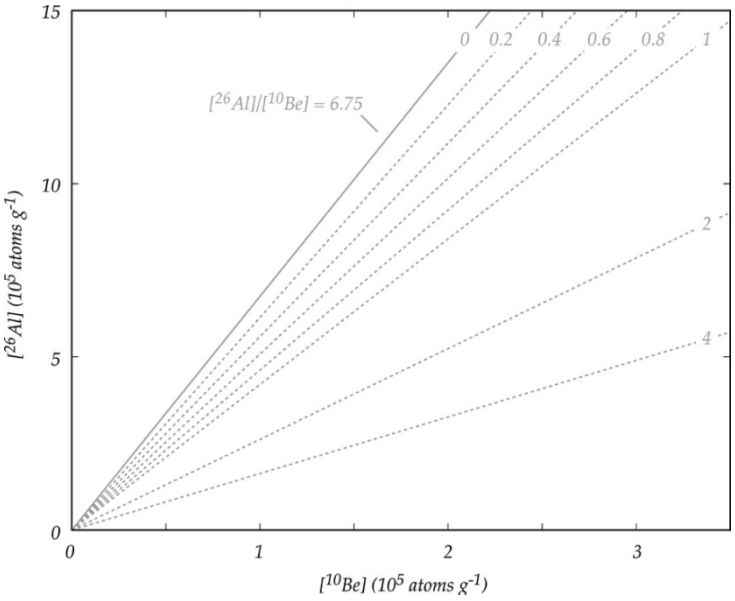


Figure I.25. Abaque de calcul de la durée d'enfouissement par la méthode isochrone.
Les lignes grises représentent la pente de plusieurs droites de régression linéaires associées à des durées d'enfouissement de 0 et 4 Ma.
Extrait de Balco & Rovey (2008), modifié.

En théorie, deux points suffisent pour ajuster une droite de régression linéaire mais, comme la représentativité du résultat obtenu (c'est-à-dire la pente de la droite) dépend du nombre de points échantillonnés, plus l'effectif des échantillons est élevé, plus le résultat obtenu sera représentatif du comportement d'ensemble de la formation échantillonnée. Dans les faits cependant, la plupart des travaux reposent sur 3 à 4 échantillons par site de prélèvement (Balco & Rovey, 2008).

D'autre part, afin d'optimiser la qualité de l'ajustement linéaire, et obtenir un coefficient de corrélation de Bravais Pearson (*r)* proche de 1, il importe que :

(ii) les marges d'erreur associées à [$N^{26}Al$] et à [$N^{10}Be$] soient les plus faibles possibles,

(iii) les valeurs absolues associées à [$N^{26}Al$] et à [$N^{10}Be$] soient sensiblement différentes entre les échantillons afin que les marges d'erreur sur [$N^{26}Al$] et sur [$N^{10}Be$] impactent le moins possible la qualité de l'ajustement linéaire.

Cet ensemble de contraintes méthodologiques, notamment l'obligation de disposer d'échantillons caractérisés par des concentrations en ^{26}Al et en ^{10}Be très différentes au sein d'une même formation, imposent d'adapter la stratégie d'échantillonnage au contexte géologique. Sur ces bases, deux stratégies d'échantillonnage associées à deux postulats de modélisation très différents sont envisageables.

4.2.2.2. Echantillonner un profil vertical au sein d'un sédiment enfoui

Le premier cas de figure est décrit par Balco & Rovey dans une publication de 2008 qui développe les principes méthodologiques de la méthode isochrone et les applique à la datation d'un dépôt morainique coiffé par un sol évolué (formation 1 sur la figure 1.26). La présence de ce sol indique que la formation 1 a longuement été exposée au rayonnement cosmique avant d'être fossilisée par une autre formation morainique (formation 2 sur la figure 1.26). L'objectif est de dater la mise en place de la formation 2 en quantifiant la durée d'enfouissement de la formation 1.

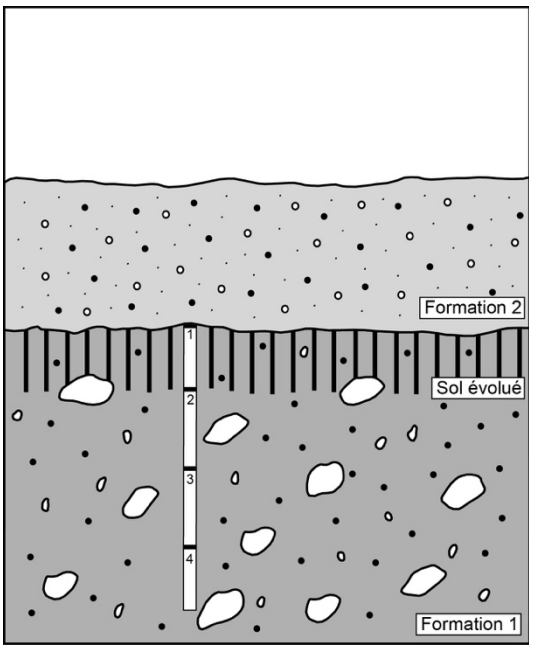


Figure I.26 : Datation par isochrone via l'échantillonnage d'un profil vertical dans un sédiment enfoui.

La stratigraphie de la coupe permet de reconstituer une évolution en trois temps :
1- Dépôt de la formation 1.
2- Pédogenèse de la formation 1. C'est au cours de cet épisode de pédogenèse que les TCN s'accumulent dans la formation 1 selon les modalités décrites par l'équation 1.5 (le taux de production décroit de manière exponentielle avec la profondeur, cf. Fig. 1.14).
3- Dépôt de la formation 2. Cette formation est suffisamment épaisse pour bloquer (totalement ou partiellement) la production de TCN dans la formation 1. La mesure du couple ^{26}Al et ^{10}Be sur les échantillons 1 à 4 prélevés le long d'un profil vertical depuis le toit vers la base de la formation 1 permet de modéliser la durée de l'enfouissement enregistrée par cette formation (cf. Fig. 1.28)

Dans ce cas de figure, ou des cas similaires, la stratégie d'échantillonnage consiste à prélever plusieurs échantillons le long d'un profil vertical partant du toit de la formation 1 vers sa base. Comme les échantillons sont prélevés à différentes profondeurs, les taux de production, donc les concentrations en ^{26}Al et en ^{10}Be mesurées sur les différents échantillons, sont nécessairement décroissantes depuis le sommet vers la base du profil vertical, à condition cependant que l'exposition initiale de la formation 1 soit exactement contemporaine de son dépôt (situation A sur Fig. 1.27), ou que l'héritage d'exposition

acquis antérieurement au dépôt de la formation 1 soit parfaitement homogène sur l'ensemble du profil vertical (situation B et C sur Fig. 1.27).

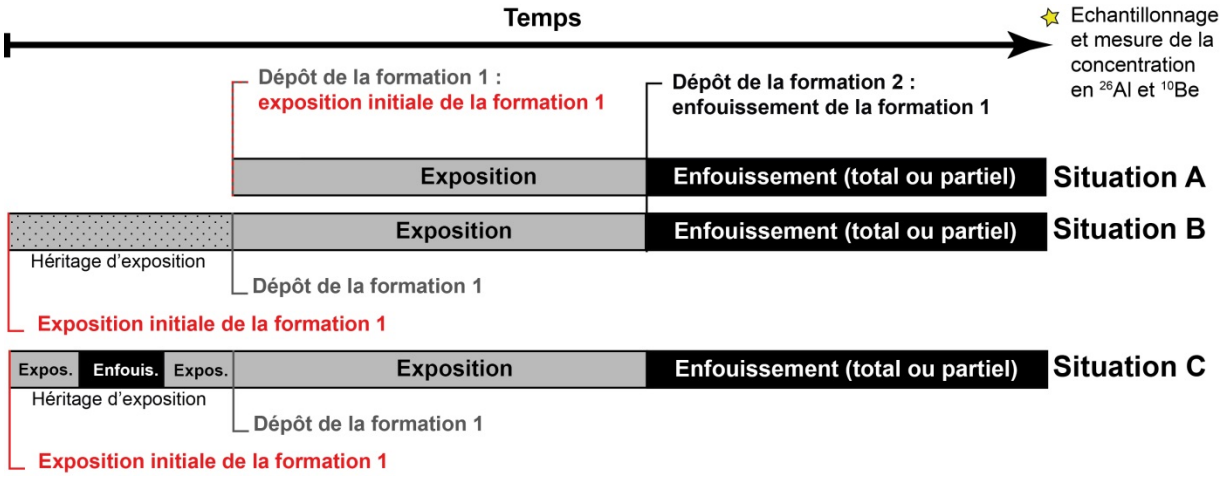


Figure 1.27 : Trois scénarios d'histoire d'exposition complexe associés à un sédiment.

La figure 1.28 décrit la trajectoire [N^{26}Al *versus* N^{10}Be] des échantillons 1 à 4 au cours de la période d'enfouissement. A la fin de la période d'exposition, les points s'ajustent à une droite de pente 6,75 (histoire d'exposition simple). On observe que cette droite recoupe l'axe des abscisses sur une valeur positive (pointillé rouge), cela signifie qu'au moment du dépôt de la formation 1, la concentration en ^{10}Be des échantillons 1 à 4 était anormalement élevée par rapport à leur teneur en ^{26}Al. Cela signifie que les échantillons 1 à 4 étaient porteurs d'un héritage d'exposition avant leur dépôt dans la formation 1 et que cet héritage d'exposition a été acquis dans le cadre d'une histoire d'exposition complexe, c'est-à-dire une exposition antérieure au dépôt dans la formation 1 caractérisée par une succession de périodes d'exposition et d'enfouissement (situation C sur la figure 1.27). On observe enfin que la pente de la droite ajustée aux 4 échantillons diminue au cours de la période d'enfouissement. Dans cet exemple, les valeurs absolues associées aux [N^{26}Al] et aux [N^{10}Be] demeurent, au terme de 4 Ma d'enfouissement, suffisamment contrastées entre les échantillons pour permettre un ajustement linéaire de qualité.

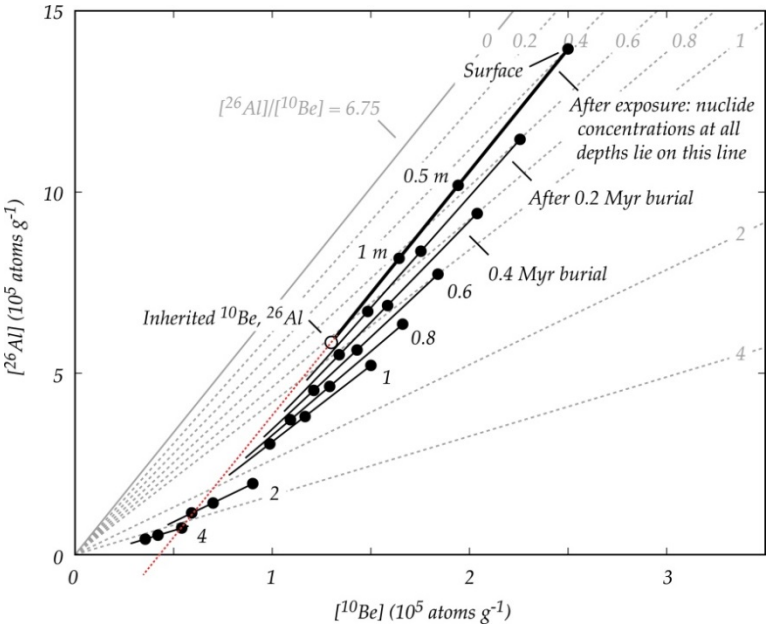


Figure 1.28 : Trajectoire des concentrations [^{26}Al *vs.* ^{10}Be] au cours d'une période d'enfouissement.

Les lignes grises représentent la pente des droites de régression linéaire associées à des durées d'enfouissement entre 0 et 4 Ma.
Les points noirs représentent la concentration [^{26}Al *versus* ^{10}Be] des 4 échantillons prélevés au sein de la formation 1 (cf. Fig. 1.26).
Extrait de Balco & Rovey (2008).

4.2.2.3. *Echantillonner une ligne horizontale au sein d'un sédiment enfoui*

Lorsque le sédiment dont on dispose a été tronqué à son toit avant d'être fossilisé par une formation sus-jacente (Fig. 1.29), on ne peut pas compter sur un échantillonnage à différentes profondeurs dans la masse sédimentaire pour obtenir des concentrations en ^{26}Al et en ^{10}Be très différentes entre les points échantillonnés.

Dans ce cas de figure, plutôt que prélever un profil vertical au sein de la formation dont on recherche l'âge d'enfouissement (formation 1 sur la figure 1.29), on va prélever plusieurs échantillons (au moins 3 ou 4) sur un même horizon sédimentaire et postuler que la concentration en ^{26}Al et en ^{10}Be de ces 4 échantillons était très différente au tout début de l'enfouissement en raison d'un héritage d'exposition acquis antérieurement au dépôt, qui est très différent entre les particules de la formation échantillonnée.

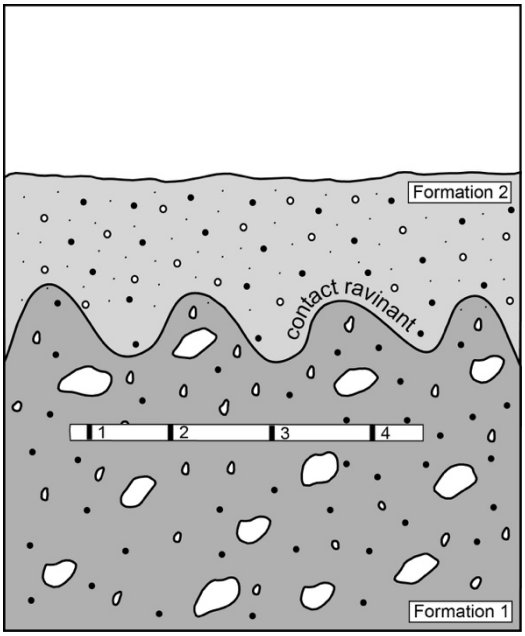


Figure I.29 : Datation par isochrone via l'échantillonnage de points sur une ligne horizontale dans un sédiment enfoui.

La stratigraphie de la coupe permet de reconstituer une évolution en trois temps :
1- Dépôt de la formation 1.
2- Ravinement de la formation 1.
3- Dépôt de la formation 2.
La formation 2 est suffisamment épaisse pour bloquer (totalement ou partiellement) la production de TCN au sein de la formation 1.

Faute de pouvoir échantillonner le toit de la formation 1, on ne peut pas compter sur les différences de profondeur entre les échantillons pour obtenir des concentrations en ^{26}Al et ^{10}Be significativement différentes entre les échantillons.

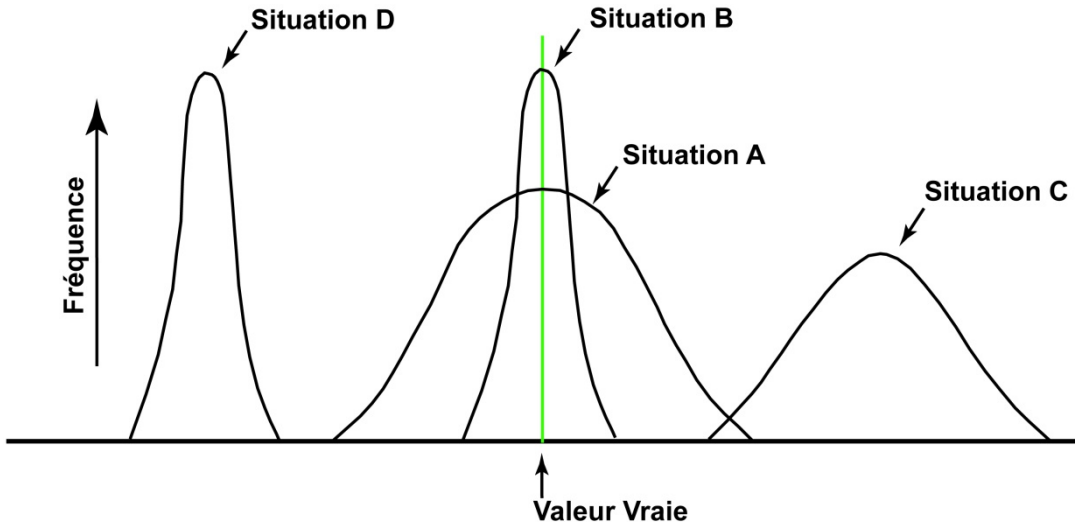
La mesure du couple ^{26}Al et ^{10}Be sur les échantillons 1 à 4 (prélevés sur une ligne horizontale au sein de la formation 1) permet de modéliser la durée de l'enfouissement que cette formation a enregistré à condition que l'héritage d'exposition entre les points d'échantillonnage soient suffisamment contrasté pour permettre l'ajustement linéaire d'une droite au nuage de points.

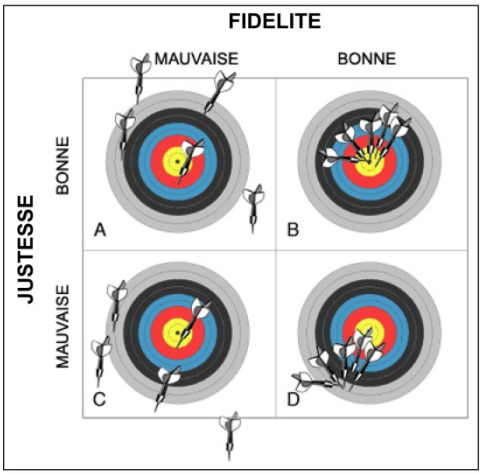
Lorsque le sédiment dont on dispose a enregistré toute son histoire d'exposition avant de se déposer en contexte d'enfouissement total (cas des sédiments fluviatiles déposés en contexte karstique), on ne peut pas non plus compter sur l'échantillonnage de points à différentes profondeurs dans la masse sédimentaire pour obtenir des concentrations en ^{26}Al et en ^{10}Be très différentes entre les points échantillonnés.

Dans ce cas de figure comme dans le précédent, on va postuler que les différentes particules qui forment le sédiment ont enregistré des histoires d'exposition très différentes avant leur dépôt en grotte et que, par conséquent, la probabilité est grande pour que les échantillons prélevés au sein de cette formation livrent des concentrations en ^{26}Al et en ^{10}Be suffisamment contrastée pour qu'on puisse ajuster une droite de régression au nuage de point formé par les échantillons sur la graphe [^{26}Al versus ^{10}Be].

5- Conclusion

La mesure de la concentration en TCN dans les minéraux de roches de surface offre une très large palette de méthodes de datation et de quantification de la dénudation applicables sur des objets géologiques et géomorphologiques, extrêmement diversifiés. Les stratégies d'échantillonnage et les techniques de modélisation des concentrations mesurées prennent des formes sensiblement différentes selon les objectifs de l'étude. Dans tous les cas, il importe de ne pas confondre l'incertitude et l'exactitude liées aux mesures physiques et celles liées à l'interprétation géochronologique et/ou géomorphologique des résultats (Fig. 1.30).





Le centre de la cible donne la valeur vraie

Figure I.30 : Incertitude et exactitude d'une mesure physique.

En métrologie, toutes les mesures sont considérées *a priori* comme fausses car tous les capteurs sont imparfaits, tout comme les humains qui les utilisent. C'est pourquoi toute mesure physique doit nécessairement être accompagnée d'une estimation de l'incertitude.

L'incertitude correspond à la probabilité d'erreur de la mesure.

Noter que le terme de ***précision*** ne fait pas partie du ***Vocabulaire International de la Métrologie*** (VIM) : https://www.bipm.org/fr/publications/guides/vim.html). Cependant, il est employable pour désigner l'affichage d'une valeur numérique. Par exemple, on parle d'une précision au « centième » pour désigner un affichage numérique donnant 2 décimales. Par ailleurs, ce terme est fréquemment utilisé (à tort au regard du VIM) pour désigner l'incertitude associée à une mesure.

La notion d'exactitude, quant à elle, est concomitante de la notion de justesse (une mesure exacte donne une valeur proche de la valeur vraie) ***mais aussi de la notion de fidélité*** (des mesures exactes donnent des valeurs reproductibles). A ce titre, incertitude et exactitude sont deux notions liées : l'incertitude quantifie l'inexactitude d'une mesure fournie par un capteur. En géochronologie numérique, la notion de valeur vraie concerne la mesure physique sur laquelle repose la méthode de datation, en l'occurrence la concentration en TCN d'un échantillon dans le cas des méthodes développées dans ce chapitre. En géologie et/ou géomorphologie, la notion de valeur vraie concerne l'âge de la formation ou de l'évènement géodynamique d'intérêt. Or, les marges d'erreur associées aux datations numériques publiées dans la littérature, quelle que soit la méthode géochronologique mobilisée, n'intègrent la plupart du temps que l'incertitude liée aux mesures physiques sur lesquelles repose la méthode de datation. Dans ce cas de figure, seule l'analyse du contexte géologique et/ou géomorphologique permet d'apprécier (mais seulement de manière qualitative) l'écart entre la valeur vraie et le résultat géochronologique fourni par la méthode de datation. Un autre moyen de contourner ce problème est de tester la reproductibilité des données géochronologiques en multipliant les datations numériques à l'échelle du site et en calculant la moyenne pondérée de l'ensemble des résultats obtenus.

Figure et légende d'après https://aurelienpierre.com/metrologie-precision-vs-exactitude/

Les stratégies d'échantillonnage et de modélisation à privilégier en contexte glaciaire et fluviatile sont développées dans les chapitres 2 et 3 de ce volume.

Le chapitre 2 insiste sur les datations par exposition issues de la mesure d'un seul TCN à la fois, en l'occurrence le ^{10}Be, sur des surfaces rocheuses polies par la glace ou des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques. Cette méthode de datation est très largement utilisée en contexte glaciaire pour contraindre la chronologie des paléoenglacements. Dans les Pyrénées, les datations par exposition acquises ces dernières années ont contribué au renouvellement de nos connaissances concernant le dernier cycle glaciaire.

Le chapitre 3 met l'accent sur les datations par profil vertical et leur application aux séquences fluviales pyrénéennes. Une analyse critique et une remodélisation de l'ensemble des profils verticaux de TCN actuellement publiés dans les Pyrénées, sur la base de paramètres homogènes, permet de proposer une grille d'interprétation des résultats (âge-dénudation-densité-héritage) applicable à tous types de dépôts.

Chapitre 2
Datation par exposition de surfaces et chronologie des fluctuations glaciaires

1. Approches méthodologiques et problématiques scientifiques, un regard rétrospectif

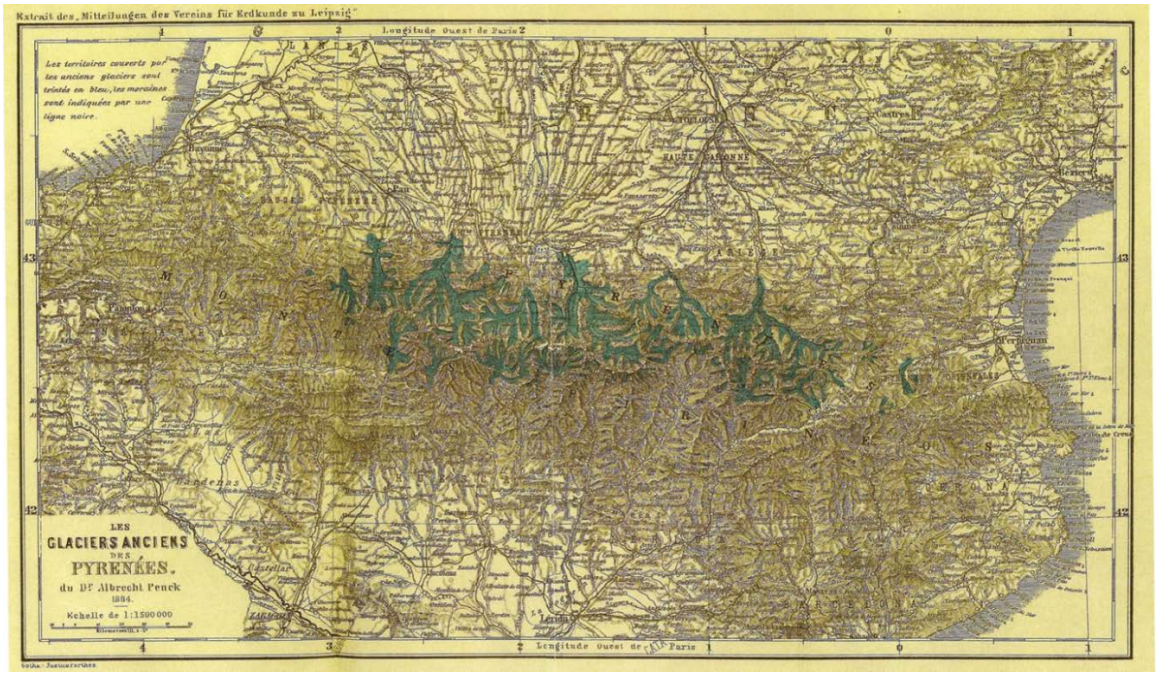


Figure 2.I. Les paléoenglacements pyrénéens vue par Albrecht Penck (1883).

Dans les Pyrénées, comme partout ailleurs dans le monde, les travaux portant sur les glaciations pléistocènes ont développé des questionnements scientifiques étroitement adossés aux outils méthodologiques et cadres conceptuels de leur époque. On montre ici :

(i) comment le nombre de glaciations représenté dans les dépôts de marge glaciaire pyrénéens est resté une question centrale tant que l'état d'altération et/ou la géométrie des dépôts étaient les seuls critères analytiques disponibles pour approcher le temps ;

(ii) comment le modèle chronologique élaborée par Penck& Bruckner (1909-1910), sur le piémont bavarois des Alpes, a conditionné les premiers travaux pyrénéens portant sur la chronologie relative des séquences glaciaires ;

(iii) comment les premières datations numériques, d'abord par ^{14}C puis par OSL, plus récemment par âge d'exposition, ont transformé les débats et placé au cœur des questionnements le caractère synchrone ou asynchrone des fluctuations glaciaires pyrénéennes par rapport aux enregistrements isotopiques globaux (Delmas, 2015) ;

(iv) comment la grande flexibilité de l'échantillonnage qui caractérise les datations par exposition a permis de renouveler nos connaissances concernant les fluctuations glaciaires pléistocènes dans les Pyrénées.

1.1. Des premières cartographies à une chronostratigraphie relative des dépôts de marge glaciaire pyrénéens

1.1.1. Un long séquençage des dépôts morainiques en trois unités sédimentaires

La première synthèse sur « La période glaciaire dans les Pyrénées » est l'œuvre d'A. Penck qui publie en 1883 puis en 1894 un inventaire des formes et formations glaciaires extrêmement détaillé (Fig. 2.1). Mais nous sommes 25 ans avant la parution de la fameuse synthèse de Penck & Brückner sur les glaciations alpines (1909-1910) et il n'est pas encore question, dans les premières synthèses pyrénéennes, d'attributions chronologiques. Dans le courant du XXe siècle, l'inventaire et la cartographie des dépôts de marge glaciaire se poursuit sur la façade nord (Mengaud, 1910 ; Depéret, 1923 ; Faucher, 1937 ; Goron, 1941) et la façade sud de la chaîne (Panzer, 1926 ; Llopis-Lladó, 1947 ; Fontboté, 1948). Ces travaux ont abouti dans les années 1960 à l'individualisation de trois unités sédimentaires respectivement associées à trois types de paléoenglacements de dimensions très différentes (Viers, 1961 ; Taillefer, 1963 ; Barrère, 1963).

(i) Les « moraines externes » jalonnent l'avancée maximale des langues de glace.

(ii) Les « moraines internes » (ou « stades de disjonction ») soulignent le moment où les glaciers de vallée composites se divisent en plusieurs organismes disjoints rétractés dans les hautes vallées.

(iii) Les « moraines des cirques » soulignent le moment où les glaciers sont cantonnés au pied des crêtes et ne dépassent plus la zone des cirques.

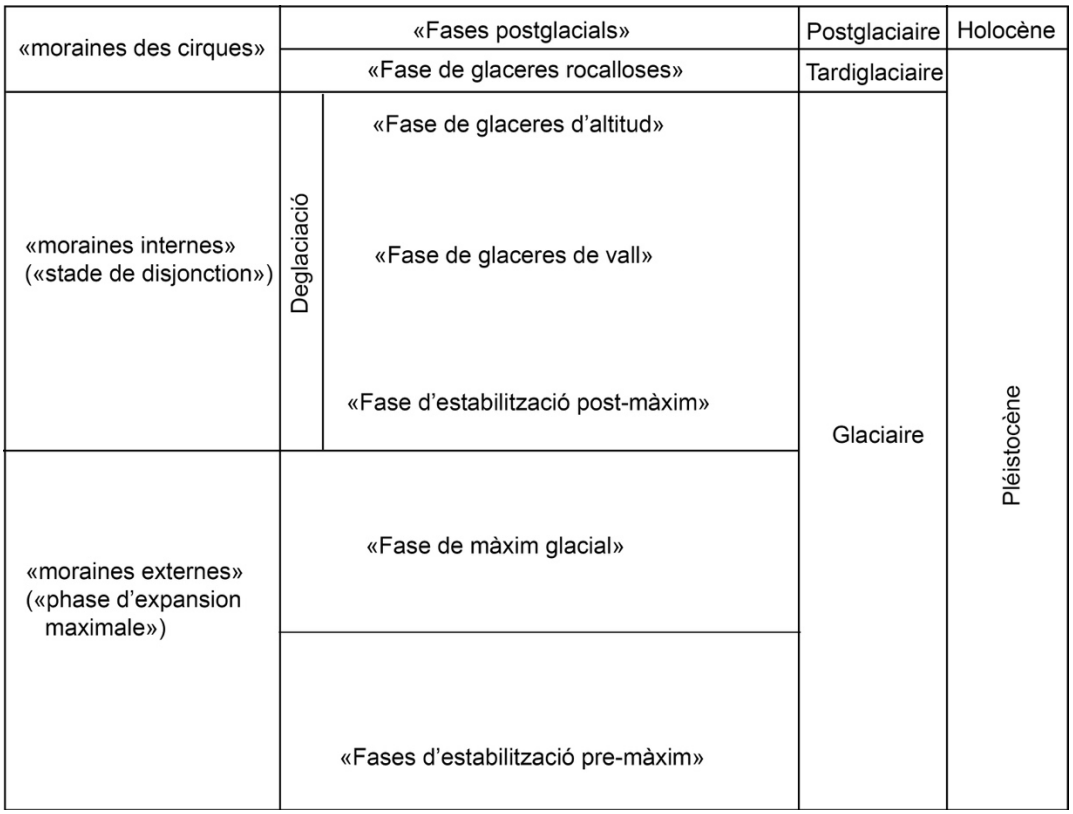


Figure 2.2. Chronologie relative des dépôts glaciaires pyrénéens.
Extrait de Delmas (2015) d'après Bordonau (1992), modifié

Une terminologie analogue s'est maintenue sur la façade sud des Pyrénées jusqu'au début des années 1990 (Fig. 2.2). Parallèlement, la question des attributions chronologiques est de plus en plus prégnante. L'état d'altération, les types de sol et la géométrie des dépôts sont jusqu'au début des années 1980 les seuls guides d'interprétation dont disposent les chercheurs. Jusqu'à la fin des années 1960, faute de données analytiques suffisamment précises, ce sont d'abord et avant tout les analogies avec le modèle alpin (ou au contraire les réactions contre ce modèle) qui alimentent le débat. Dans ce contexte, le principal enjeu de la recherche est de déterminer le nombre de glaciations représenté dans les dépôts de marges glaciaires, en particulier ceux situés en position externe.

1.1.2. Les années 1950 et 1960 sont marquées par l'affrontement entre poly et monoglacialistes

Dans le camp polyglacialiste, Alimen (1964) retrouve dans les nappes fluviatiles du piémont nord-pyrénéen (Gave d'Ossau, Gave de Pau, Adour et Neste d'Aure) les quatre glaciations mises en évidence au début du siècle sur le piémont bavarois des Alpes (Penck & Bruckner, 1909-1910) ainsi que la glaciation de Donau définie ultérieurement sur le Danube (Eberl, 1930). Dans cette étude, les deux plus hautes terrasses du piémont nord-pyrénéen sont respectivement corrélées au Donau et au Günz car leur abondance en quartzites permet de les assimiler aux *Deckenschotter* alpins. Le troisième niveau de terrasse est très fortement encaissé en contrebas de la nappe du Günz. Il se caractérise par un état d'altération sensiblement moins avancé que les deux niveaux précédents mais porte encore des sols rouges. Cela conduit Alimen (1964) à corréler ce troisième niveau de terrasse au Mindel car, dans les Alpes, le Mindel correspond à la plus basse terrasse portant des sols rouges à son toit. Enfin, toujours par analogie au modèle alpin, le niveau inférieur des séquences fluviatiles nord-pyrénéennes est assimilé au Riss. D'autre part, comme les basses terrasses nord-pyrénéennes sont topographiquement raccordées aux constructions morainiques en position externe, Alimen (1964) propose de les assimiler, elles aussi, au Riss et de situer dans le Würm les moraines en position interne. Ainsi, pour Alimen (1964), l'emprise würmienne maximale correspond à des paléoenglacements de taille relativement restreinte, avec des fronts glaciaires localisés dans les hautes vallées, tandis que les dépôts de la dernière déglaciation sont limités aux moraines des cirques.

Pour les monoglacialistes en revanche, les moraines en position interne et en position externe sont contemporaines d'une seule et même glaciation car les faciès d'altération de ces deux unités sédimentaires sont beaucoup trop comparables pour correspondre à deux périodes glaciaires différentes (Viers, 1960 ; Taillefer, 1960 ; Taillefer, 1961 ; Barrère 1963). De plus, pour les monoglacialistes, les hautes et moyennes terrasses du piémont nord-pyrénéen ne peuvent pas être de nature fluvioglaciaire car ni l'une ni l'autre ne sont topographiquement raccordées à des moraines en position externe (Taillefer, 1951 ; Viers 1963). Bien que pertinentes, ces observations de terrain ont débouché, principalement sous la plume de Viers (1960, 1962), sur un modèle d'interprétation du Quaternaire en contradiction totale avec les travaux de paléoclimatologie globale publiés à partir des années 1950 (Emiliani, 1954). D'après ce modèle, les Pyrénées n'ont connu qu'une seule et unique glaciation survenue à la fin du Quaternaire après un épisode d'aération du relief situé au Villafranchien et une longue période de glaciplanation survenue en contexte fluviatile et au cours de laquelle sont édifiées les hautes et moyennes terrasses du piémont. Pour les monoglacialistes donc, les moraines en position externe soulignent la « phase d'expansion maximale » de la glaciation pyrénéenne tandis que les moraines en position interne soulignent un stade de déglaciation (dit «

stade de disjonction ») immédiatement postérieur à l'expansion maximale (Fig. 2.3). Les moraines des cirques sont, quant à elles, attribuées tantôt au Tardiglaciaire (Viers, 1961, 1963, 1968), tantôt à un « Néoglaciaire », « si proche des crêtes que la progression dont il résulte a nécessairement été précédée d'une déglaciation presque complète » (Taillefer, 1967 ; Taillefer, 1969).

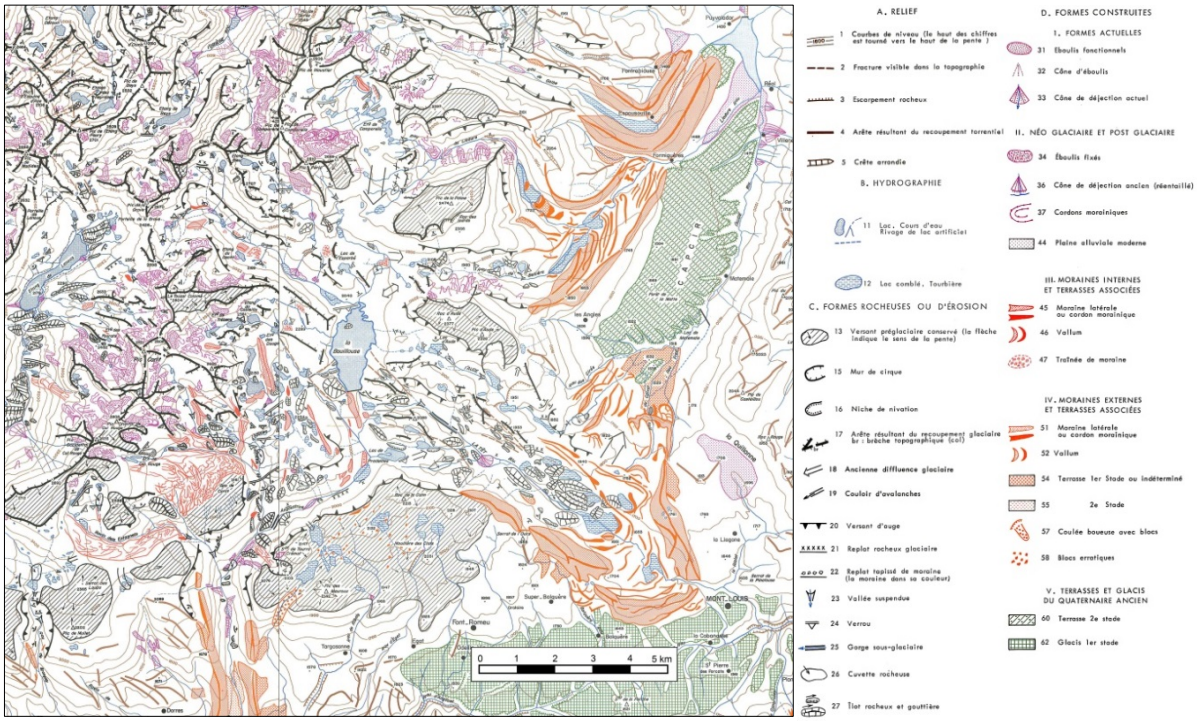


Figure 2.3. Une lecture monoglacialiste des dépôts glaciaires du massif du Carlit.
Extrait de Viers (1968).

1.1.3. Réhabilitation du polyglacialisme et repositionnement des emprises würmiennes maximales

Il faut attendre le début des années 1980 et les premières datations U-Th sur les planchers stalagmitiques du remplissage karstique de Niaux-Sabart-Lombrives (Sorriaux, 1981, 1982 ; Bakalowicz et al., 1984) pour que la pluralité des glaciations soit enfin unanimement reconnue (Fig. 2.4, Taillefer, 1973, 1977, 1985).

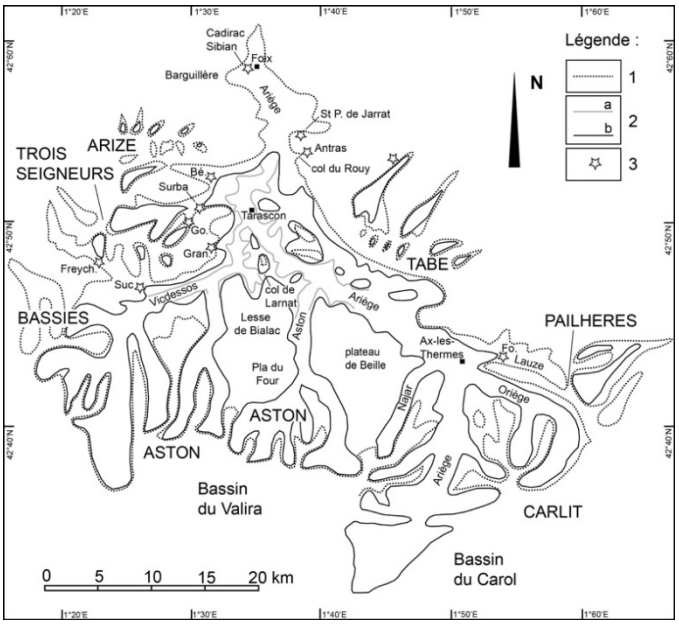


Figure 2.4. Le glacier de l'Ariège vu par F. Taillefer.

1. « Phase d'expansion maximale » assimilée au Riss.

2. « Phase de disjonction » ou « stade de Garrabet » assimilée au Würm a- Tracé de 1973 et 1977, b- tracé de 1985.

3. Obturations glaciolacutres reportées en 1985.

Complément de toponymie :
(Bé) Bédeillac, (Go) Gourbit, (Gran) Grangette, (Freych) Freychinède, (Fo) La Forge.

Extrait de Delmas et al. (2012).

Depuis 1984, un grand nombre de datations ont été publiées (synthèse in Calvet et al., 2011 ; Delmas, 2015) mais la plupart concernent le dernier cycle glaciaire. Aussi la distinction entre les dépôts contemporains de la dernière glaciation et les dépôts antérieurs à la glaciation würmienne repose encore très largement sur les critères relatifs élaborés dans les années 1970 à partir de l'analyse altérologique et pédologique des nappes fluvioglaciaires du piémont nord pyrénéen (Icole, 1974 ; Hubschman, 1973, 1975a, 1975b, 1975c). Ces travaux s'inscrivent dans le prolongement de ceux menés quelques années auparavant sur le même terrain (Alimen, 1964) mais ils reposent sur des données analytiques beaucoup plus complètes qui intègrent à la fois la fraction fine (granulométrie, taux de libération du fer, analyse minéralogique des argiles) et la fraction grossière (résistance au marteau des blocs et galets de pétrographies comparables). Les chrono-séquences de sols sont également prises en compte, sur des bases comparables à celles développées aux Etats-Unis par Birkeland (1967, 1968, 1971, 1999). Cet ensemble de données a permis de reclasser dans le Würm et le Riss les nappes initialement attribuées au Riss et au Mindel par Alimen (1964). En effet, ces travaux ont établi que les nappes würmiennes se caractérisent par un très faible état d'altération, des matrices sableuses et caillouteuses, des sols bruns, lessivés et acides, très peu évolués alors que les nappes rissiennes (MIS 6) se caractérisent par des profils d'altération relativement profonds, 4 à 5 mètres au moins, des matrices brun-ocre, discrètement enrichies en argile et en fer libre et des fractions grossières constituées d'une proportion notable de galets cristallins altérés (au moins 50 %).

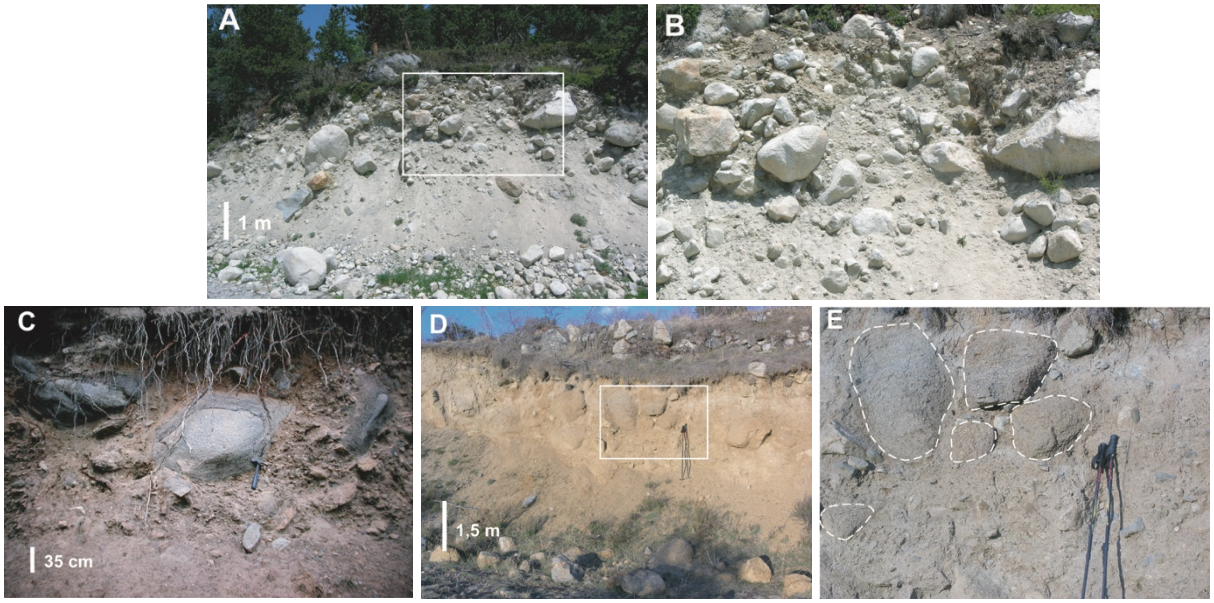


Figure 2.5. Etat d'altération des tills würmien et pré-würmiens du Carlit.

A et **B**. Till würmien localisé sur le complexe terminal du glacier de la Têt. Noter la teinte claire, grise ou beige, et la texture sablo-limoneuses de la matrice ainsi que le caractère parfaitement sain des blocs et galets de granite. **C**. Till pré-würmien localisé sur le complexe terminal du Galbe. Noter la teinte ocre de la matrice et l'altération sphéroïdale du bloc erratique. **D** et **E**. Till pré-würmien localisé sur le complexe terminal d'Angoustrine. Noter l'altération à cœur des blocs erratiques de taille métrique pris dans la matrice morainique (point tillés blancs). Extrait de Delmas (2009).

Cette chronologie relative des nappes fluvioglaciaires nord-pyrénéennes a pu être appliquée avec succès aux constructions morainiques situées en amont (Hubschman, 1984 ; Calvet, 1996, 1998). Ces travaux, initialement menés sur le Gave d'Ossau, le Gave de Pau, la Garonne et l'Ariège, ont montré que la coupure Riss-Würm ne se situe pas entre moraines internes et externes comme l'envisageaient les premiers polyglacialistes (Alimen, 1964), mais plutôt dans la stratigraphie des moraines externes. En effet, dans son papier de 1984, J. Hubschman montre que les moraines en

position externe renferment en fait deux générations de dépôts caractérisés par des faciès d'altération sensiblement différents (Hubschman, 1984). (i) Les « moraines récentes », qui représentent l'essentiel du volume morainique en position externe, sont assimilées au Würm car elles présentent un très faible état d'altération. La majorité des galets sont sains et sonnent clair au marteau. Les matrices sont sableuses et graveleuses, de teinte claire, riches en feldspaths et en micas mais très pauvres en vermiculite. Ces « moraines récentes » sont façonnées en constructions morainiques latérales et frontales très bien préservées, évidentes dans les paysages, et topographiquement raccordées vers l'aval aux basses terrasses du piémont, elles aussi assimilées au Würm (cf. *supra*). (ii) Les « moraines anciennes » se caractérisent en revanche par des matrices relativement fines, de teinte brun-ocre, des fractions argileuses pauvres en feldspaths plagioclases et alcalins mais riches en vermiculite et montrant une certaine ouverture des édifices micacés. Dans de nombreuses vallées de la façade nord, ces moraines altérées ne subsistent que sous forme de placages résiduels localisés en avant et au-dessus (topographiquement) des moraines récentes. De même, les raccords topographiques avec les nappes du piémont ne sont pas toujours très bien préservés. Néanmoins, lorsqu'ils existent, ils montrent que les « moraines anciennes » sont plutôt raccordées aux terrasses moyennes du piémont nord-pyrénéen, c'est-à-dire aux niveaux assimilés au cycle glaciaire rissien (MIS 6). Depuis ce travail précurseur de Hubschman (1984), deux à trois générations de tills pré-würmiens ont pu être identifiées parmi les complexes morainiques terminaux pyrénéens (Hétu et Gangloff, 1989 sur l'Ossau ; Calvet, 1996, 1998 sur les complexes morainiques de Cerdagne et de Capcir, Fig. 2.5).

Au total, en individualisant sur la base de critères analytiques objectifs les dépôts contemporains du dernier cycle glaciaire, d'une part, et les dépôts contemporains des glaciations antérieures, d'autre part, ces travaux ont permis de clairement positionner l'emprise würmienne maximale dans un grand nombre de vallées pyrénéennes (Fig. 2.6). En revanche, faute d'un gradient d'altération évident entre les moraines récentes en position externe et les moraines internes situées dans les hautes vallées, ces critères analytiques n'ont pas permis de différencier les dépôts contemporains de la dernière glaciation. Il a donc fallu attendre les premières datations par radiocarbone des remplissages glaciolacustres de la façade nord puis de la façade sud, pour qu'on commence à percevoir la complexité des fluctuations contemporaines du dernier cycle glaciaire et, ainsi, que s'ouvre le débat sur le caractère synchrone ou asynchrone de l'emprise würmienne maximale dans les Pyrénées par rapport aux enregistrements isotopiques globaux.

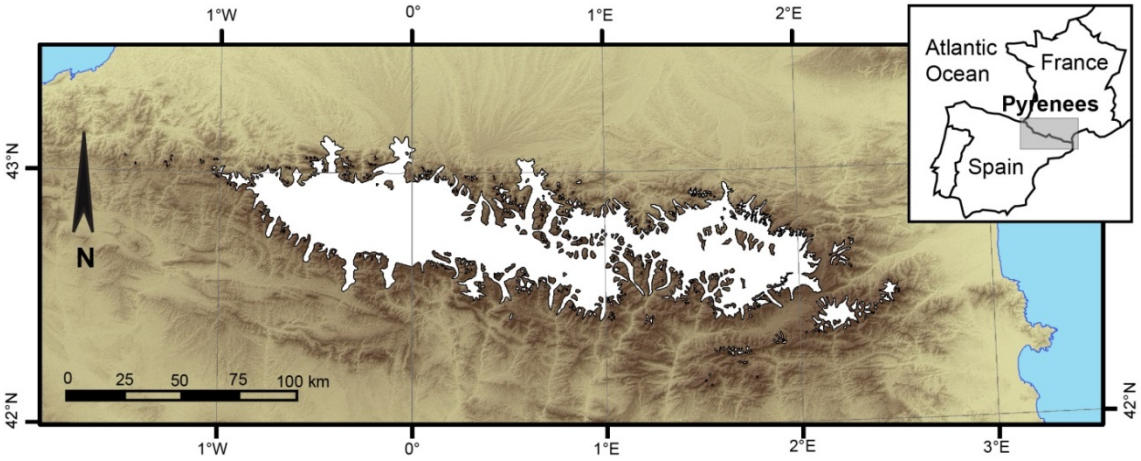


Figure 2.6. Emprise würmienne maximale dans les Pyrénées.
D'après Calvet et al. (2011), modifié.

1.2. L'apport des datations par radiocarbone

A partir des années 1980, les travaux portant sur la chronologie du dernier cycle glaciaire mobilisent un nombre croissant de datations par radiocarbone. Ces datations proviennent la plupart du temps de sondages à finalité palynologique car il s'agissait avant tout de reconstituer l'histoire de la végétation depuis la fin du dernier Pléniglaciaire (synthèse in Jalut et al., 1992). Parallèlement aux analyses polliniques, ces séquences datées par ^{14}C ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques qui ont permis de raisonner :

(i) sur la chronologie de l'emprise würmienne maximale, notamment son caractère synchrone ou asynchrone par rapport aux enregistrements isotopiques globaux,

(ii) mais aussi sur les modalités de la dernière déglaciation (synthèse in Andrieu et al., 1988).

Ces travaux ont abouti à un modèle chronologique considérablement plus précis que celui fourni par les approches relatives antérieures. Cependant, il est important de signaler que ce modèle repose sur des données indirectes. Elles sont indirectes car elles proviennent quasi systématiquement de remplissages glaciolacustres et ne concernent jamais directement les constructions morainiques frontales ou latérales qui, elles, jalonnent directement la position des paléoenglacements. L'analyse des relations géométriques entre séquences sédimentaires datées par ^{14}C et constructions morainiques contemporaines de tel ou tel stade d'englacement est donc fondamentale pour saisir la signification des âges obtenus. Plusieurs cas de figure existent mais, la plupart du temps, les datations portent sur des argiles glaciolacustres déposées immédiatement en arrière des moraines construites lors de l'emprise würmienne maximale (sondages de Biscaye, Lourdes, Le Monge, Barbazan, Llestui, Els Bassots). Dans ce cas, les données ^{14}C obtenues à la base des sondages sous-estiment la date du maximum würmien d'englacement et surestiment l'âge du début de la déglaciation. Dans ce dernier cas, la présence de *dropstones* dans les argiles lacustres datées garantit une certaine proximité entre la position du front glaciaire et le paléolac. En revanche, en l'absence de *dropstones*, il est impossible d'évaluer précisément la position des fronts glaciaires contemporains des sédiments datés, car on sait que les torrents proglaciaires sont capables de transporter des volumes importants de MES sur de longues distances, avant que ces dernières se déposent dans un piège lacustre.

1.2.1. Le modèle chronologique élaboré sur la façade nord

1.2.1.1. Chronologie de l'emprise würmienne maximale

L'emprise würmienne maximale a été datée pour la première fois à partir du remplissage proglaciaire de Biscaye où les rythmites glaciolacustres à *dropstones* de la base de la séquence ont livrées un âge à 38,4 ± 2,0 ka BP (Mardones & Jalut, 1983). Un calcul du taux de sédimentation entre les deux datations ^{14}C les plus anciennes de la colonne a permis de situer la base du sondage vers 45 ka. Dans la mesure où ce remplissage se situe immédiatement en arrière des moraines qui jalonnent l'emprise würmienne maximale du Gave de Pau (Fig. 2.7a), les auteurs proposent de situer entre 50 et 70 ka la mise en place de ces moraines. La calibration de cette datation par radiocarbone est maintenant possible et donne un âge entre 39541 et 47932 cal BP (IntCal13, Reimer et al., 2013). Des résultats comparables ont été obtenus sur le Gave d'Ossau où le remplissage d'Estarrès a livré un âge

à 27,15 ± 1,0 ka BP (29467 à 33761 cal BP d'après IntCal13) dans les rythmites glaciolacustres de la base du sondage (Andrieu, 1987 ; Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al., 1988 ; Fig. 2.7b).

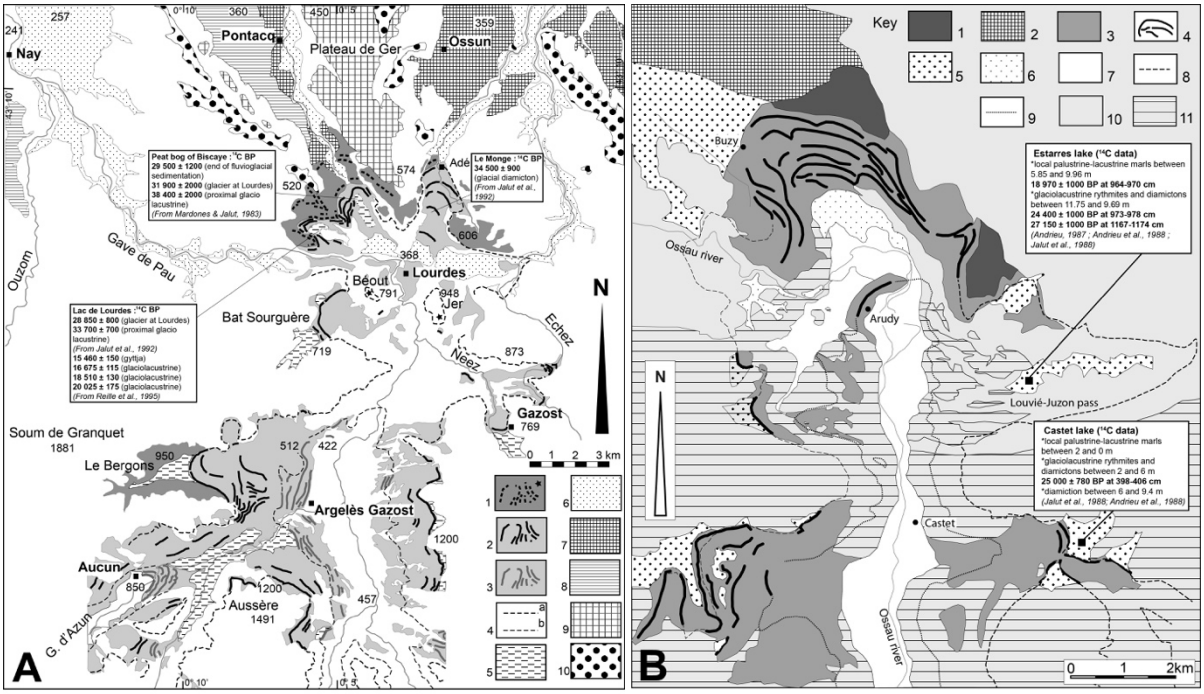


Figure 2.7. Datations ^{14}C et dépôts de marge glaciaire sur les Gaves de Pau et d'Ossau.

A. Complexe morainique et fluvioglaciaire du piémont de Lourdes (Gave de Pau). **1-** Crêtes morainiques et blocs erratiques pré-würmiens. **2-** Crêtes morainiques contemporaines de l'emprise würmienne maximale. **3-** Crêtes morainiques contemporaines de stades d'englacements postérieures au Maximum Würmien. 4- Limites de paléoenglacements : **a** : emprise würmienne maximale ; **b** : stades post-maximum. **5-** Obturations glaciolacustres de marge glaciaire. **6-** Terrasse fluvioglaciaire (T1) contemporaine du cycle glaciaire würmien. **7-** Terrasse fluvioglaciaire antérieure au cycle glaciaire würmien (T2). **8-** Terrasse fluvioglaciaire (T3). **9-** Terrasse fluvioglaciaire (T4). **10-** Formation Mio-Pliocène de Lannemezan.
Extrait de Calvet et al. (2011).

B. Complexe morainique et fluvioglaciaire d'Arudy (Gave d'Ossau). **1-** Dépôts morainiques antérieurs au cycle glaciaire würmien. **2-** Nappes fluvioglaciaires antérieures au cycle glaciaire würmien. **3-** Dépôts morainiques contemporaines de l'emprise würmienne maximale. **4-** Moraines frontales et latérales. **5-** Nappes fluvioglaciaires contemporaines de l'emprise würmienne maximale. **6-** Nappes fluvioglaciaires contemporaines du stade d'Arudy. **7-** Dépôts morainiques post-glaciaires. **8-** Emprise würmienne maximale. **9-** Emprise spatiale du stade glaciaire d'Arudy. **10-** Flychs cénomaniens et conglomérats cénozoïques syn-tectoniques. 11- Marnes et calcaires plissés du Crétacé inférieur.
Extrait de Pétillon et al. (2015), modifié.

Sur la Garonne, le remplissage de Barbazan a livré un âge à 31,16 ± 1,7 ka BP (32037 à 39407 cal BP) dans le niveau à rythmites glaciolacustres et diamictons de la base du sondage (Andrieu, 1991 ; Andrieu et al., 1988 ; Jalut et al., 1992 ; Fig. 2.8). En Ariège, la datation à la base du sondage de Freychinède indique que le maximum würmien est antérieur à 21,3 ± 0,76 ka BP, soit 24056 à 27346 cal. BP (Fig. 2.9, Jalut et al., 1982).

1.2.1.2. Modalités de la déglaciation post-maximum

Suite à ce maximum Würm ancien ou moyen, la glace stagne un temps sur le piémont avant de se retirer définitivement dans les hautes vallées. Sur le Gave de Pau, bien que la sédimentation proglaciaire à *dropstones* cesse à 31,9 ± 2,0 ka BP (Biscaye, 32657 à 42182 cal BP), les auteurs envisagent que la langue de glace quitte le piémont seulement vers 29,5 ± 1,2 ka (32246 à 36406 cal BP), moment où la séquence de Biscaye comme les séquences voisines de Lourdes et du Monge montrent un arrêt de la sédimentation de type proglaciaire (Mardones & Jalut, 1983, Fig. 2.7a).

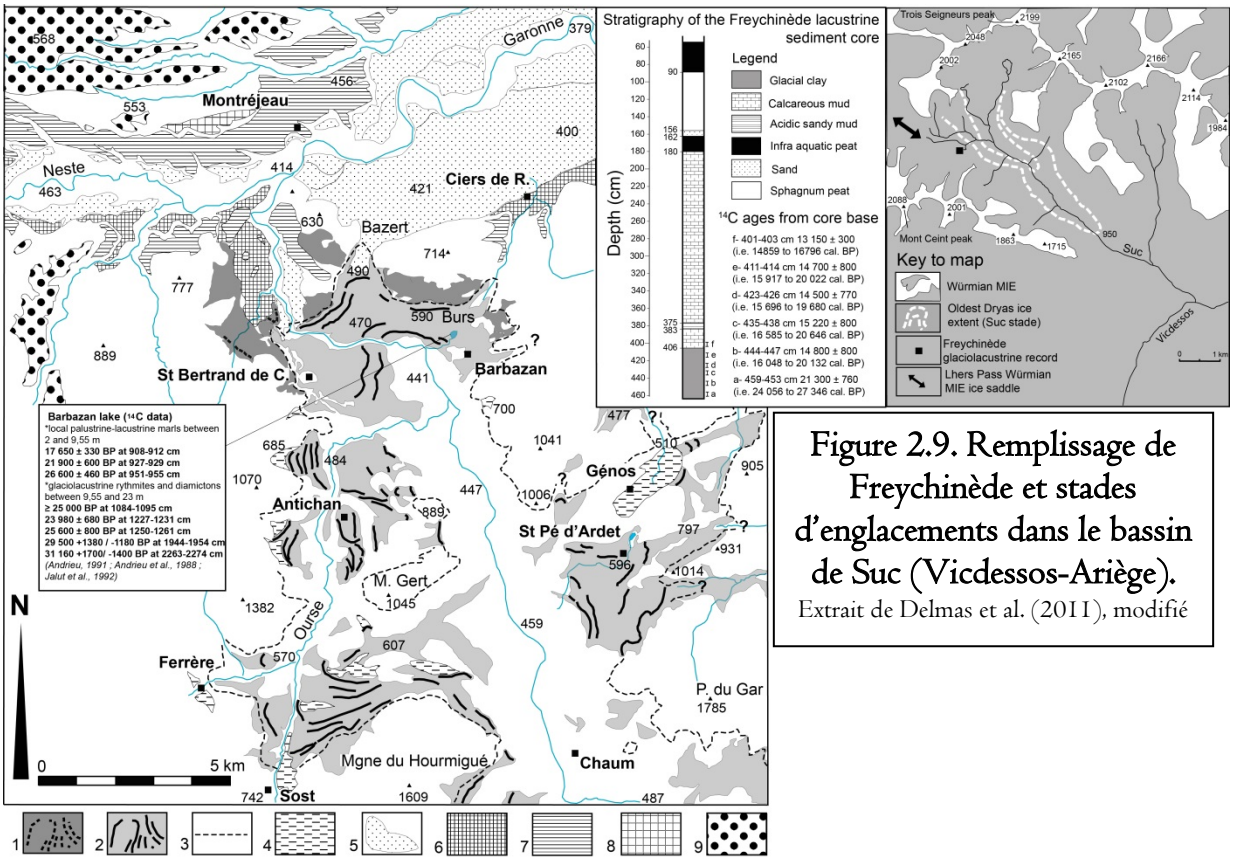


Figure 2.9. Remplissage de Freychinède et stades d'englacements dans le bassin de Suc (Vicdessos-Ariège).
Extrait de Delmas et al. (2011), modifié

Figure 2.8. Datations ^{14}C et dépôts de marge glaciaire sur la Garonne.
1- Crêtes morainiques antérieures au cycle glaciaire würmien. **2-** Crêtes morainiques contemporaines de l'emprise würmienne maximale. **3-** Emprise würmienne maximale. **4-** Obturations glaciolacustres de marge glaciaire. **5-** Terrasse fluvioglaciaire (T1) contemporaine du cycle glaciaire würmien. **6-** Terrasse fluvioglaciaire antérieure au cycle glaciaire würmien (T2). **7-** Terrasse fluvioglaciaire antérieure au cycle glaciaire würmien (T3). **8-** Terrasse fluvioglaciaire antérieure au cycle glaciaire würmien (T4). **9-** Formation mio-pliocène de Lannemezan. Extrait de Calvet et al. (2011).

Sur l'Ossau, la séquence d'Estarrès situe la déglaciation du piémont entre 24,4 ± 1,0 ka BP (27 068 à 30 974 cal. BP) et 18,97 ± 1,0 ka BP (20 809 à 25 632 cal. BP). Les données obtenues dans le remplissage de Castet vont dans le même sens (Andrieu, 1987 ; Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al., 1988, Fig. 2.7b). Sur la Garonne, la séquence de Barbazan place cet épisode immédiatement après 26,6 ± 0,46 ka BP (29 786 à 31 446 cal. BP, Andrieu, 1991 ; Andrieu et al., 1988 ; Jalut et al., 1992, Fig. 2.8). Compte tenu de leur localisation sur le piémont (Biscaye, Estarrès), ou à proximité (Castet), l'information contenue dans ces sondages est limitée aux tout premiers épisodes de la déglaciation. Deux sites seulement (Bious, Gave d'Ossau, 1550 m ; Freychinède, Ariège, 1350 m) permettent d'approcher les dernières étapes. Les données qui en sont issues convergent dans le sens d'une déglaciation relativement précoce des hautes vallées. La datation à 15,8 ± 0,24 ka BP (18 641 à 19 719 cal. BP) à la base du remplissage de Bious indique que la glace s'est retirée dans les cirques situés au pied du Pic du Midi d'Ossau avant le début du Oldest Dryas (Fig. 2.10b). Mais cette date est très probablement suspecte compte tenu des remarques faites par les auteurs à propos des 3 dates sus-jacentes (Jalut et al., 1988). La séquence de Freychinède indique quant à elle (i) que le col de transfluence situé immédiatement à l'ouest de l'ombilic, à 1517 m d'altitude, était déglacé dès 21,3 ± 0,76 ka BP (soit 24 056 à 27 346 cal. BP), (ii) que les cirques situés sur la façade méridionale du massif des Trois Seigneurs étaient alors suffisamment englacés pour nourrir une langue de glace engagée dans la vallée de Suc (Fig. 2.9). Le front de cette langue de glace est difficilement localisable (rien ne permet de déterminer si la langue confluait avec le glacier principal du Vicdessos) mais la présence

de sillimanite dans les sédiments glaciolacustres, de la base du sondage jusqu'à 396–398 cm de profondeur, montre que la glace était suffisamment épaisse pour alimenter le paléolac de Freychinède en eaux de fonte juxtaglaciaires issues du massif métamorphique des Trois Seigneurs. (iii) Après 13,15 ± 0,3 ka BP (soit 14 859 à 16 796 cal. BP, date obtenue à 401–403 cm de profondeur), l'arrêt des apports détritiques riches en sillimanite montre que la langue de glace engagée dans la vallée de Suc est suffisamment amaigrie pour ne plus franchir le seuil rocheux situé vers 1360–1380 m d'altitude entre l'auge de Suc et l'ombilic de Freychinède. Les auteurs envisagent qu'à partir de cette date, la glace est cantonnée aux plancher des cirques installés sur la face sud du massif des Trois Seigneurs (Jalut et al., 1982).

1.2.2. Un modèle chronologique confirmé sur la façade sud ?

1.2.2.1. Un débat chronologique adossé à des questions méthodologiques

Les datations ^{14}C acquises dans les remplissages glaciolacustres de la façade sud, en particulier celles obtenues en Noguera Ribagorçana (Fig. 2.10a), ont dans un premier temps confirmé le schéma chronologique obtenu sur la façade nord. Puis, de nouvelles données, contradictoires avec les premières, ont relancé le débat initialement ouvert par Turner & Hannon en 1988 sur le caractère synchrone ou asynchrone du dernier maximum d'englacement pyrénéen par rapport aux enregistrement isotopiques globaux (synthèse in Pallàs et al., 2006). En effet, en 1983, J.M. Vilaplana situe la base du remplissage de Llestui avant 33 ka BP (Vilaplana 1983 ; Vilaplana & Bordonau, 1989). Un peu plus tard, Bordonau (1992) date la base du remplissage proglaciaire d'Els Bassots à 31,41 ± 1,2 ka BP (33 542 à 38 941 cal. BP) mais souligne l'incohérence des âges ^{14}C qui caractérisent la base du sondage et prend une certaine distance avec le schéma chronologique élaboré sur la façade nord.

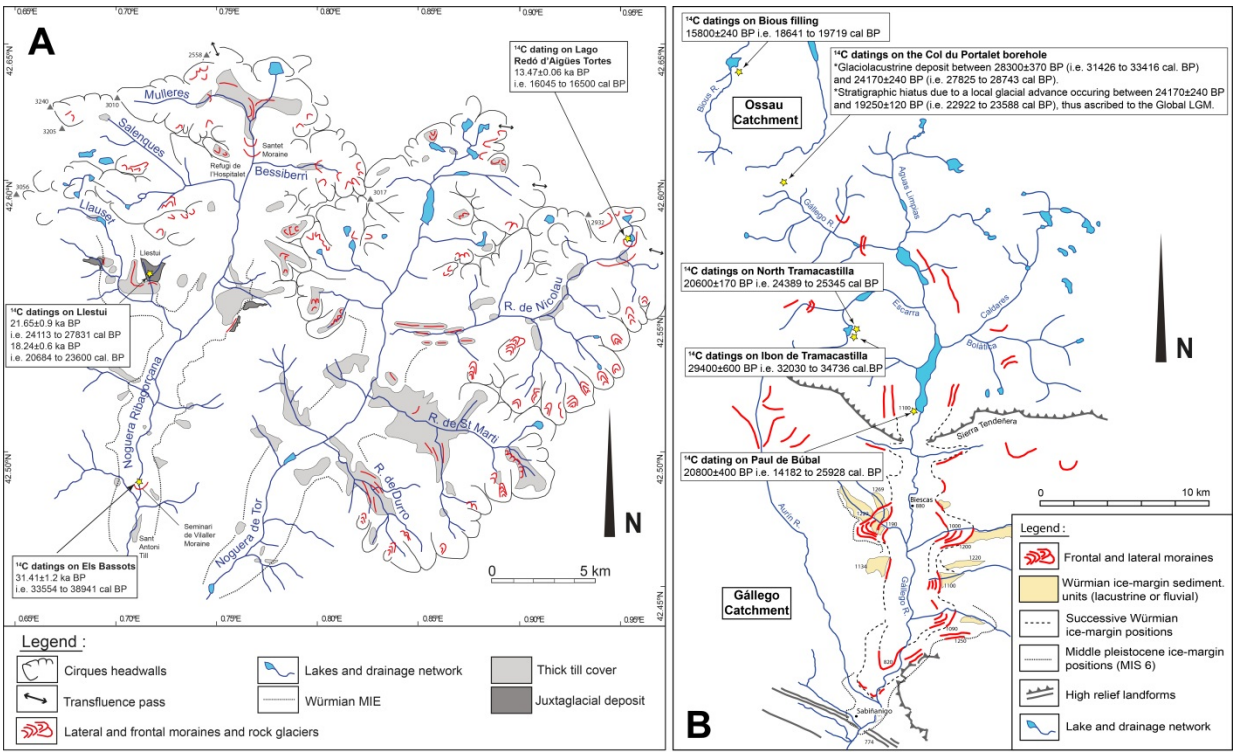


Figure 2.10. Datations ^{14}C et dépôts de marge glaciaire sur les Nogueras et le Gállego.
Extrait de Delmas (2015), modifié.

L'année suivante, constatant un certain nombre d'incohérences entre les données ^{14}C obtenues sur le remplissage de Llestui (Vilaplana, 1983 ; Vilaplana & Bordonau, 1989), Bordonau et al. (1993) entreprennent de re-dater les échantillons. Afin de tenir compte de la présence de graphite minéral dans le bassin (effet « old carbon »), les auteurs mettent au point un protocole de préparation des échantillons destiné à séparer le carbone organique du carbone minéral. A l'issue de ce traitement, les résultats sont nettement rajeunis et la « phase de stabilisation post-maximum » ramenée à un âge entre 18,24 ± 0,6 (20 684 à 23 600 cal. BP) et 21,65 ± 0,9 ka BP (24 113 à 27 831 cal. BP). Dans la même optique, les remplissages de Biscaye, Lourdes, Le Monge ont fait l'objet de nouveaux sondages (Reille & Andrieu, 1995) mais seul le sondage de Lourdes 1 a livré des datations ^{14}C intéressantes pour notre propos. En effet, (i) la datation la plus ancienne obtenue dans les argiles glacio-lacustres bleues de la base du sondage donne un âge à 20,025 ± 0,175 ka BP (23 700 à 24 557 cal. BP), indiquant que le maximum würmien pourrait donc être beaucoup plus jeune que ce qui a été envisagé à partir des datations de Biscaye. Par contre, la datation obtenue à la base des gyttja sus-jacentes montre que la sédimentation glacio-lacustre a cessé avant 15,46 ± 0,15 ka BP (18436 à 19076 cal. BP) et que les langues de glace sont alors cantonnées aux hautes vallées (Fig. 2.7a).

Les datations ^{14}C obtenues dans les remplissages glaciolacustres du Gállego (Paul de Bubal, Ibon de Tramacastilla, Nord Tramacastilla, Fig. 2.10b) concordent parfaitement, quant à elles, avec les premières données acquises sur la façade nord. Le papier de García-Ruiz et al. (2003) est à ce titre particulièrement explicite puisqu'il s'intitule : « Asynchroneity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees ». L'argumentation repose sur des séquences sédimentaires issues de paléolacs en relation avec des stades de déglaciation plus ou moins avancés. Plusieurs âges ^{14}C obtenus à la base des colonnes sédimentaires conduisent les auteurs à considérer l'emprise würmienne maximale du Gállego comme antérieure au Global LGM, antérieure même au MIS 2. Notons que l'âge à 29,4 ± 0,6 ka BP (32 030 à 34 736 cal BP) obtenu dans la séquence glaciolacustre basale de Ibon de Tramacastilla est considérée comme suspecte par les auteurs qui envisagent un risque de vieillissement par effet « eau dure » et/ou « old carbon ». Un nouveau sondage sur le même paléolac d'obturation juxtaglaciaire (Nord Tramacastilla : 4 m de profondeur contre 14 m pour Ibon de Tramacastilla) a livré quant à lui un âge AMS de 20,6 ± 0,17 ka BP, à 275 cm de la surface dans des limons proglaciaires (24 389 à 25 345 cal. BP). Les auteurs considèrent que cette dernière date est plus fiable que celle à 29,4 ± 0,6 ka BP car il s'agit d'une datation AMS sur concentration pollinique riche en pollens terrestres, ce qui, selon les auteurs, minimise le risque de vieillissement par effet « eau dure ». Cependant, il est important de préciser que cette nouvelle date ne peut pas être directement confrontée à la première car elle n'est pas issue du même sondage et ne date pas exactement le même niveau sédimentaire.

1.2.2.2. <u>Des informations indirectes concernant la déglaciation</u>

Bien que les sites du Gállego aient été exploités essentiellement pour débattre de l'âge du maximum würmien, leur situation dans le haut bassin glaciaire les rend intéressants aussi et surtout en termes de chronologie de la déglaciation. En effet, (i) la datation ^{14}C des dépôts glaciolacustres situés à la base de la séquence de Paul de Bubal (Jalut et al., 1992) montre que la langue du Gállego se tenait au moins 15 km en amont du front de Senegüé avant 20,8 ± 0,4 ka BP (24 182 to 25 928 cal. BP). (ii) Les datations obtenues sur les sondages de Tramacastilla (Ibon de Tramacastilla et nord Tramacastilla) jalonnent d'une part la fin de la transfluence entre le Lana Major et l'Escarra et, d'autre part, la déconnexion probable de ces deux bassins affluents avec la langue principale du

Gállego. Enfin, (iii) la tourbière du Portalet, située dans un vallon affluent du Gállego au pied de crêtes entre 2100 et 2300 m d'altitude, a fait l'objet d'une analyse séquentielle multi-proxy (Gonzáles-Sampériz et al., 2006). L'analyse des dépôts sur 6,64 m de profondeur a permis de mettre en évidence un hiatus stratigraphique marqué par la présence d'une surface d'érosion, une rupture radicale des cortèges polliniques et un très faible taux de sédimentation. Ce hiatus stratigraphique surmonte un dépôt glaciolacustre daté entre 28,3 ± 0,37 ka AMS BP (31 426 à 33 316 cal. BP) et 24,17 ± 0,24 ka AMS BP (27 825 à 28 743 cal. BP). Il est suivi par une séquence sédimentaire continue caractérisée par des alternances de limons plus ou moins riches en carbonates et matière organique et coiffée par 2 m de tourbes. Cette séquence sédimentaire procure un enregistrement continu de l'histoire de la végétation de 19,25 ± 0,12 ka AMS BP (22 922 à 23 588 cal. BP) à nos jours. Elle renseigne aussi, mais de manière indirecte, la chronologie des phases d'englacement. La séquence basale datée entre 28,3 ± 0,37 et 24,17 ± 0,24 ka AMS BP est contemporaine d'un interstade au cours duquel le vallon de la tourbière du Portalet renfermait au mieux des petits glaciers de cirque situés amont du paléolac. Entre 24,17 ± 0,24 et 19,25 ± 0,12 ka AMS BP, les auteurs reconstituent deux évènements successifs. (i) Le hiatus stratigraphique est associé à une progression glaciaire corrélée au Global LGM. Après 24,17 ± 0,24 ka AMS BP, les glaciers qui étaient réfugiés dans les cirques progressent suffisamment pour recouvrir le paléolac et s'avancer au-delà mais aucun élément ne permet de préciser si cette progression glaciaire a été suffisante pour rejoindre le glacier du Gállego. (ii) La séquence sédimentaire qui surmonte le hiatus montre que dès 19,25 ± 0,12 ka AMS BP (22 922 à 23 588 cal. BP) le vallon est à nouveau déglacé, mais cette fois très probablement jusqu'aux crêtes étant donné l'absence de sédimentation proglaciaire dans la séquence qui surmonte le hiatus stratigraphique. Les auteurs signalent que l'ensemble des datations AMS ont été réalisées à partir de concentrations polliniques riches en taxons terrestres, ce qui limite le risque de pollution par effet « eaux dure ». Au total, l'ensemble des données du Gállego montrent une assez remarquable cohérence ; surtout si on tient compte du fait que les paléolacs de Tramacastilla et du Portalet sont localisés dans des vallons affluents du Gállego moins bien alimentés que les courant de glace issus des massifs de Sallent et de Panticosa qui, eux, dépassent 3000 m d'altitude et sont susceptibles d'avoir nourri une langue de glace encore très puissante alors que les sites de Tramacastilla et du Portalet étaient déjà déglacés.

Plus à l'est, l'analyse séquentielle et la datation par ^{14}C AMS du paléolac de la Massana (Turu et al., 2017) a permis de reconstituer les premières étapes de la déglaciation des vallées andorranes. Lors de l'emprise würmienne maximale, l'Andorre abritait un glacier de vallée composite issu de la confluence du Valira d'Orient (Gran Valira) et du Valira del Nord ; ce dernier étant lui-même issu de la confluence, dans le bassin de la Massana, des glaciers locaux d'Arinsal et d'Ordino. Le paléolac de La Massana est donc contemporain d'un stade de déglaciation au cours duquel les glaciers locaux d'Arinsal et Ordino sont cantonnés à leur haute vallée, tandis que le Valira d'Orient est encore suffisamment puissant pour obturer la basse vallée déglacée du Valira del Nord (Fig. 2.11a). L'analyse stratigraphique séquentielle de ce remplissage a permis de caractériser d'une part les variations de la hauteur d'eau du paléolac de la Massana et donc les variations d'épaisseur de la glace dans le Gran Valira et, d'autre part, les fluctuations des glaciers locaux d'Arinsal et d'Ordino qui, à intervalles réguliers, alimentaient des séquences sédimentaires progradantes dans le paléolac. Les nombreuses datations ^{14}C AMS obtenues dans ce remplissage situent avant 25,64 ± 0,19 ka AMS BP (29 352 à 30 482 cal. BP, Fig. 2.11c) la déconnexion des deux Valira et la mise en eau du paléolac. Par la suite, l'enregistrement montre une relative permanence du paléolac jusque vers 18,22 ± 0,08 ka AMS BP

(21 901 à 22 377 cal. BP, Fig. 2.11b). Cela montre que la progression glaciaire contemporaine du Global LGM, enregistrée dans la séquence par un till progradant, n'a pas atteint l'ampleur de l'emprise würmienne maximale. Une progression glaciaire est également enregistrée durant le Oldest Dryas mais, après 13,83 ± 0,05 ka AMS BP (16 546 à 17 027 cal. BP), l'arrêt de la sédimentation glacio-lacustre dans l'ombilic de la Massana indique que le glacier du Valira d'Orient s'est retiré dans sa haute vallée.

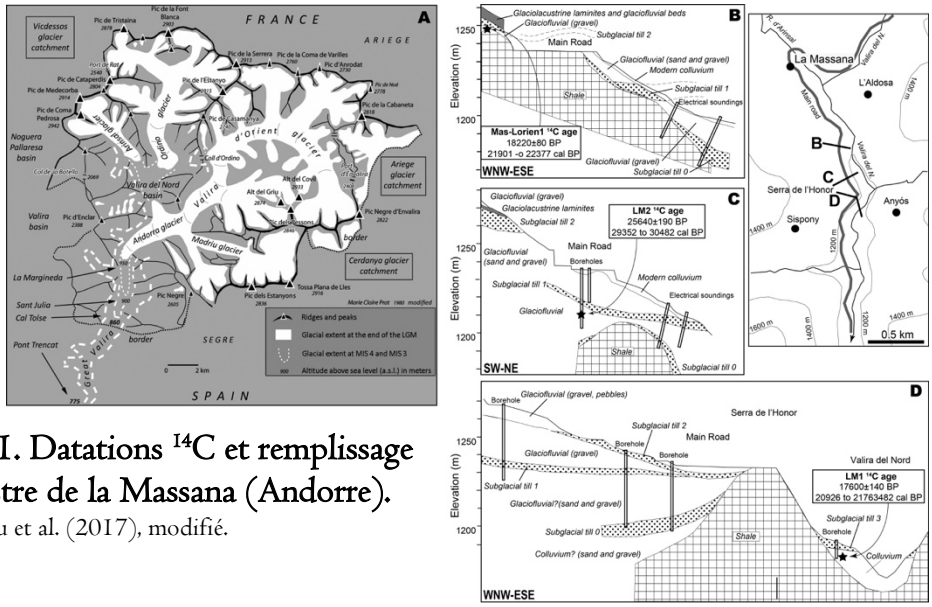


Figure 2.11. Datations ^{14}C et remplissage glaciolacustre de la Massana (Andorre).
Extrait de Turu et al. (2017), modifié.

Deux autres sites d'altitude confirment la précocité de la déglaciation pyrénéenne. Dans la Noguera de Tor, les glaciers sont cantonnés aux cirques situés en amont de l'Estany Redó d'Aigues Tortes (2110 m d'altitude, Fig. 2.10a) dès l'Oldest Dryas, comme l'indiquent la datation à 13,47 ±0,06 ka BP (16 045 à 16 500 cal. BP) dans le sédiment glaciolacustre de la base du sondage (Copons & Bordonau, 1996). Des données plus significatives encore ont été acquises dans l'est des Pyrénées, sur le site de la Grave (2150 m), dans la haute vallée de la Têt, au débouché immédiat des cirques, où une tourbière fossile a fait l'objet de 3 datations ^{14}C très concordantes (Fig. 2.12). Ces données indiquent que la glace était cantonnée à la zone des cirques dès 19-20 ka cal. BP, c'est-à-dire avant même le début du Tardiglaciaire (Delmas, 2005 ; Delmas et al., 2008). Les auteurs ont proposé de corréler cette déglaciation majeure et précoce des vallées pyrénéennes à l'une des oscillations tempérées qui caractérisent le stade GS-2b de la nomenclature INTIMATE (Svensson et al., 2008).

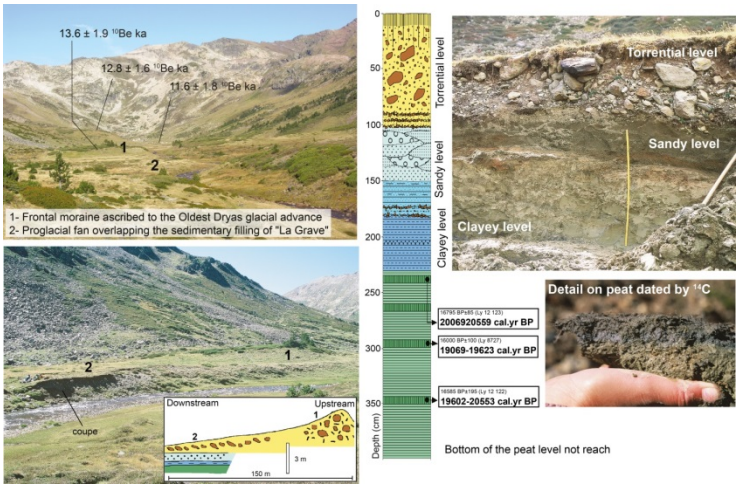


Figure 2.12. Une tourbière fossile datée par ^{14}C dans la haute vallée de la Grave.
Extrait de Delmas (2015).

1.3. Une diversification récente des méthodes de datation mobilisées

A partir des années 2000, les méthodes de datations se diversifient. Des données OSL sont publiées sur les complexes morainiques et fluvioglaciaires du Gállego (Sancho et al., 2003 ; Sancho et al., 2004; Peña et al., 2004 ; Lewis et al., 2009) et de l'Aragon (García-Ruiz et al., 2012). Parallèlement, les stades d'englacement würmiens de plusieurs vallées pyrénéennes font l'objet de datations par les nucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{36}Cl produit *in situ* (Pallàs et al., 2006 ; Delmas et al. 2008 ; Pallàs et al., 2010 ; Delmas et al., 2011 ; Palacios et al., 2015a,b ; Palacios et al. 2017). Ces nouvelles méthodes de datation ont permis de situer dans le MIS 4 l'emprise würmienne maximale. Elles ont aussi permis d'entrevoir la complexité des fluctuations glaciaires survenues entre le MIS 4 et le début de l'Holocène. La multiplication des données, permise par le caractère très ubiquiste des supports d'échantillonnage (surfaces rocheuses contenant du quartz dans le cas du nucléide cosmogénique ^{10}Be produits *in situ*), a débouché sur une chronologie des fluctuations glaciaires würmiennes beaucoup plus mobiles que celle préalablement envisagée sur la seule base des datations ^{14}C (cf. section 3). Cependant, la nécessité de cibler des surfaces rocheuses dont la durée d'exposition modélisée pour une érosion nulle a du sens en termes de chronologie des fluctuations glaciaires impose une stratégie d'échantillonnage contrainte dont on expose ici les termes.

2. Durées d'exposition TCN, calage chronologique des fluctuations glaciaires pléistocènes : mais que date-t-on ? L'indispensable diagnostic du géomorphologue

Les datations par exposition se sont imposées ces dernières années comme un outil incontournable pour dater les fluctuations récentes des fronts glaciaires en montagne comme dans les hautes latitudes (Balco, 2011). Les supports d'échantillonnage les plus communément sélectionnés sont :

(i) des **blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques**. Ces surfaces sont censées enregistrer le moment où la glace s'est retirée en arrière des constructions morainiques, permettant à ces formes construites de se stabiliser, et aux blocs erratiques qui se trouvaient à leur toit de commencer à enregistrer le temps via l'accumulation de TCN dans les minéraux à la périphérie des blocs.

(ii) des **surfaces polies par la glace associées à des verrous rocheux**. Ces surfaces sont censées enregistrer les durées d'exposition écoulées depuis que la glace s'est retirée en amont des bosses rocheuses échantillonnées.

Pour que ces hypothèses fonctionnent, deux postulats doivent être respectés.

(i) Il est tout d'abord nécessaire que les concentrations mesurées résultent d'une **histoire d'exposition simple** caractérisée par une phase d'exposition unique et continue depuis l'exposition initiale.

(ii) Il est par ailleurs nécessaire que les surfaces rocheuses échantillonnées aient évoluées depuis leur exposition initiale **en régime érosif quasi nul**.

Faute de pouvoir garantir que les surfaces échantillonnées respectent effectivement ces deux postulats, il est absolument nécessaire de considérer les datations par exposition comme des « âges apparents » (cf. section 4.1 du chapitre 1). Ces contraintes liées à la procédure de modélisation nécessitent l'élaboration d'une stratégie d'échantillonnage qui prend en compte les caractéristiques géomorphologiques des sites de prélèvement.

2.1. La stratégie d'échantillonnage, les précautions à respecter

2.1.1. Cas des surfaces polies par la glace sur verrous rocheux

Dans les années 1980 et 1990, quand les premières datations par exposition ont été publiées, les verrous rocheux polis par la glace étaient considérés comme le support d'échantillonnage le plus performant en termes de chronologie des fluctuations glaciaires (Nishiizumi et al., 1993). Ce type de support venait d'être utilisé avec succès pour caractériser le taux de production d'une localité de calibration située dans la Sierra Nevada aux Etats-Unis (Nishiizumi et al., 1989). Les surfaces rocheuses polies par la glace présentent en effet l'avantage de garantir un régime érosif totalement nul au cours de la période d'exposition consécutive de l'évènement qu'on souhaite dater, en l'occurrence le retrait de la glace en amont de la zone échantillonnée. En revanche, ce type de support ne garantit ni le fait que toute la concentration en TCN mesurée sur l'échantillon a été acquise au cours d'une histoire d'exposition simple, ni le fait que la durée d'exposition enregistrée par l'échantillon correspond effectivement à la durée écoulée depuis que la glace s'est retirée en amont de la zone échantillonnée (Fig. 1.19).

Dans les années 1990, le paradigme de la très grande efficacité de l'érosion glaciaire (Molnar & England, 1992) permettait de considérer comme tout à fait acceptable le postulat d'une remise à zéro du compteur TCN durant les périodes de recouvrement glaciaire. De plus, la possibilité d'un recouvrement des surfaces échantillonnées par un placage de till, ou par tout autre masque sédimentaire suffisamment dense et épais pour atténuer de manière significative le taux de production au point d'échantillonnage, n'était guère prise en compte. Depuis une quinzaine d'année, plusieurs travaux ont montré que le maintien de placages de till, parfois durant plusieurs millénaires après la déglaciation des surfaces échantillonnées, comme l'existence d'héritages d'exposition, sont des risques bien réels avec lesquelles il faut composer (Putkonen & Swanson, 2003 ; Putkonen & O'Neal, 2006 ; Putkonen et al., 2008 ; Heyman et al., 2011 ; Balco, 2011). Cependant, une stratégie d'échantillonnage bien conduite, qui intègre le contexte géomorphologique à différentes échelles spatiales, des quelques cm^2 de surface rocheuse échantillonnée aux dynamiques érosives fonctionnelles à l'échelle de la vallée, permet de limiter ces problèmes de manière significative.

2.1.1.1. Des risques d'écrantage par placage de till

C'est une évidence lorsqu'on visite les marges récemment déglacées des glaciers actuels, où il est fréquent de rencontrer des zones de roches moutonnées recouvertes de till d'ablation plus ou moins épais, et susceptibles de masquer le substrat rocheux poli par la glace pendant quelques siècles ou quelques millénaires avant que le ruissellement ou tout autre processus d'érosion subaérien ne les décape (Fig. 2.13).

Figure 2.13. Placage de tills sur un verrou rocheux localisés dans l'emprise du PAG du glacier du Rhône, Suisse.

Le front glaciaire actuel se situe à quelques dizaines de mètres sur la droite. Cliché Y. Gunnell (07/2012)

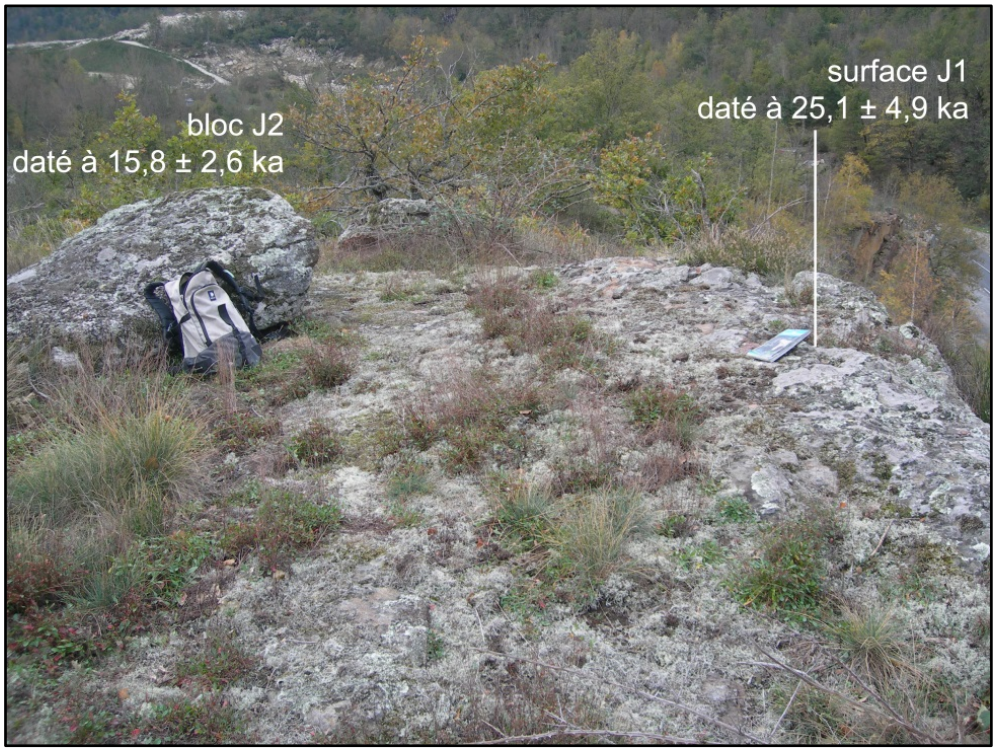


Figure 2.14. Placage de till et héritage d'exposition sur le verrou de Perles (Ariège).

Le bloc erratique posé directement sur le substrat rocheux, sans matrice morainique, indique qu'un placage de till, ou un dépôt fluvio-torrentiel proglaciaire, a masqué le substrat rocheux immédiatement après la déglaciation. Vers 15,8 ± 2,6 ka, ce masque sédimentaire était en grande partie détruit comme l'indique l'âge apparent obtenu sur le bloc erratique résiduel. Par ailleurs, l'écart d'une dizaine de ka entre l'âge apparent obtenu sur le verrou rocheux (25,1 ± 4,9 ka) et celui obtenu sur le bloc erratique posé immédiatement dessus (15,8 ± 2,6 ka) montre qu'une partie de la concentration en TCN mesurée sur le verrou rocheux (surface G1) est héritée. La dose héritée maximale est de l'ordre de 14 ka. Cliché extrait de Delmas (2009).

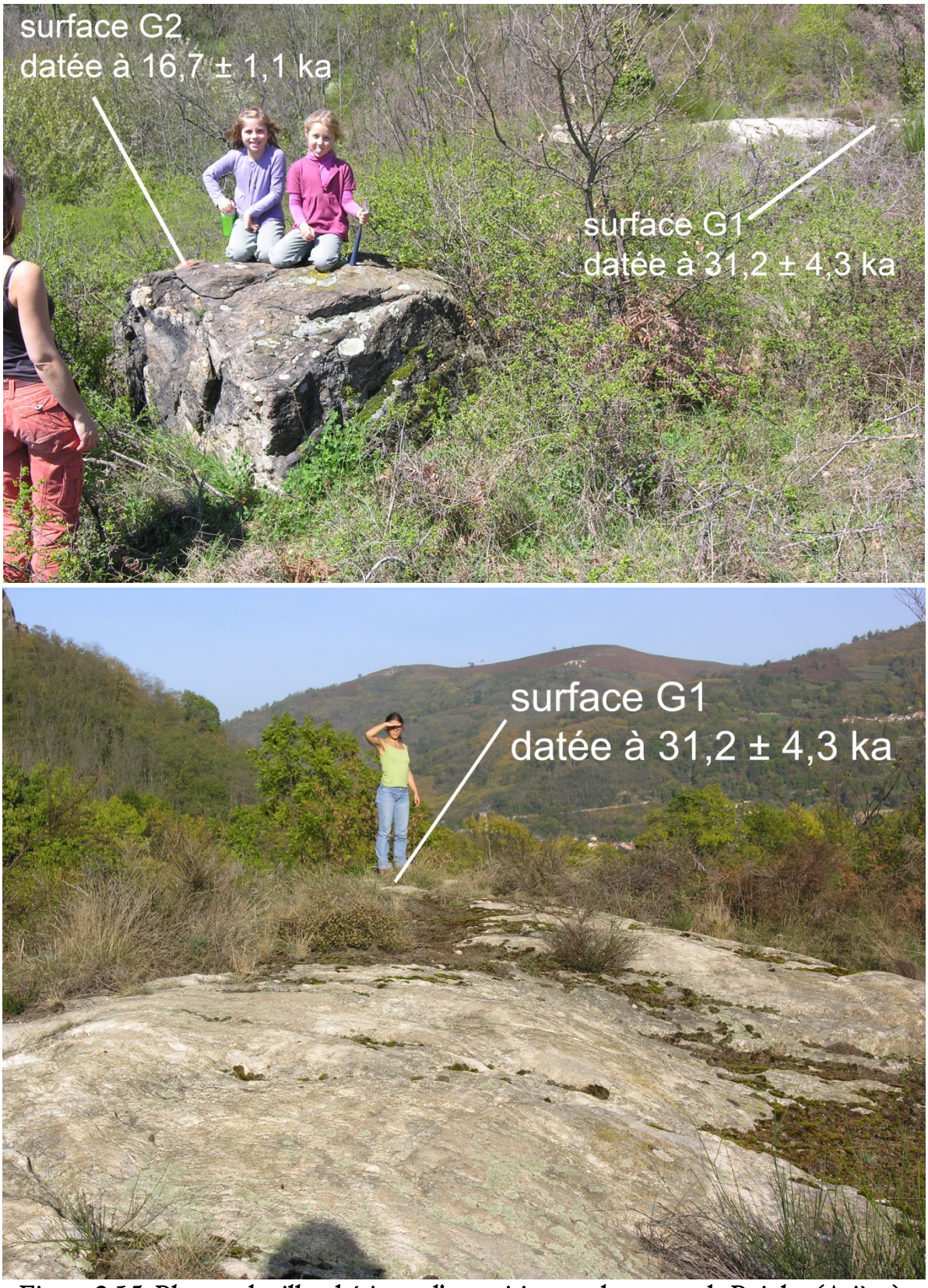


Figure 2.15. Placage de till et héritage d'exposition sur le verrou de Pujoles (Ariège).

Le bloc erratique posé directement sur le substrat rocheux, sans matrice morainique, indique qu'un placage de till, ou un dépôt fluvio-torrentiel proglaciaire, a masqué le substrat rocheux immédiatement après la déglaciation. Vers 16,7 ± 1,1 ka, ce masque sédimentaire était en grande partie détruit comme l'indique l'âge apparent obtenu sur le bloc erratique résiduel. Par ailleurs, l'écart d'une dizaine de ka entre l'âge apparent obtenu sur le verrou rocheux (31,2 ± 4,3 ka) et celui obtenu sur le bloc erratique posé immédiatement dessus (16,7 ± 1,1 ka) montre qu'une partie de la concentration en TCN mesurée sur le verrou rocheux (G1) est héritée. La dose héritée maximale est de l'ordre de 14 ka. Clichés extraits de Delmas (2009).

Dans le cas des paléoenglacements pléistocènes, la présence de blocs isolés directement posés sur le substrat rocheux, sans matrice morainique (Figs. 2.14 et 2.15), est un indice fort de l'existence, dans le passé, de placages de till capables d'avoir partiellement ou totalement bloqué l'accumulation de TCN dans les minéraux du lit rocheux. Compte tenu de cela, les zones polies par la glace parsemées de blocs erratiques épars, directement posés sur le substrat rocheux, sans matrice morainique, sont des supports d'échantillonnage à éviter lorsqu'on souhaite dater par exposition la déglaciation d'un segment de vallée.

Mais il arrive aussi que l'érosion postglaciaire ait intégralement détruit les placages de till qui masquaient initialement les verrous sous-jacents. C'est pourquoi nous préconisons d'éviter les zones de verrous rocheux localisées à proximité de paléo-marges glaciaires. A l'échelle de la vallée ou du segment de vallée, les contours des paléoenglacements sont jalonnés par des dépôts de marges glaciaires plus ou moins bien préservés selon la topographie des versants. Le risque de placage de till décapé par l'érosion postglaciaire est donc élevé dans ces zones d'anciennes marges glaciaires, même si aucun indice évident (blocs épars directement posés sur le lit rocheux) ne le laisse supposer à l'échelle du site de prélèvement. Ce risque est par contre très limité dans les zones associées à des paysages de type *areal scouring* (Fig. 2.17), car ces morphologies façonnées par l'abrasion sous-glaciaires ne sont presque jamais associées à des zones de dépôts de till, qu'ils soient sous-glaciaires ou d'ablation. Ce type de contexte géomorphologique offre donc les conditions optimales pour que la modélisation des TCN mesurés sur polis glaciaires fournisse les durées d'exposition effectivement écoulées depuis leur dernière déglaciation.

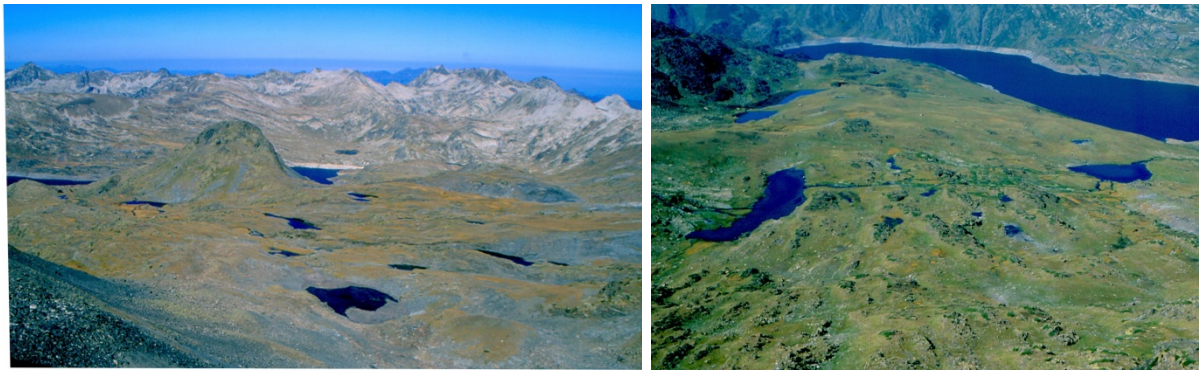


Figure 2.16. Morphologie *areal scouring* dans le haut bassin du Carol (Carlit nord)
Noter l'absence totale de dépôts glaciaire sur le substrat rocheux raclé par la glace. Cette absence ne résulte pas du travail de l'érosion postglaciaire. Elle est caractéristique de ce type de morphologie restée intacte depuis la dernière déglaciation. Clichés extraits de Delmas (2009).

2.1.1.2. Des risques d'héritage d'exposition

Ce risque a longtemps été considéré comme tout à fait négligeable car seulement 3 à 4 m de dénudation sous-glaciaire sont nécessaires pour éliminer l'essentiel des nucléides cosmogéniques produits au cours de la période d'exposition antérieure au dernier recouvrement par la glace (Fig. 1.14 et 1.19). Or, compte tenu des taux de dénudation mesurés en contexte glaciaire un peu partout dans le monde (synthèse in Hallet et al., 1996 ; Delmas et al., 2009 ; Koppes et al., 2009, 2015), une remise à zéro relativement rapide du compteur TCN est tout à fait envisageable. Pour 0,1 mm.an^{-1}, 30 à 40 ka suffisent pour éliminer tout héritage d'exposition antérieur au dernier recouvrement par la glace de la zone échantillonnée, seulement 3 à 4 ka si l'érosion sous-glaciaire est de l'ordre de 1 mm.an^{-1}.

Cependant, le risque d'héritage d'exposition est bien réel dans les zones où l'efficacité géomorphologique des glaciers est relativement limitée, soit par la durée réelle des périodes de recouvrement par la glace, soit par la faible épaisseur des langues de glace qui limitent la contrainte de cisaillement (donc l'efficacité de l'abrasion et du *quarrying* sous-glaciaire), soit par la topographie du lit sous-glaciaire quand les pentes faibles maintiennent de faibles vitesses d'écoulement (Delmas et al., 2009). Les exemples sont relativement nombreux dans les hautes latitudes (Bierman et al., 1999 ; Briner et al., 1998, 2006, 2008 ; Davis et al., 1999 ; Fabel et al., 2002 ; Li et al., 2005 ; Marquette et al., 2004 ; Staiger et al., 2005 ; Stroeven et al., 2002a,b ; Sugden et al., 2005), en particulier sur les zones de socle paléozoïque où les topographies de plateau dominent et où les inlandsis pléistocènes n'ont que très peu remodelé les paléotopographies fini-néogène (Godard, 1965, 1989 ; Sugden, 1974, 1977, 1978 ; Sugden & John, 1976 ; Jarman, 2007).

Les exemples sont beaucoup plus rares dans les montagnes des latitudes moyennes. À ce jour, une seule publication souligne explicitement l'existence d'héritages d'exposition sur substrat rocheux en contexte glaciaire (Fabel et al., 2004) ; cette étude concerne les montagnes modérément englacées de l'Ouest américain. Les Pyrénées constituent un autre exemple remarquable, où 17 héritages d'exposition sur verrous rocheux associés à des topographies de plateau, à des versants d'auges et à des planchers de cirque ont clairement été mis en évidence (Delmas, 2009 ; Delmas et al., 2009, 2011 ; Crest et al., 2017).

2.1.1.3. Des échecs chronologiques valorisés dans une perspective géomorphologique

Bien que sans intérêt d'un point de vue de la chronologie du Quaternaire, les surfaces rocheuses polies par la glace associées à un héritage d'exposition se sont avérées utiles dans une perspective géomorphologique dans la mesure où l'existence même d'un héritage d'exposition indique que la dénudation sous-glaciaire, par abrasion et/ou *quarrying*, a été $\leq$ 3 m au droit du point d'échantillonnage au cours du dernier recouvrement par la glace de la zone échantillonnée.

Dans ce cas de figure, la valeur exacte de la dénudation sous-glaciaire associée à un cycle d'englacement est calculable à condition d'avoir l'opportunité de contraindre par une méthode de datation indépendante :

(i) **la durée réelle de la période postglaciaire** ($t_{postglacial}$),

(ii) sur ces bases, **la valeur de la concentration héritée** ($N_{héritée}$),

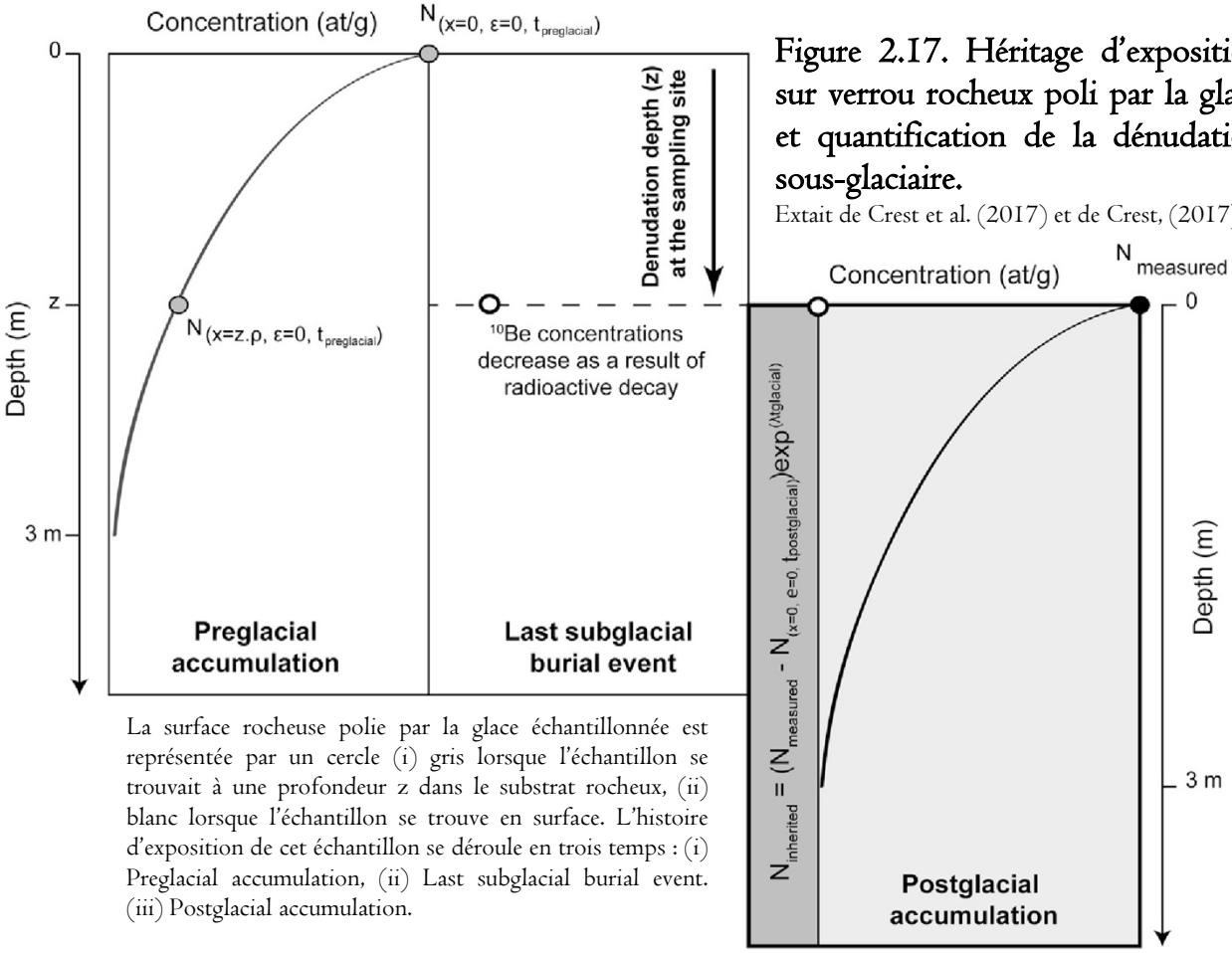
(iii) et, par référence à un calendrier isotopique, **la durée de la période préglaciaire** ($t_{preglacial}$).

Pour comprendre, il faut envisager une histoire d'exposition en trois temps (Fig. 2.17, Crest et al., 2017) :

(i) Au cours de la période d'accumulation préglaciaire ***(preglacial accumulation)***, les TCN s'accumulent dans les minéraux des roches à un taux de production qui décroît exponentiellement avec la profondeur (cf. modèle concentration-profondeur, Fig. 1.14). Au cours de cette période, le point échantillonné se trouve à une profondeur *z* dans le substrat rocheux et les TCN s'accumulent dans le cadre d'un régime érosif nul. Cette hypothèse est justifiée par l'extrapolation à la période préglaciaire ($t_{preglacial}$) de la conservation du poli glaciaire constatée à l'issue de la période postglaciaire ($t_{postglacial}$).

(ii) Le site de prélèvement est ensuite recouvert par un glacier (**<u>Last subglacial burial event</u>**). Au cours de cet intervalle ($t_{glacial}$), les TCN ne s'accumulent plus dans les minéraux des roches car le substrat est totalement écranté par le volume de glace sus-jacente. Par conséquent, la décroissance radioactive provoque une diminution de la concentration en TCN. Dans le même temps, l'érosion sous-glaciaire prélève une tranche de roche dont l'épaisseur *z*, que l'on cherche précisément à quantifier, est nécessairement inférieure à 3 m compte tenu de l'existence d'un héritage d'exposition ($N_{inherited}$).

(iii) Enfin, la période postglaciaire correspond à une nouvelle phase d'accumulation des TCN dans les minéraux des roches (**<u>Postglacial accumulation</u>**). Au cours de cette période, le point échantillonné se trouve en surface. L'accumulation des TCN se déroule dans le cadre d'un régime érosif nul durant toute la période d'exposition postglaciaire ($t_{postglacial}$) comme l'atteste la préservation du poli glaciaire sur la surface échantillonnée.



La surface rocheuse polie par la glace échantillonnée est représentée par un cercle (i) gris lorsque l'échantillon se trouvait à une profondeur z dans le substrat rocheux, (ii) blanc lorsque l'échantillon se trouve en surface. L'histoire d'exposition de cet échantillon se déroule en trois temps : (i) Preglacial accumulation, (ii) Last subglacial burial event. (iii) Postglacial accumulation.

Figure 2.17. Héritage d'exposition sur verrou rocheux poli par la glace et quantification de la dénudation sous-glaciaire.
Extait de Crest et al. (2017) et de Crest, (2017).

2.1.1.4. <u>Des échecs chronologiques valorisés en termes de géodynamique des glaciations</u>

Une autre option pour valoriser les héritages d'exposition a été appliquée en Ariège, où les verrous rocheux de Pujoles et de Perles (Figs. 2.15 et 2.16), qui sont respectivement localisés 10 et 35 km en amont de l'emprise wurmienne maximale, ont permis d'envisager l'existence de fluctuations plurikilométriques du front glaciaire ariégeois au cours du cycle glaciaire würmien, en particulier durant le MIS 3 (Delmas et al., 2011, Fig. 2.18 et 2.19).

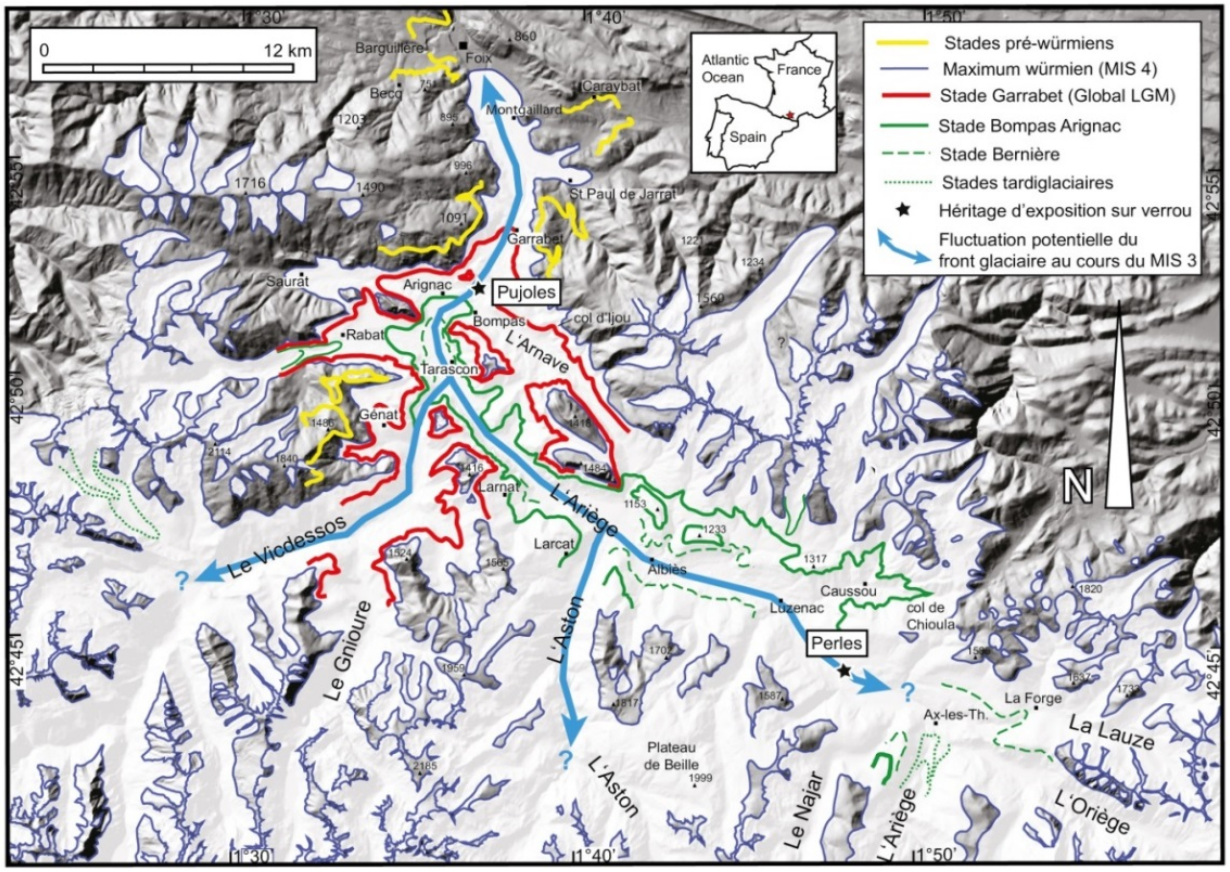


Figure 2.18. Héritage d'exposition sur verrous rocheux polis par la glace et géodynamique des fronts glaciaires. D'après Delmas (2009), modifié.

Il est important de préciser qu'on ne dispose à ce jour d'aucune évidence directe permettant de garantir que les héritages d'exposition observés sur les verrous de Pujoles et de Perles ne sont pas contemporains de l'interglaciaire éémien mais bien d'interstades survenus au cours du dernier cycle glaciaire. Cependant, compte tenu d'une part de la rapidité de la déglaciation observée dans l'est des Pyrénées immédiatement après le Global LGM et, compte-tenu d'autre part des rapports isotopiques associés à cette période (cf. ligne horizontale rouge sur la figure 2.19), il semble tout à fait plausible que des rapports isotopiques analogues aient eu un effet majeur sur les glaciers pyrénéens contemporains du MIS 3.

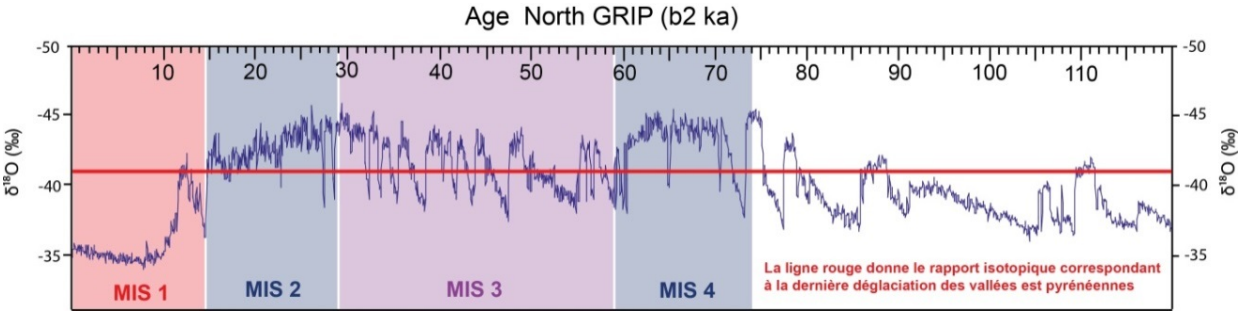


Figure 2.19. Des héritages d'exposition potentiellement acquis au cours du MIS 3.
Courbe isotopique North GRIP, 2004. Découpage stades isotopiques marins (MIS) d'après Shackleton, et al. (2004). Durant le MIS 3, noter le nombre de pics au cours desquels les glaciers pyrénéens ont potentiellement subi d'amples fluctuations.

2.1.2. Cas des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques

La figure 2.20 représente trois histoires d'exposition théorique associées à des échantillons prélevés sur des trois blocs erratiques enchâssés dans une construction morainique.

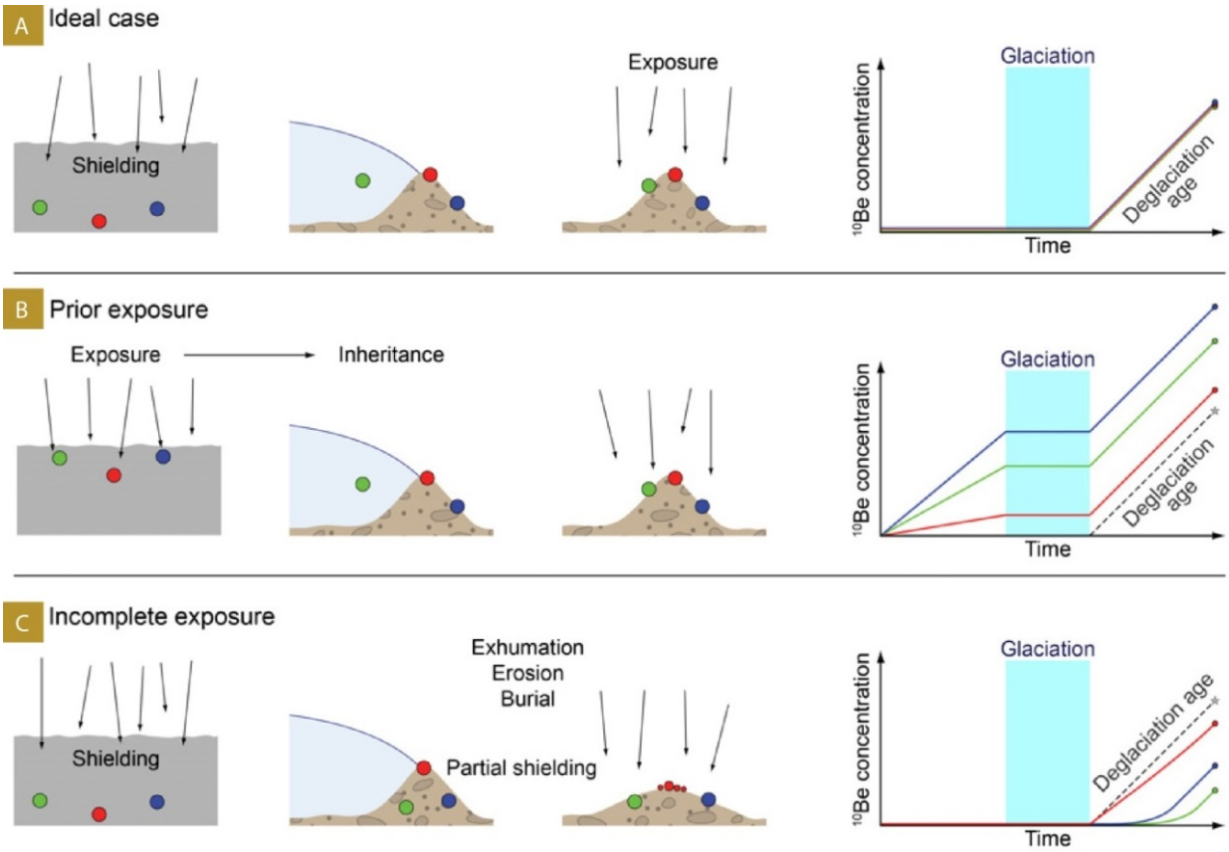


Figure 2.20. Scénarii d'exposition de blocs erratiques en contexte glaciaire.

Le **bloc de gauche** représente le contexte d'exposition sur le bassin versant, avant le transit des blocs échantillonnés, c'est-à-dire au cours de la période préglaciaire ou, durant la glaciation, sur les versants exposés aux TCN qui sont situés au-dessus des zones englacées. Le **bloc central** représente le contexte dans lequel les blocs erratiques sont mobilisés par le glacier et déposés sur la marge glaciaire dans une moraine d'ablation. Le **bloc de droite** donne le parcours temps-concentration des blocs erratiques représentés en rouge, vert et bleu sur les deux blocs précédents. Noter que les situations A, B et C représentées sur cette figure sont exactement l'équivalent des situations A, B et C représentées sur la figure I.19 du chapitre I. Noter par ailleurs que les situations B et C peuvent s'exprimer conjointement ou séparément sur un même site d'échantillonnage. Extrait de Heyman et al. (2011).

2.1.2.1. Le cas idéal (situation A sur les figures 1.19 et 2.20)

Le cas idéal est celui d'un échantillon prélevé sur un bloc qui a enregistré la totalité de son exposition au cours de la période postglaciaire c'est-à-dire depuis que le glacier s'est retiré en arrière de la construction morainique. Cela suppose que :

(i) les échantillons se trouvaient à une profondeur suffisante dans le substrat rocheux du bassin versant pour que les TCN *in situ* ne s'y accumulent pas.

(ii) les blocs erratiques échantillonnés ont résidé au toit de la construction morainique de manière parfaitement stable durant toute la période d'exposition.

Il est important de noter que l'accumulation de TCN est négligeable durant le transport dans la masse de glace même si les blocs ont voyagé au toit du glacier, sous forme de moraine médiane par exemple. En effet, les vitesses d'écoulement les plus fréquemment enregistrées sur les glaciers actuels oscillent entre 10 et 1000 $m.an^{-1}$, les valeurs les plus élevées concernant les glaciers de vallée à base tempérée. Sur ces bases, la durée de transit des blocs erratiques dans les glaciers de vallée pléistocènes des latitudes moyennes a probablement été de l'ordre de quelques siècles à quelques millénaires au maximum, soit des durées suffisamment brèves pour ne pas être prise en compte dans leur histoire d'exposition.

2.1.2.2. Cas d'un bloc erratique associé à un héritage d'exposition (situation B)

Si le bloc erratique échantillonné a conservé une dose de TCN acquise avant son transit, cet héritage d'exposition va se traduire par une durée d'exposition plus longue que la durée réelle de la période postglaciaire. L'âge apparent modélisé sera donc plus ancien que la stabilisation de la construction morainique sur laquelle le bloc est enchâssé. Il sera donc plus ancien que l'évènement que l'on cherche à dater, en l'occurrence l'âge du stade d'englacement jalonné par la moraine échantillonnée, ou plus exactement le retrait de la glace en arrière de la moraine d'ablation échantillonnée. L'héritage d'exposition peut résulter d'une exposition acquise quand l'échantillon était dans le substrat rocheux du bassin versant, à une profondeur inférieure à 3 m comme le montre la figure 2.20. Il peut aussi avoir été acquis sur le bassin versant sous forme de relai sédimentaire issu par exemple d'une glaciation plus ancienne que celle qu'on souhaite dater.

Dans tous les cas, un moyen de se prémunir de ces risques d'héritage d'exposition est de privilégier, quand le contexte géologique le permet, les blocs dont la lithologie indique qu'ils ont parcouru de grandes distances car l'abrasion des blocs, au cours de leur transport dans la masse de glace, est susceptible d'éliminer, ou en tout de cas limiter, l'exposition préalablement acquise sur le bassin versant.

2.1.2.3. Le risque d'exposition incomplète d'un échantillon sur bloc erratique (situation C)

Plusieurs phénomènes sont susceptibles d'entraver totalement ou partiellement l'accumulation de TCN sur un bloc erratique. Il est tout d'abord possible que le bloc échantillonné ait été déchaussé tardivement de la masse sédimentaire et que sa position au toit de la construction morainique ne soit pas exactement contemporaine du retrait de la glace en arrière de la moraine d'ablation. De plus, il est possible que le bloc échantillonné ait roulé, pivoté ou glissé sur la construction morainique si bien que la surface échantillonnée au sommet du bloc ne traduise pas exactement la durée réellement écoulée au sein de la masse sédimentaire (il faudrait prélever les différentes faces du bloc pour le vérifier). Enfin, il est possible que la surface initiale du bloc ait été écaillée ou dégradée par désagrégation granulaire si bien que le principe d'un régime érosif nul au cours de la période d'exposition n'est plus respecté.

Pour se prémunir de ces différents risques, on privilégie l'échantillonnage des blocs erratiques associés à des moraines d'ablation dont la forme construite est correctement préservée. On privilégie les blocs de taille métrique (au minimum) en considérant que ces derniers sont dotés, en raison de leur masse, d'une plus grande stabilité au sein du volume sédimentaire. On recherche par ailleurs les surfaces arrondies et émoussées acquises par abrasion sous-glaciaire au cours du transit dans la glace afin de limiter le risque d'écaillage ou de dégradation superficielle durant la

période postglaciaire. Enfin, on prélève de préférence le sommet du bloc erratique afin de minimiser l'auto-écrantage lié à la topographie du bloc (cf. Fig. 2.21).

Figure 2.21. Stratégie d'échantillonnage sur blocs erratiques.

A. Moraine du Llat, Bassin de la Têt, massif du Carlit. Cliché extrait de Delmas (2009). **B.** Moraine de la Fajolle col de Larnet, Ariège, cliché extrait de Delmas (2009). **C.** Moraine de la Vinyolle, col de Puymorens, Cliché extrait de Mahé (2015).

2.2. Situer les « âges apparents » dans une stratigraphie relative des stades d'englacement

Compte tenu des écarts au modèle imposés par la diversité des contextes géomorphologiques et donc des histoires d'exposition, il est évident que les conditions d'échantillonnage ne sont que très rarement idéales sur le terrain. Il importe donc, au-delà des précautions d'échantillonnage mentionnées ci-dessus :

(i) de **multiplier les points d'échantillonnage** (la plupart des auteurs préconisent 3 à 5 prélèvements par site, c'est-à-dire 3 à 5 blocs erratiques différents par construction morainique ou 3 à 5 surfaces polies différentes par verrou rocheux),

(ii) de **situer les âges apparents obtenus sur blocs erratiques ou verrous rocheux dans une stratigraphie relative des stades d'englacement** (Fig. 2.22). Cette opération permet de contrôler la cohérence interne des résultats et d'identifier d'éventuelles anomalies. Elle permet aussi et surtout de confronter la série de datations par exposition avec d'autres données chronologiques éventuellement disponibles dans le bassin versant (Delmas et al., 2012). Ces datations peuvent provenir de macro- ou de micro-restes organiques piégés dans un remplissage lacustre en contexte juxta- ou proglaciaire. Elles peuvent correspondent à des âges U-Th sur planchers stalagmitiques localisés en contexte karstique et associés à des dépôts allogènes d'origine fluvio-glaciaire (Delmas et al., 2011). Elles peuvent correspondre aussi à des âges OSL sur dépôts morainiques et/ou fluvioglaciaires (cf. exemples dans les vallées pyrénéennes, section 3 de ce chapitre).

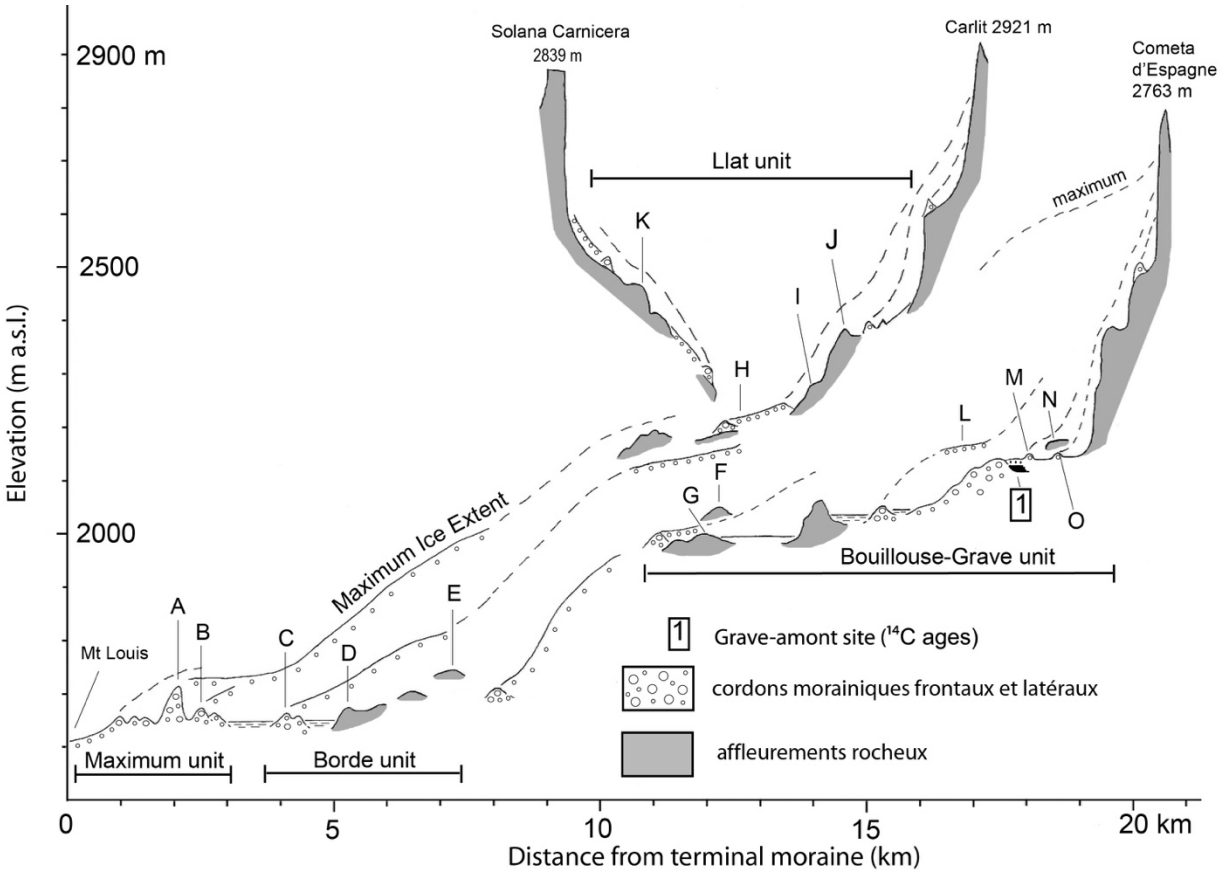


Figure 2.22. Position des échantillons sur constructions morainiques et sur verrous rocheux dans la séquence de dépôts morainiques du bassin de la Têt.

La capacité de l'utilisateur à positionner ses échantillons dans une stratigraphie relative détermine sa capacité à confronter les résultats les uns aux autres et avec d'autres données chronologiques éventuellement disponibles sur le bassin versant.

Extrait de Delmas et al. (2008).

3. Dans les Pyrénées, quelles avancées des connaissances ont permis les datations par surface d'exposition de TCN ?

Contrairement aux données OSL qui portent uniquement sur les complexes morainiques terminaux et les systèmes fluviatiles (Lewis et al., 2009 ; García-Ruiz et al., 2012 ; Sancho et al., 2018), les datations par exposition acquises dans les vallées pyrénéennes concernent la totalité des séquences glaciaires würmiennes, depuis les moraines terminales contemporaines de l'emprise würmienne maximale jusqu'aux moraines des cirques qui jalonnent les derniers stades de déglaciation. Ces données proviennent soit de surfaces rocheuses polies par la glace et prélevées directement sur le substrat rocheux, soit de blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques (cf. section 2 de ce chapitre).

3.1. Confirmation de l'ancienneté des emprises würmiennes maximales et premiers indices sur la position du Global LGM

Les premières datations associées aux emprises würmiennes maximales ont été acquises dans la Noguera Ribagorçana et sur la Têt (Pallàs et al., 2006 ; Delmas et al. 2008). Ces données ne proviennent pas des marges les plus externes des complexes morainiques terminaux mais plutôt de cordons situés quelques centaines de mètres en amont des moraines würmiennes les plus externes (Figs. 2.22 et 2.23). Les âges würm récent (autour de 21-22 ka) obtenus sur ces moraines ont relancé le débat sur le caractère synchrone ou asynchrone de l'emprise würmienne maximale pyrénéenne par rapport au Global LGM (cf. section 1.2 de ce chapitre) ; mais cette fois le débat fut de courte durée car, dès 2010 et 2011, de nouvelles séries de données cosmogéniques (Querol, Malniu, Ariège, Figs. 2.24 et 2.25) montraient que, dans l'est des Pyrénées tout au moins, les constructions morainiques contemporaines du MIS 4 sont spatialement proches de celles attribuées au Global LGM (Pallàs et al., 2010 ; Delmas, 2009 ; Delmas et al., 2011).

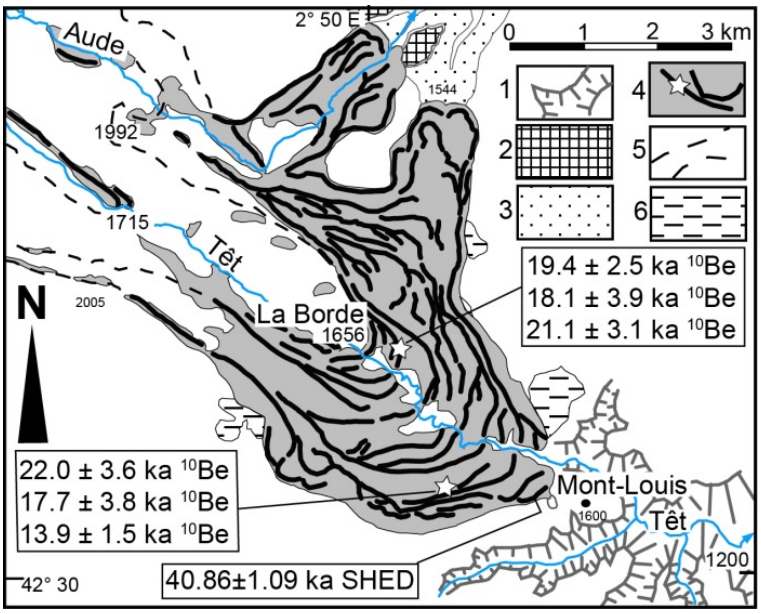


Figure 2.23. Emprises MIS 2 et MIS 4 sur le complexe morainique terminal de la Têt.
Extrait de Calvet et al. (2011) d'après Delmas (2009).

1- Incision quaternaire de la vallée de la Têt dans le pédiment pliocène de la Perche. **2-** Terrasse fluvio-glaciaire contemporaine du MIS 6. **3-** Terrasse fluvio-glaciaire contemporaine du cycle glaciaire würmien (MIS 4-2). **4-** Construction morainique contemporaines des emprises würmiennes

Noter que les cordons datés se sont pas localisés dans les position les plus externes, ces derniers ne sont pas directement datés sur la Têt mais les datations obtenues sur la Malniu et en Ariège permettent d'envisager qu'ils sont contemporains du MIS 4. Des données récemment acquises par SHED (Schmidt Hammer Exposure Dating) ont confirmé cette hypothèse (Tomkins et al., 2018).

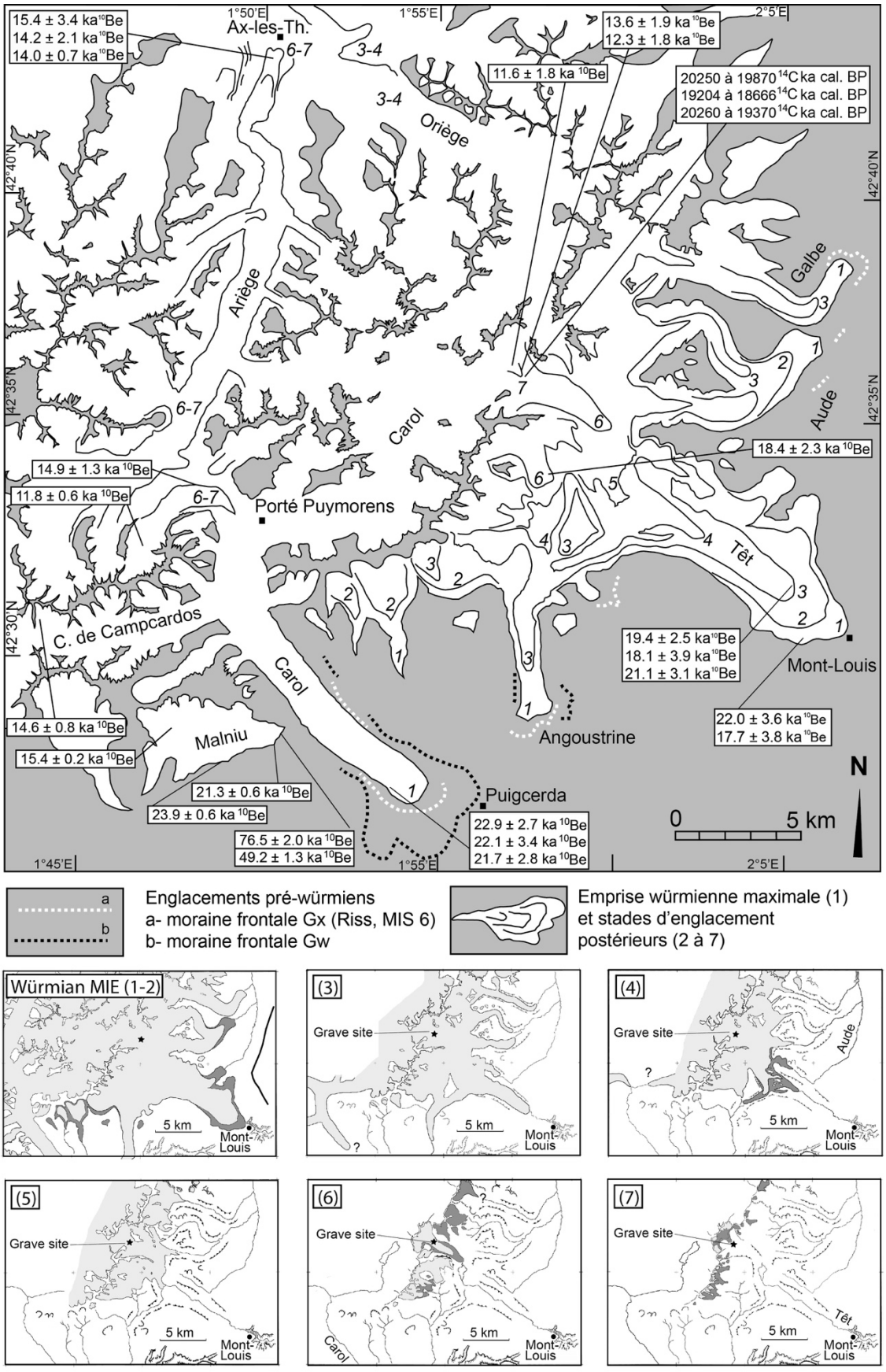


Figure 2.24. Datation par exposition des stades d'englacement MIE et post- MIE de la marge sud-est du massif du Carlit.

Extrait de la notice de la feuille géologique de Mont-Louis, Laumonier et al. (2017).

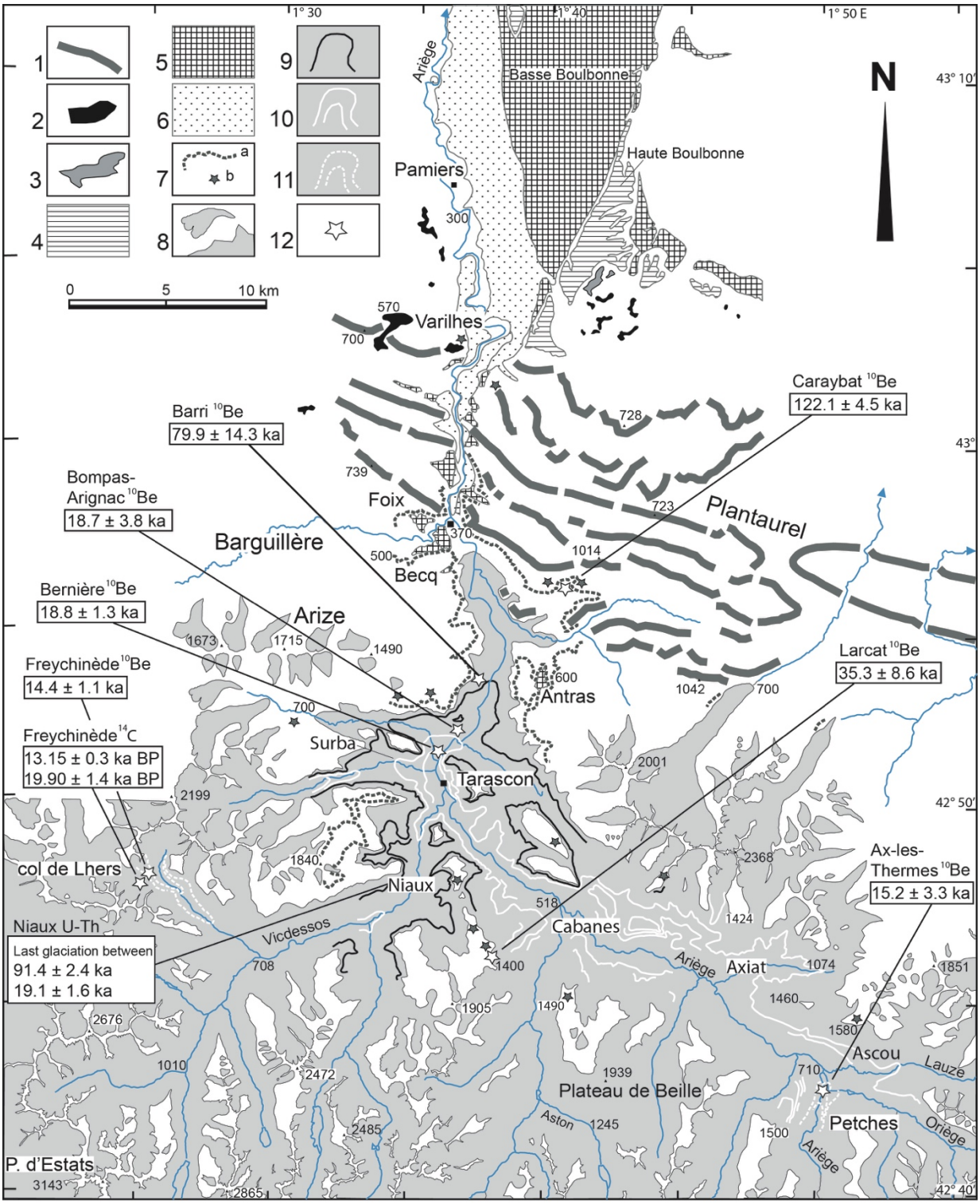


Figure 2.25. Datation par surface d'exposition des stades d'englacement MIE et post- MIE de la vallée de l'Ariège.

Extrait de Calvet et al. (2011) d'après Delmas et al. (2011).

Sur ces bases, Delmas et al. (2011) ont envisagé que les phases de progression glaciaire contemporaines du MIS 4 et du Global LGM se sont traduites, dans les massifs pyrénéens sous influence climatique méditerranéenne, par des paléoenglacements de dimensions très comparables alors que, dans les massifs plus occidentaux, sous influence océanique, les paléoenglacements

contemporains du Global LGM étaient de dimension sensiblement plus réduite que ceux du MIS 4 (Fig. 2.26). En effet, durant le Global LGM, la cyclogenèse d'origine méditerranéenne était plus intense et plus efficace en termes d'alimentation neigeuse que celle d'origine océanique. Cela s'explique principalement par le fort contraste relevé pour le Global LGM entre les SST (*Sea Surface Temperatures*) du Golfe de Gascogne et celles du Golfe du Lion. Par exemple, dans le Golfe de Gascogne, la moyenne annuelle des *SST* oscillait durant le Global LGM entre 7,6 and 6,3 °C, les moyennes mensuelles hivernales entre 2,1 et 3,2 °C, dont 1 mois de banquise, et les moyennes mensuelles estivales entre 11,8 et 13,3 °C (de Vernal et al., 2005, 2006). Dans le Golfe du Lion, les SST sont présumées affectées par un apport d'eau froide d'origine alpine via le Rhône, d'où des moyennes de *SST* n'excédant pas 7 à 9 °C. Par contre, dans la mer des Baléares, les *SST* oscillent entre 13 et 14,5 °C pour les moyennes annuelles, entre 9 et 10 °C pour les moyennes hivernales et entre 14 à 16 °C pour les moyennes estivales (Hayes et al., 2005).

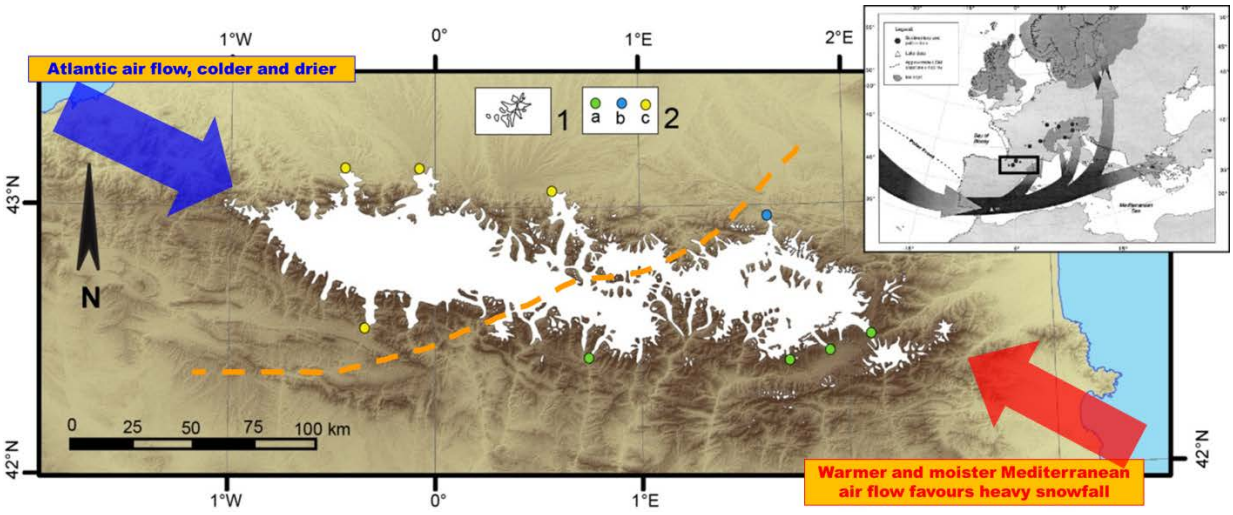


Figure 2.26. L'emprise spatiale des paléoenglacements pléistocènes comme marqueur des variations climatiques au sein de l'espace pyrénéen.

1- Emprise würmienne maximale. Evènement contemporain du MIS 4 (60-80 ka) donc antérieur au Global LGM (Last Glacial Maximum daté entre 19 et 24-26 ka cal. BP). **2-** Emprise spatiale des fronts glaciaires pyrénéens au cours du Global LGM. **a-** vallée où l'emprise correspondant au Global LGM est proche de l'emprise MIS 4, **b-** vallée où l'emprise correspondant au Global LGM est située ~10 km en amont de l'emprise MIS 4, **c-** vallée où l'emprise correspondant au Global LGM est située ~30 km en amont de l'emprise MIS 4. Extrait de Delmas et al. (2017), modifié ; Cadre en noir et blanc extrait de Florineth & Schlüchter (2000).

Bien que plausible, cette hypothèse nécessite néanmoins d'être plus solidement argumentée, notamment parce que la position réelle des fronts glaciaires pyrénéens au cours du Global LGM reste indéterminée dans un grand nombre de vallées occidentales.

Sur la façade nord, la position précise des fronts pyrénéens contemporains du Global LGM reste inconnue dans toutes les vallées situées à l'ouest de l'Ariège. Les datations ^{14}C acquises dans les années 1980 et 1990 indiquent une déglaciation précoce du piémont, avant même le Global LGM ; mais ces données sont indirectes et ne permettent par localiser précisément la position des fronts glaciaires (cf. section 1.3.1 de ce chapitre). Des datations cosmogéniques ont été réalisées sur le complexe morainique terminal du Gave de Pau précisément dans cette optique (Rodès, 2008). La figure 2.27 montre des âges apparents très dispersés et des valeurs moyennes anormalement jeunes que l'on explique aisément par les conditions climatiques postglaciaires du piémont nord-pyrénéen responsables d'une forte dégradation des surfaces rocheuses échantillonnées, essentiellement sur

blocs erratiques dans cette publication de Rodès (2008). Dans ces conditions, faute de connaître précisément le taux d'érosion qui a présidé à l'accumulation des TCN sur ces surfaces rocheuses, l'âge réel des blocs situés sur le complexe terminal du Gave de Pau n'a pas pu être déterminé.

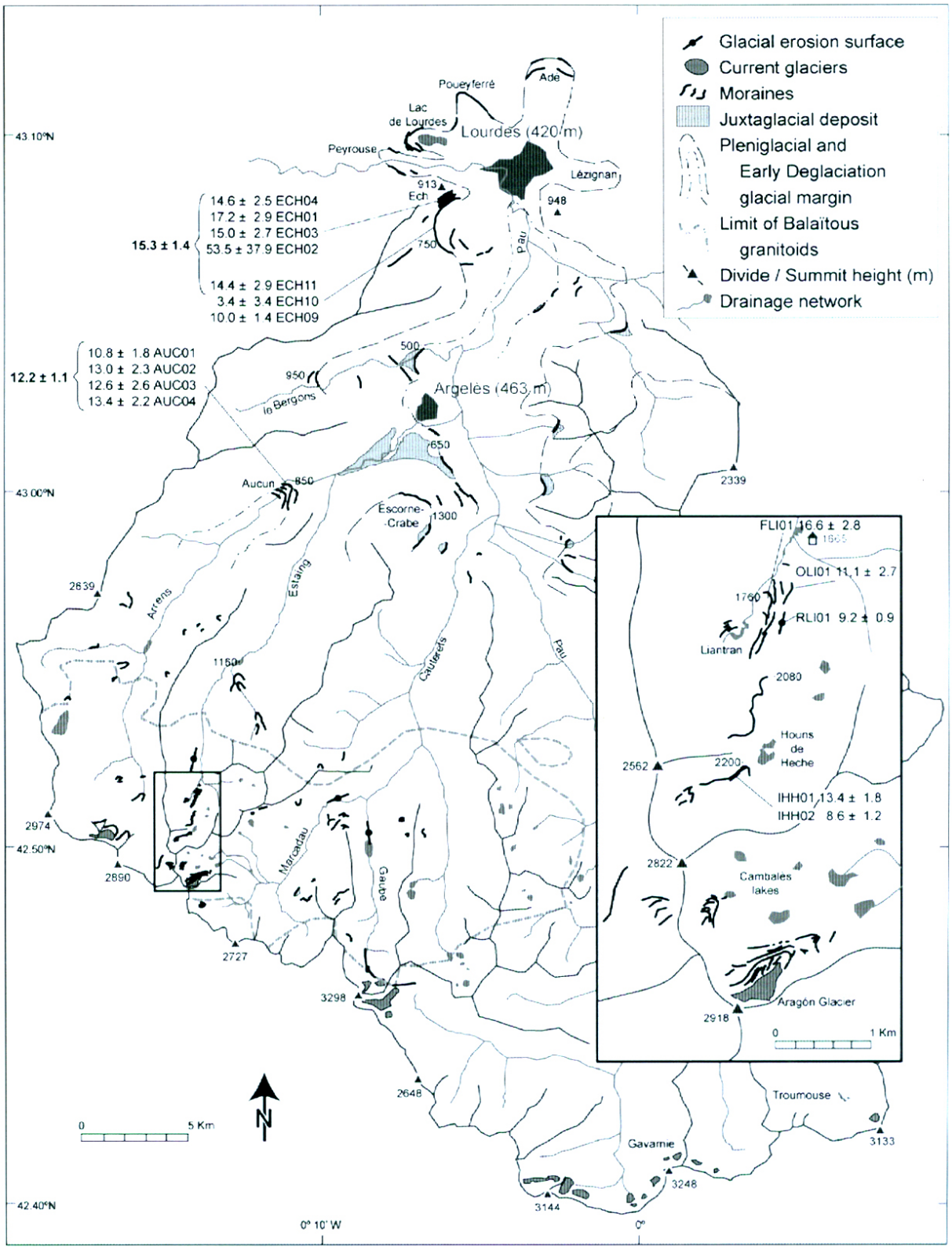


Figure 2.27. Datation par exposition des stades d'englacement MIE et post- MIE du Gave de Pau. Extrait de Rodes (2008).

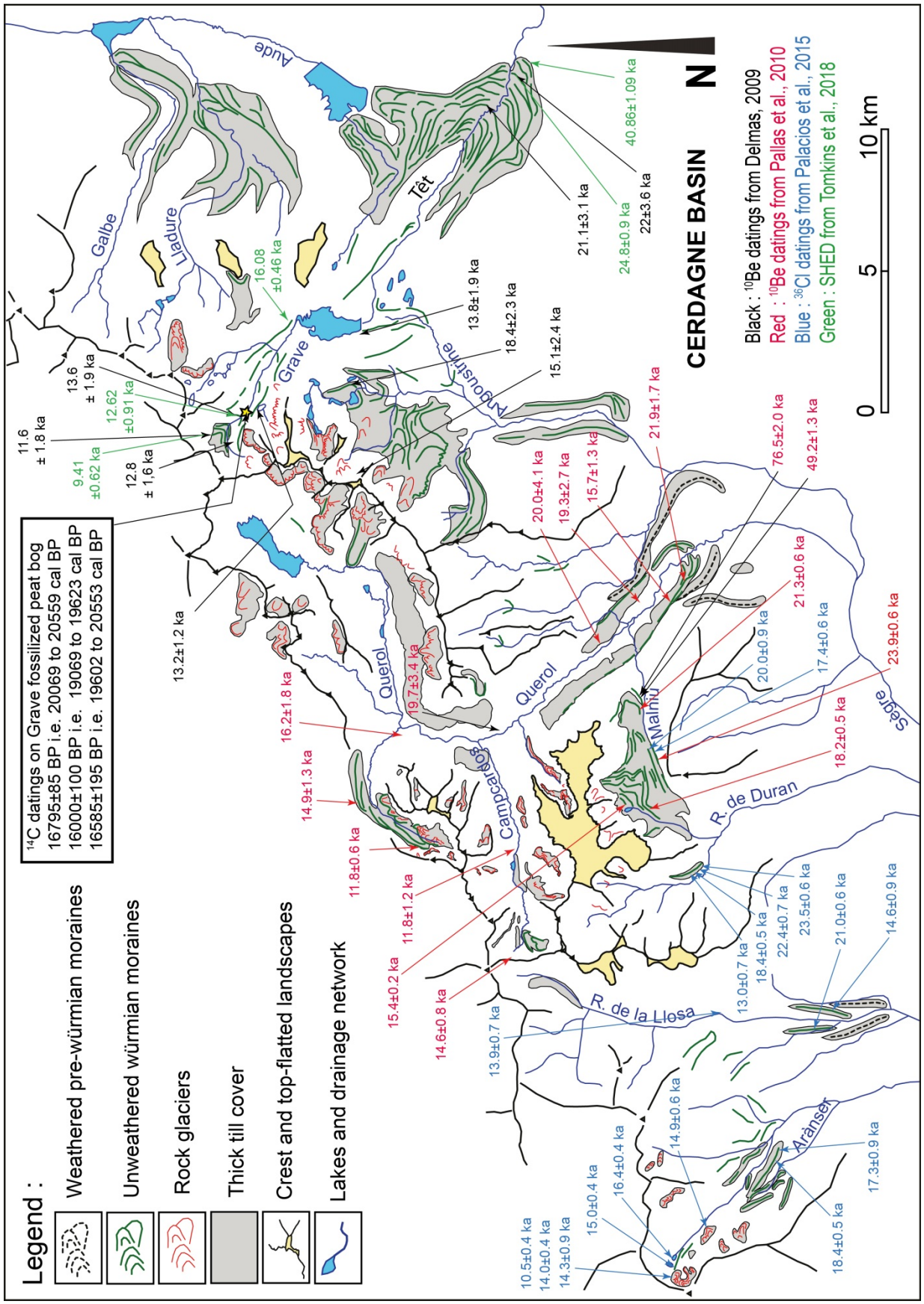


Figure 2.28 Datation par exposition des stades d'englacement MIE et post- MIE des vallées d'Aranser, Llosa, Malniu, et Carol. Extrait de Delmas (2015).

Sur la façade sud, la position des fronts morainiques contemporains du Global LGM n'a pu être identifiée qu'à l'extrémité orientale des Pyrénées (marge sud-est du massif du Carlit, Querol, Malniu, Duran, Llosa, et Aränser, Delmas et al., 2008 ; Pallàs et al. 2010 ; Palacios et al., 2015b ; Fig. 2.28) et sur la Noguera Ribagorçana (Pallàs et al., 2006, Fig. 2.29). Plus à l'ouest, on ne dispose encore d'aucune donnée directe permettant de localiser précisément la position des fronts pyrénéens contemporains du Global LGM.

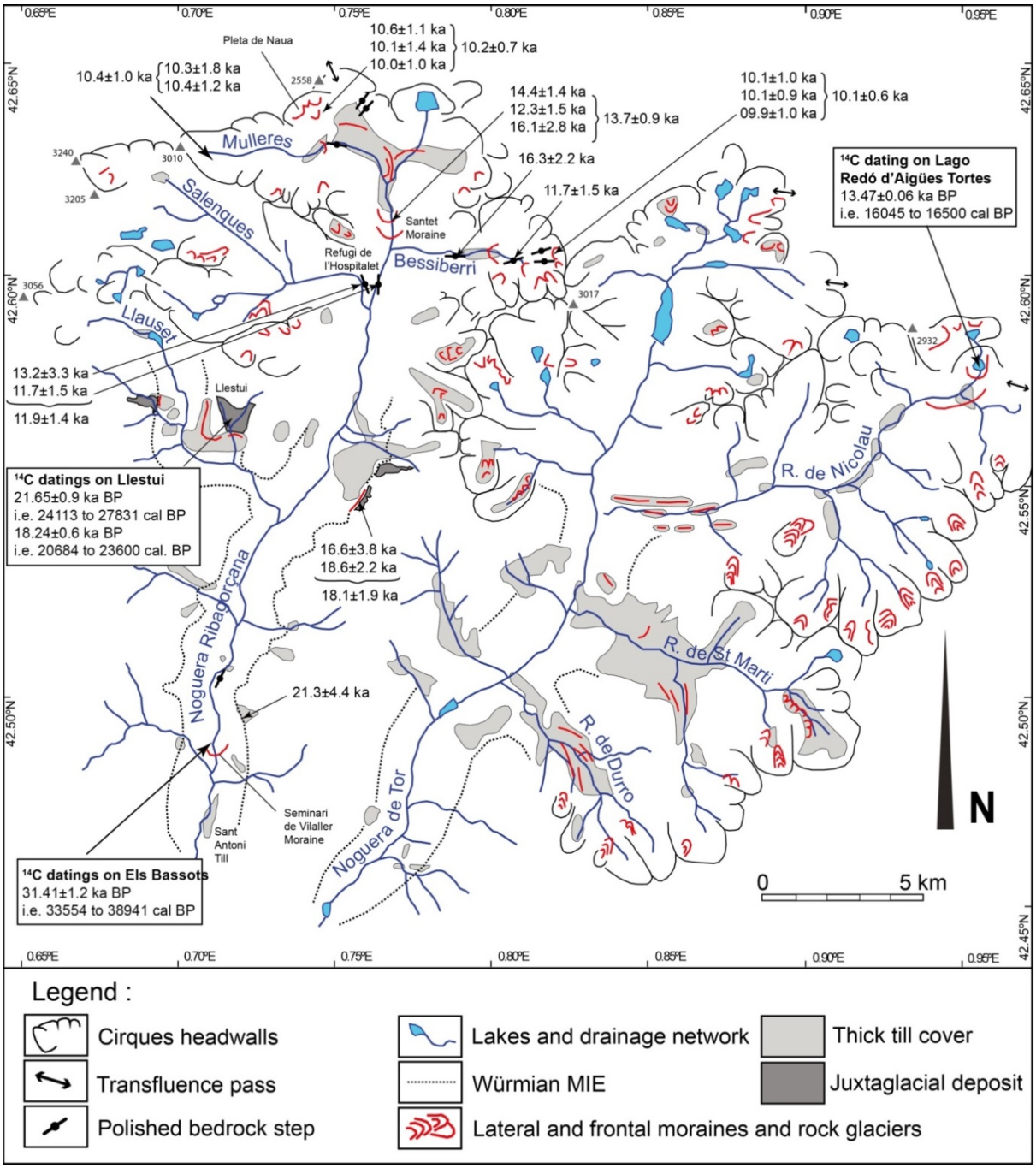


Figure 2.29. Datation par exposition des stades d'englacement MIE et post- MIE dans le bassin de la Noguera Ribagorçana. Extrait de Delmas (2015).

3.2. Indices de fluctuations intra-würmiennes des fronts glaciaires

Dans le même temps, la présence d'héritages d'exposition sur verrous rocheux polis par la glace a montré l'existence de fluctuations plurikilométriques du front glaciaire ariégeois au cours du MIS 3 (Delmas et al., 2011). Comme ces héritages d'exposition sont localisés en amont des fronts morainiques contemporains du Global LGM, ils indiquent que le glacier de l'Ariège a subi durant le MIS 3 une ou plusieurs phases de régression qui ont réduit la langue de glace d'une dizaine à une trentaine de kilomètres par rapport à l'emprise würmienne maximale (Figs. 2.19 et 2.20, cf. section 2.1.1). Plus récemment, les datations numériques obtenues sur les remplissages glaciolacustres de la Massana en Andorre et de Linás de Broto dans les Pyrénées centrales espagnoles ont confirmé la sensibilité des fronts glaciaires pyrénéens aux fluctuations climatiques survenues en Europe occidentale au cours du Pléistocène supérieur (Turu et al., 2017, Sancho et al., 2018), les fluctuations latitudinales du front polaire étant clairement désignées comme le principal moteur de contrôle du volume des précipitations susceptibles d'alimenter en neige, donc en glace, les hauts massifs pyrénéens.

Ces données nouvelles montrent que l'histoire post-MIS 4 des paléoenglacements pyrénéens est plus complexe que ce que les datations ^{14}C permettaient de concevoir quelques années auparavant (cf. section 1.2 de ce chapitre). En effet, les datations ^{14}C produites dans les années 1980 et 1990 avaient abouti à une représentation monophasée du dernier cycle glaciaire. On concevait le Würm comme une phase de progression unique, donc une emprise maximale unique, suivie d'une seule et unique période de déglaciation interrompue par de brefs épisodes de « progression-stationnement » au cours desquels se construisaient les « stades de déglaciation » observés dans les hautes vallées et les cirques.

Quelle que soit la méthode utilisée (OSL ou datation par exposition), les datations numériques acquises directement sur constructions morainiques aboutissent implicitement au même type de représentation. Par exemple, sur le Gállego, la moraine de Senegüe, qui est datée par OSL du MIS 3 (Sancho et al., 2003 ; Sancho et al., 2004 ; Lewis et al., 2009), pourrait être perçue comme un premier stade de déglaciation postérieur à l'emprise würmienne maximale qui, elle, est datée du MIS 4 au niveau des moraines d'Aurín (Peña et al., 2004).

Un problème analogue se pose immédiatement après le Global LGM. En effet, plusieurs éléments indiquent qu'une déglaciation majeure et extrêmement rapide des vallées pyrénéennes s'est produite entre la phase de progression glaciaire contemporaine du Global LGM et le début du Tardiglaciaire. Les indices les plus directs proviennent de datations ^{14}C sur la tourbière fossile de la Grave (Fig. 2.13), où trois âges à 19-20 ka cal. BP montrent que le glacier de la Têt était cantonné à la zone des cirques dès la fin du Global LGM alors que, quelques millénaires auparavant, probablement vers 21-22 ka cal. BP, son front était localisé 16 km en aval, à proximité de l'emprise würmienne maximale (Delmas, 2005 ; Delmas et al. 2008, Fig. 2.22 et 2.24). Sur le Querol, les âges TCN à 19-20 ka obtenues sur des verrous rocheux situés 3, 5 and 9 km en amont du front morainique contemporain du Global LGM indiquent aussi une déglaciation post-LGM extrêmement rapide et précoce des hautes vallées (Pallàs et al., 2010, Fig. 2.28). Partout ailleurs, l'ampleur réelle de cet épisode de déglaciation n'est pas directement mesurable car toutes les données disponibles concernent les moraines d'ablation construites au cours de stades de progression du Tardiglaciaire, et jamais le paléoenvironnement des vallées immédiatement antérieur à chacune de ces avancées.

3.3. Les paléoenglacements contemporains de la *LGIT et de l'Holocène*

Les données cosmogéniques acquises ces dernières années ont notablement renforcé le corpus des datations disponibles concernant les paléoenglacements contemporains de la dernière Terminaison glaciaire (*LGIT*). La *LGIT (Last Glacial Interglacial Termination)* désigne la plage temporelle située entre la fin du Global LGM et le début de l'Holocène (Wohlfarth B. 1996 ; Hoek, 2009 ; Denton et al., 2010). Cet intervalle de temps se caractérise par des fluctuations climatiques extrêmement rapides et abruptes. Initialement mises en évidence à partir des enregistrements polliniques d'Europe du Nord (Oldest Dryas-, Bölling-, Older Dryas-, Alleröd-, Younger Dryas- and Preboreal-Chronozones, Mangerud et al., 1974), les fluctuations climatiques de la *LGIT* sont maintenant bien définies et délimitées dans le temps grâce aux données isotopiques issues de l'enregistrement *North Grip ;* la nomenclature INTIMATE étant le calendrier isotopique global le plus approprié pour caractériser ces épisodes (Rasmussen et al., 2006 ; Lowe et al., 2008, Svensson et al., 2008 ; Blockley et al, 2012 ; Rasmussen et al., 2014). Dans cette nomenclature, le stade GS-1 (12,896 ± 0,004 à 11,703 ± 0,004 b2 ka) est l'équivalent du Younger Dryas, l'interstade GI-1 (14,692 ± 0,004 à 12,896 ± 0,004 b2 ka) l'équivalent du Bölling-Alleröd et le stade GS-2.1a (17,480 ± 0,02 à 14,692 ± 0,004 b2 ka) l'équivalent du Oldest Dryas (Rasmussen et al., 2014). Noter que b2 ka est la terminologie officielle pour désigner les âges issus du décompte des couches annuelles de glace sur la carotte *North GRIP*.

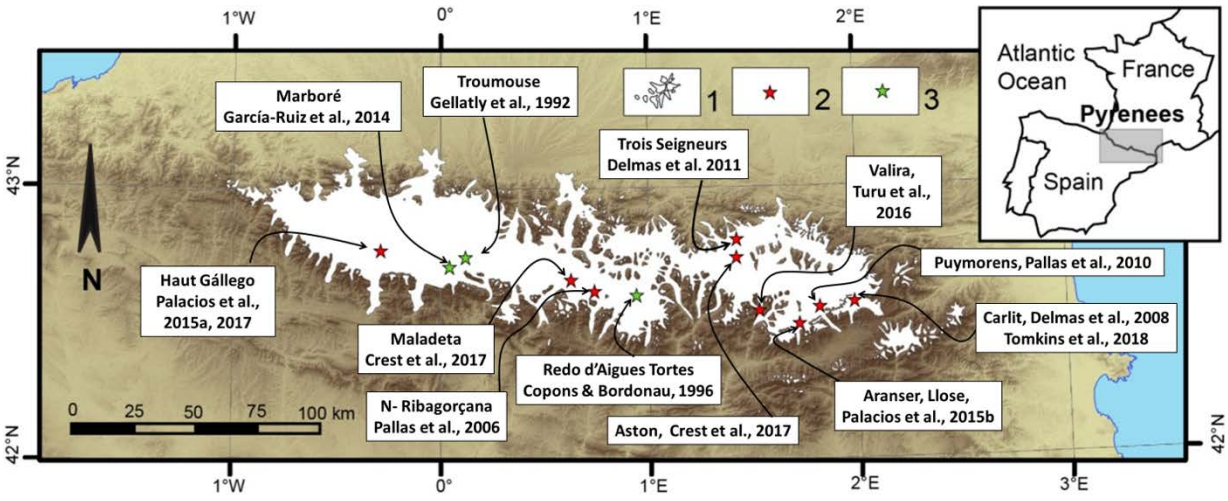


Figure 2.30. Datations numériques et paléoenglacements LGIT et holocènes.

1. Emprise würmienne maximale. **2.** Site associés à des stades d'englacement tardiglaciaire ou holocène datés par surface d'exposition de TCN (et SHED dans le cas du Carlit). **3.** Site associé à des stades d'englacement tardiglaciaire ou holocène datés par ^{14}C sur remplissage glaciolacustres. LGIT signifie Last Glacial to Interglacial Terminaison.
Extrait de Delmas et al. (2017), modifié.

Le nombre de datation par exposition en lien avec cette période est encore limité mais ces premières données permettent d'ores et déjà de mieux localiser la position des fronts glaciaires tardiglaciaires dans plusieurs vallées pyrénéennes et, sur ces bases, de mieux visualiser le contraste avec les emprises würmiennes maximales (Fig. 2.30). Globalement, les datations par exposition récemment acquises sur les petits glaciers de vallée de l'extrémité orientale des Pyrénées (Têt, Querol, Malniu, Duran, Llosa, Aränser, Delmas et al., 2008 ; Pallàs et al., 2010 ; Palacios et al., 2015b), en Noguera Ribagorçana (Pallàs et al., 2006), en Ariège (Delmas et al., 2011) et sur le Gállego

(Palacios et al., 2015a, 2017) confirment et renforcent les représentations auxquelles les datations ^{14}C avaient abouties.

Le principal avantage des données cosmogéniques par rapport aux autres méthodes de datation est qu'elles offrent la possibilité de dater toutes les constructions morainiques présentes dans un tronçon de vallée. Il est donc *a priori* possible d'enregistrer avec finesse la chronologie des progressions glaciaires contemporaines de la *LGIT*. Cependant, il est important de signaler que l'amplitude des marges d'erreur et la nature même des datations cosmogéniques, qui demeurent des « âges apparents » (cf. section 4.4.2 du chapitre 1), ne permettent pas toujours de distinguer les constructions morainiques attribuables au Oldest Dryas (GS-2.1a), au Younger Dryas (GS-1) ou à l'Holocène ancien. De même, la comparaison des âges obtenus dans les différentes vallées pyrénéennes nécessiterait une harmonisation des données sur la base de paramètres de modélisation homogènes (grille de facteur d'échelle et SLHL). Quoi qu'il en soit, un schéma cohérent commence à se dégager même si le nombre de vallées explorées demeure limité.

3.3.1. Etat des lieux en Noguera Ribagorçana (Fig. 2.29)

En Noguera Ribagorçana, les résultats les plus homogènes et les plus cohérents concernent des constructions morainiques localisées au plancher des cirques du Haut Bessiberri (2700 m) et de la Pleta Naua (entre 2200 et 2400), où 6 datations cosmogéniques sur blocs erratiques ont respectivement livré des âges pondérés moyens de 10,1 ± 0,6 ka (9,9 ± 1,0 ka, 10,1 ± 0,9 ka, 10,1 ± 1,0 ka) et de 10,2 ± 0,7 ka (10,0 ± 1,0 ka, 10,1 ± 1,4 ka, 10,6 ± 1,1 ka). La moraine des Mulleres, qui jalonne un petit glacier de vallée (3 km), donne un âge pondéré moyen exactement équivalent, 10,4 ± 1,0 ka à partir d'une datation sur blocs à 10,4 ± 1,2 ka et une datation sur verrou de 10,3 ± 1,8 ka. En aval de ces moraines holocènes, ou Dryas récent (GS-1) compte tenu du risque de placage de till, les âges apparents sont beaucoup moins homogènes et plus difficiles à interpréter. La moraine de Santet, qui est située 4 km en aval de la moraine de Mulleres, a fait l'objet de 3 datations à 14,4 ± 1,4 ka, 12,3 ± 1,5 ka, 16,1 ± 2,8 ka sur 3 blocs erratiques différents. Comme les barres d'erreur se recoupent, les auteurs proposent un âge pondéré moyen de 13,7 ± 0,9 ka et utilisent cet âge pour dater la déconnexion des langues du Besseberri et de la haute Noguera Ribagorçana (Pallàs et al., 2006). Plus en aval encore, les âges à 13,2 ± 3,3 ka et 11,7 ± 1,5 ka obtenus sur le verrou du Refugi de l'Hospitalet s'expliquent probablement par un placage de till qui a masqué les surfaces rocheuses échantillonnées pendant un certain temps après la déglaciation du verrou. Cependant, on peut difficilement compter sur la durabilité de ce type de masque car les tills sont des matériaux fragiles que l'érosion postglaciaire est capable de déblayer très rapidement. Sur ces bases, on peut envisager que le verrou du Refugi de l'Hospitalet était recouvert au Oldest Dryas (GS-2.1a) par une langue de glace dont on n'a pas les moyens de localiser le front. Enfin, l'âge de la moraine de Bessiberri est plus difficile à établir car cette moraine n'a pas fait l'objet de datations sur blocs. On ne dispose que de datations sur verrous rocheux respectivement localisés en aval (16,3 ± 2,1 ka) et en amont (11,7 ± 1,5 ka) du front morainique. Ces deux âges sont parfaitement cohérents l'un par rapport à l'autre mais ils ne permettent pas de préciser si la moraine de Bessiberri est attribuable au Oldest ou au Younger Dryas.

3.3.2. Etat des lieux sur la Têt (Figs. 2.22, 2.24 et 2.28)

Sur la Têt comme en Noguera Ribagorçana, les datations obtenues sur constructions morainiques et sur verrous rocheux polis par la glace ne sont jamais parfaitement homogènes et il

est parfois difficile de trancher entre les fourchettes les plus hautes qui indiquent des âges Younger Dryas (GS-1), et les fourchettes les plus basses qui indiquent des âges Oldest Dryas (GS-2.1a). Compte tenu des supports d'échantillonnage et du contexte géomorphologique des zones amont, c'est plutôt la seconde option qui a été privilégiée initialement puisque l'ensemble des constructions morainiques datées dans la haute vallée de la Grave et sur le plateau des Etangs du Carlit ont été attribuées au Oldest Dryas (Delmas et al., 2008). La question ici est donc plutôt de savoir quelle a été l'ampleur de cette progression glaciaire sachant qu'immédiatement avant, vers 19-20 ka cal BP, c'est-à-dire au cours du GS-2b (GS-2.1b dans la terminologie INTIMATE ré-actualisée en 2014, Rasmussen et al., 2014), les fronts glaciaires de ce massif étaient cantonnés aux planchers des cirques. La question se pose en particulier pour la haute vallée de la Têt où la tourbière fossile de la Grave offre un site de référence pour mettre en perspective les datations par surface d'exposition acquises localement avec d'autres méthodes de datations (Fig. 2.12).

Dans la publication de 2008, nous avions considéré que les fronts glaciaires du Oldest Dryas (GS-2.1a) n'avaient pas recouvert la tourbière datée par ^{14}C car la stratigraphie du remplissage ne montre aucune trace évidente d'un recouvrement par la glace (absence de till entre la tourbe datée et le remplissage lacustre fluvioglaciaire sus-jacent, absence de compactage évident de la tourbe fossile datée par ^{14}C). Sur ces bases, la position du front glaciaire Oldest Dryas (GS-2.1a) avait été localisée immédiatement en amont de la tourbière fossile, à 2150 m d'altitude où une construction morainique a livré deux datations par surface d'exposition à 13,3 ± 2,0 ka et 11,9 ± 1,9 ka. Nous avions alors considéré ces âges apparents trop jeunes en raison d'une dégradation tardive des surfaces rocheuses échantillonnées. De même, la datation à 12,7 ± 1,4 ka obtenue sur une moraine latérale contemporaine d'un stade d'englacement dont le front se tient 3 km en aval du site de la Grave avait été rejetée, ainsi que la datation à 13,5 ± 2,0 ka obtenue sur un verrou rocheux situé 5 km en aval du site de la Grave.

Une autre façon de concevoir cette série de données consiste à considérer comme valides l'ensemble de ces âges par surface d'exposition et à envisager que le refroidissement du Oldest Dryas (GS-2.1a) s'est traduit, dans ce tronçon de vallée, par une progression glaciaire suffisamment importante pour former une langue de glace de 5 voire 8 km (vignette 6 sur Fig. 2.24). Les données par *SHED* (*Schmidt Hammer Exposure Dating*) récemment acquises ont d'ailleurs confirmé cette seconde option en livrant un âge à 16.08 ± 0.46 ka sur la moraine d'ablation latérale gauche du stade Grave aval (Tomkins et al., 2018, Fig. 2.28). Par ailleurs, plusieurs âges sur verrous rocheux localisés au plancher des cirques de la façade sud-est du massif du Carlit indiquent que c'est au cours de l'interstade Bölling-Alleröd (GI-1) que les derniers glaciers de cirque du massif disparaissent. Sur ces bases, nous avions envisagé que le coup de froid du Younger Dryas (GS-1) s'était principalement traduit par le développement de glaciers rocheux (Delmas et al., 2008). Cependant, des datations par exposition (11,6 ± 1,8 ka sur un bloc erratique enchâssé dans une moraine d'ablation situé la haute vallée de la Grave, en amont de la tourbière fossile datée par ^{14}C), mais aussi par SHED (9,41 ± 0,62 ka sur la même construction morainique), indiquent maintenant que des glaciers holocènes anciens ont pu ponctuellement persister dans l'est des Pyrénées, notamment dans les cirques où les conditions topo-climatiques étaient les plus favorables.

Plus à l'ouest, dans le bassin du Querol, une datation à 16,2 ± 1,8 ka sur le verrou rocheux de Porté et à 14,9 ± 1,3 ka sur la moraine de la Vignole montrent qu'une langue de glace de 7 km occupait le vallon de l'Orri au cours du Oldest Dryas (GS-2.1a). Dans ce même vallon, une datation à

11,8 ± 0,6 ka sur une moraine localisée dans le fond du cirque indique le maintien de la glace dans ce secteur jusqu'au Dryas récent (GS-1, Pallàs et al., 2010). En revanche, les petits organismes glaciaires du Malniu, du Duran, de la Llosa et de l'Aránser, n'abritaient au Oldest Dryas (GS-2.1a) que des patches de glaces cantonnés à la zone des cirques. La déglaciation définitive de ces vallons est contemporaine de l'interstade Bölling-Alleröd (GI-1, Palacios et al., 2015b).

3.3.3. Etat des lieux en Ariège

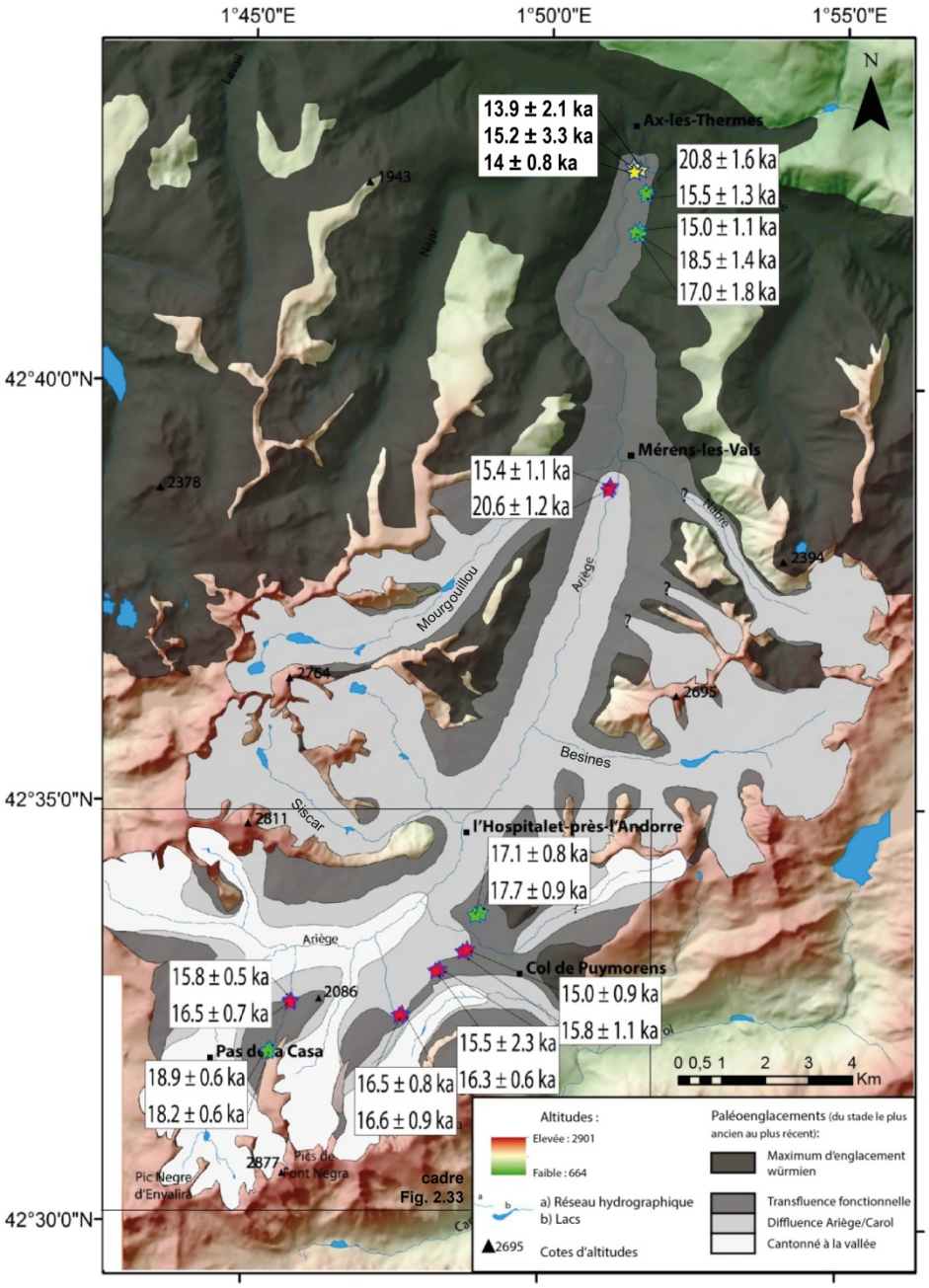


Figure 2.31. Datation par exposition des stades d'englacement tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège. Carte extraite de Mahé (2015), modifié. Les étoiles rouges localisent les blocs erratiques échantillonnés en lien avec le stade « transfluence fonctionnelle » dont le front s'avance jusqu'à l'entrée du bassin d'Ax-les-Thermes (stade « Petches » sur Fig. 2.32). Les étoiles rouges localisent les blocs erratiques échantillonnés en lien avec le stade « diffluence Ariège/Carol » dont le front s'avance jusqu'au village de Mérens. Données extraites de Mahé (2015). Les étoiles jaunes localisent le verrou rocheux poli par la glace et daté par TCN. Ce verrou est déglacé au moment du retrait de la glace dans la haute vallée en amont d'Ax-les-Thermes. Données extraites de Delmas et al. (2011).

En Ariège, les données relatives aux paléoenglacements tardiglaciaires sont beaucoup plus ténues (Fig. 2.25). Compte tenu de la taille du bassin versant, la cartographie des stades morainiques situés dans les hautes vallées et la zone des cirques n'est pas aussi exhaustive que celle réalisée sur la marge sud-est du massif du Carlit. Cependant, trois secteurs localisés aux extrémités est et ouest du bassin glaciaire ariégeois ont été explorés.

3.3.3.1. ***Secteur haute Ariège***

Dans l'axe de l'Ariège, les moraines de Petches jalonnent la marge latérale d'un glacier de vallée composite de 25 km de long et issu de la confluence des langues du Nabre, des Bésine, du Siscar et du Mourguillou (Fig. 2.31). Ces flux de glace proviennent de la marge nord du massif du Carlit et de l'extrémité orientale du massif de l'Aston, c'est-à-dire la zone à la fois la plus élevée du bassin versant et la mieux exposée aux flux humides venus du nord-ouest. Ce stade d'englacement, encore développé dans la haute vallée de l'Ariège, correspond néanmoins à un stade de déglaciation très en retrait par rapport à l'emprise du Global LGM qui se tenait 25 km en aval des moraines de Petches, dans le bassin de Tarascon (Fig. 2.25).

Les premières datations par exposition acquises sur ce secteur ne portent pas directement sur la moraine de Petches. Elles ont été prélevées sur les verrous rocheux d'Ax-les-Thermes, où 3 datations cosmogéniques à 13,9 ± 2,1 ka, 15,2 ± 3,3 ka et 14,0 ± 0,8 ka indiquent le moment où le glacier de l'Ariège quitte les verrous d'Ax-les-Thermes pour se retirer vers sa haute vallée (Figs. 2.31 et 2.32). Sur ces bases, (i) le stade de progression-stationnement responsable de l'édification des moraines de Petches a été attribué au Oldest Dryas (GS-2.1a) et (ii) le retrait de la glace vers la haute vallée à l'interstade Bölling-Alleröd (GI-1, Delmas et al., 2011).

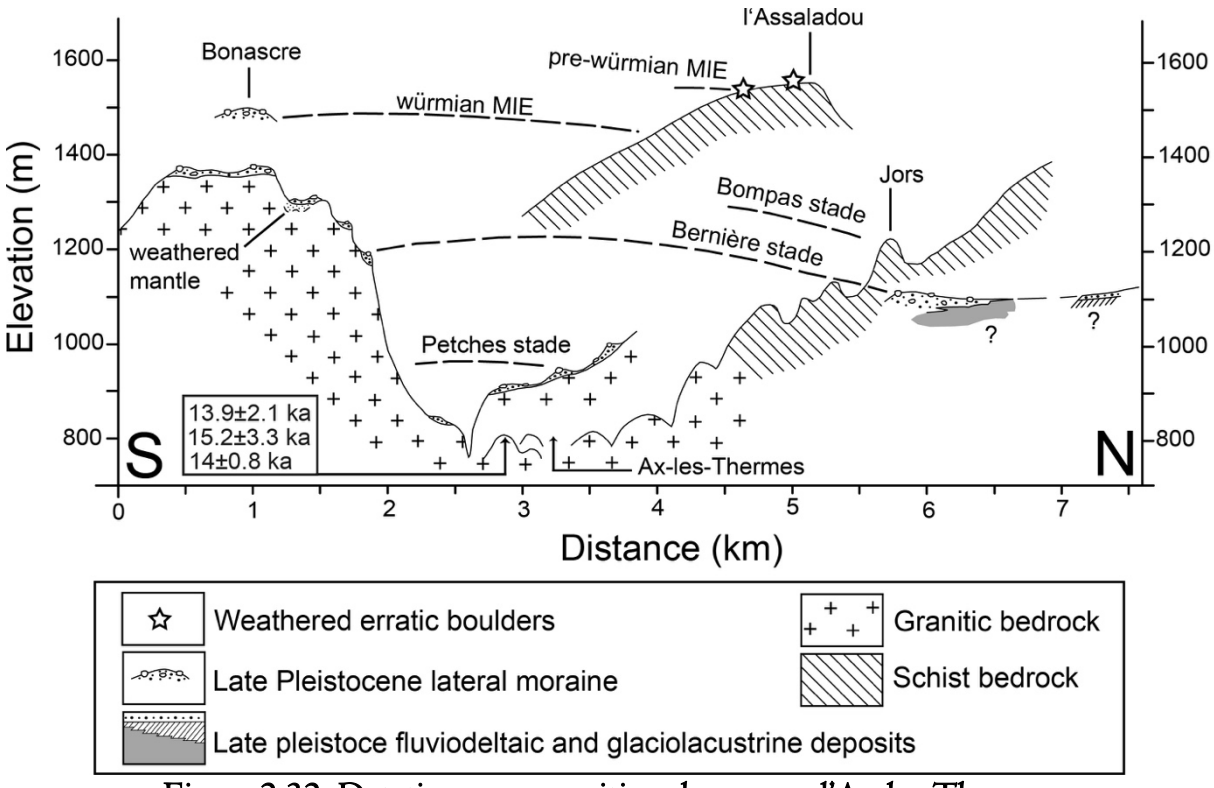


Figure 2.32. Datation par exposition du verrou d'Ax-les-Thermes.
Extrait de Delmas et al. (2011).

Plus récemment, la haute vallée de l'Ariège a fait l'objet d'une nouvelle série de datations par exposition (Mahé, 2015). Ces données encore inédites confirment et complètent le schéma chronologique préalablement acquis.

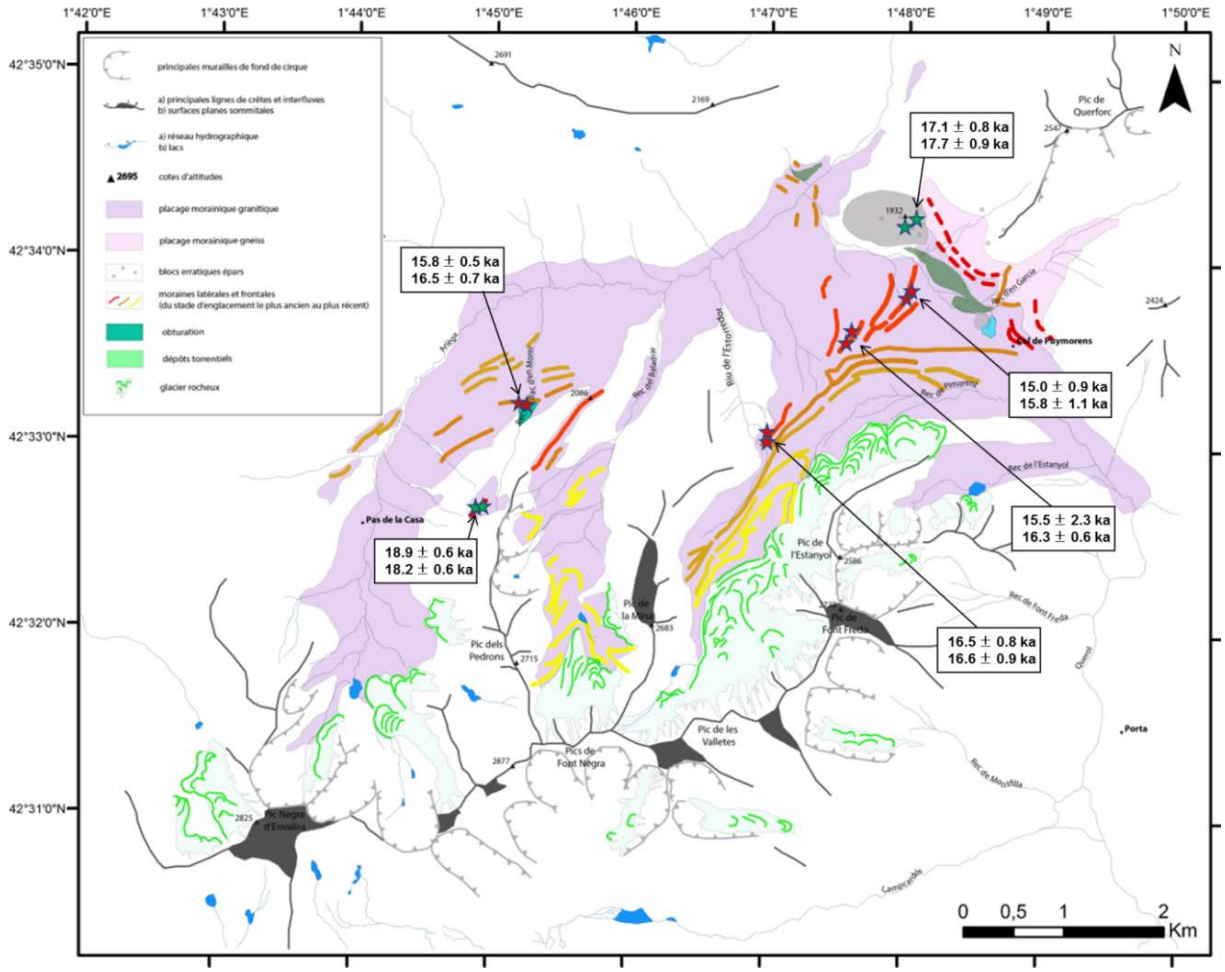


Figure 2.33. Datation par exposition aux abords du col du Puymorens (haute vallée de l'Ariège). Extrait de Mahé (2015).

(i) Elles indiquent que le glacier de vallée composite dont le front s'avançait jusqu'à l'entrée du bassin d'Ax-les-Thermes (stade Petches) était fonctionnel il y a 17 à 18 ka, c'est-à-dire au tout début du Oldest Dryas (GS-2.1a). A ce stade, la transfluence du col de Puymorens était fonctionnelle car le flux de glace engagé dans l'auge de l'Ariège était suffisamment épais pour confluer avec la glace issue des cirques de l'Orri (au sud) et du vallon d'En Garcia (au nord) qui dominent directement le col (Figs. 2.31 et 2.33).

(ii) Elles indiquent aussi que le glacier de vallée composite, dont le front s'avançait jusqu'au village de Mérens, était fonctionnel il y a 15 à 16 ka, c'est-à-dire à la fin du Oldest Dryas (GS-2.1a). A ce stade, la transfluence du col de Puymorens n'est plus fonctionnelle. Les flux de glace issus des cirques qui dominent le col du Puymorens sont maintenant disjoints comme l'indiquent :

(ii_a) la moraine de la Vignole. Cette moraine jalonne la marge latérale gauche d'une langue de glace de 7 km de long qui était engagée dans la vallée du Carol et dont le front s'avançait jusqu'au village de Porté (Figs. 2.33 et 2.34),

(ii_b) les moraines frontales situées au débouché du vallon d'En Garcia (Fig. 33),

(iii_c) l'obturation glaciolacustre située au niveau du col du Puymorens, dont la présence s'explique par le barrage glaciaire et morainique situé immédiatement au nord-est de l'obturation, dans l'axe de l'Ariège, en lien avec la langue de glace qui s'avançait jusqu'au village de Mérens.

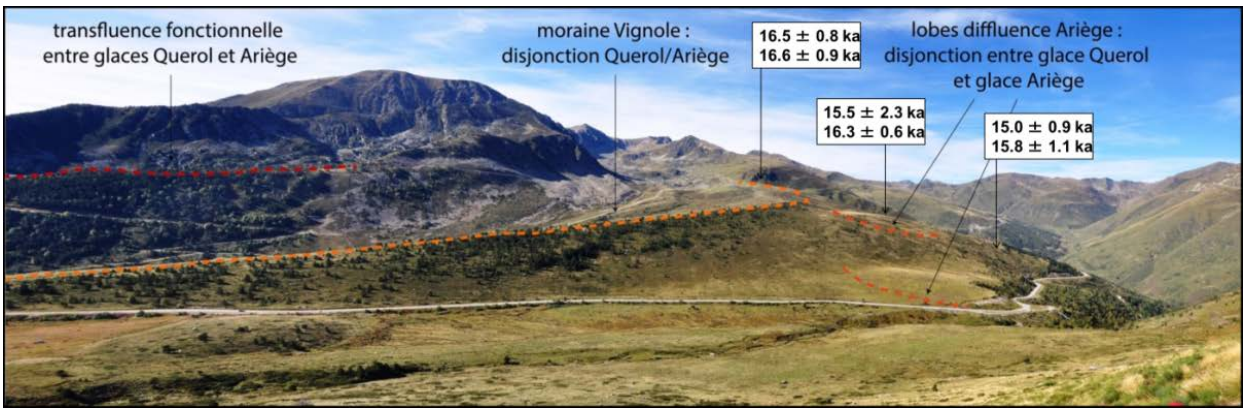


Figure 2.34. Datation par exposition aux abords du col du Puymorens (cirque de l'Orri et moraine de la Vignole).
Extrait de Mahé (2015).

Au total, cet ensemble de données permet de mettre en évidence l'existence de deux stades d'englacement de taille sensiblement différentes, respectivement 25 et 19 km, dans le courant du Oldest Dryas (GS-2.1a). Ces données indiquent par ailleurs que la déglaciation des verrous rocheux situés immédiatement en amont du bassin d'Ax-les-Thermes n'est pas, comme initialement envisagé (Delmas et al., 2011), contemporaine du Bölling-Alleröd (GI-1) mais plutôt contemporaine d'un épisode de réchauffement, sans doute très bref, survenu dans le courant du stade isotopique GS2.1a. Cela montre la sensibilité des glaciers de montagne, tout particulièrement dans les latitudes moyennes, à des changements climatiques de très faible ampleur.

3.3.3.2. ***Secteur Freychinède***

Un deuxième site renseigne les paléoenglacements tardiglaciaires du bassin de l'Ariège. Ce site est localisé dans le vallon de Suc, un affluent du Vicdessos issu de la marge méridionale du massif des Trois Seigneurs (2199 m). Ce site a été sélectionné car il permet de croiser les données cosmogéniques acquises sur cette zone avec les datations ^{14}C et les analyses minéralogiques, sédimentologiques et stratigraphiques réalisées sur la séquence glacio-lacustre de Freychinède (Jalut et al., 1982, cf. section 1.3.1 de ce chapitre). Ce site a fait l'objet de 3 datations cosmogéniques à 16,7 ± 2,3 ka, 14,4 ± 1,1 ka et 14,1 ± 0,7 ka acquises sur le verrou rocheux situé à 1360-1380 mètres d'altitude entre l'auge de Suc et l'ombilic de Freychinède (Fig. 2.35).

Cet ensemble de données indique (i) qu'une langue de glace de 150 m d'épaisseur occupait le vallon de Suc au Oldest Dryas (GS-2.1a). Le front de ce petit glacier de vallée est difficilement

localisable faute de construction morainique préservée dans l'axe de l'auge mais il est probable qu'il se tenait vers 950 m d'altitude compte tenu de l'épaisseur avérée de la glace au cours du Oldest Dryas sur le verrou daté par ^{10}Be. (ii) Au cours de l'interstade Bölling-Alleröd, cette langue de glace se retire progressivement et se cantonne aux cirques méridionaux du massif des Trois Seigneurs avant de disparaître, sans doute définitivement, de ce secteur de la vallée. En effet, il est fort probable que le refroidissement du Younger Dryas (GS-1) ne se soit pas traduit, dans ce secteur de vallée, par un nouvel épisode de progression glaciaire. L'analyse des stomates foliaires sur macrorestes végétaux recueillis dans le sondage de Freychinède a permis d'estimer la position de la limite supérieure des forêts au Dryas récent, vers 1 300 mètres d'altitude (Reille & Andrieu, 1993), soit 400 à 600 mètres à peine sous les planchers de cirques installés sur le versant sud du massif des Trois Seigneurs. Ceci permet d'estimer, sur la base des analogues actuels, la ligne d'équilibre glaciaire potentielle vers 2 300-2 500 mètres d'altitude au minimum au Dryas récent, c'est-à-dire bien au-dessus des crêtes du massif.

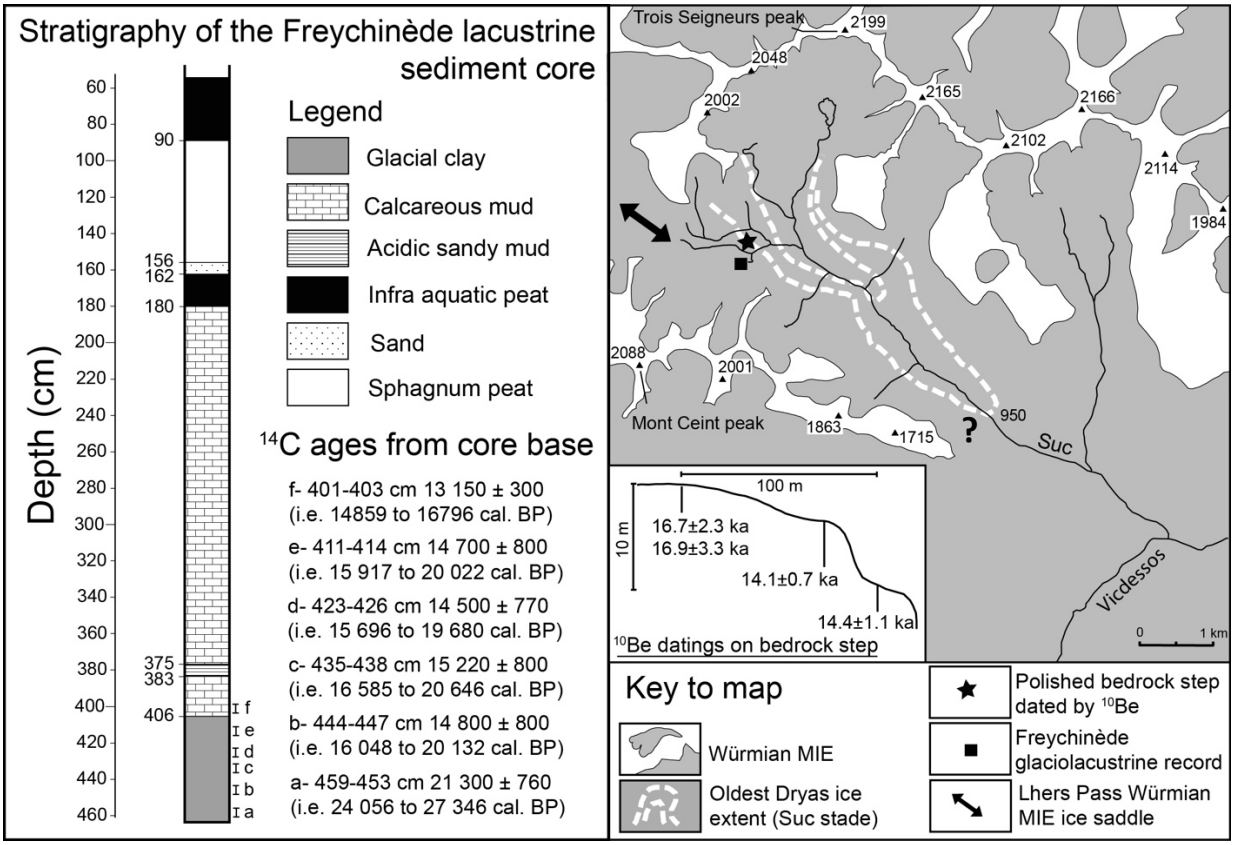


Figure 2.35. Datation par exposition (secteur Freychinède).

Extrait de Delmas et al. (2015).

3.3.3.3. ***Secteur Bassiès***

Le troisième et dernier secteur ayant fait l'objet de datation par exposition est localisé dans le massif de Bassiès où les glaciers locaux de Legunabens et de Mouscarous ont respectivement pu être attribué au Oldest Dryas (GS-2.1a) et Younger Dryas (GS-1, Crest, 2017 ; Crest et al., 2017, Fig. 2.36). Ces résultats s'accordent parfaitement aux données acquises immédiatement au sud, dans le secteur de Freychinède.

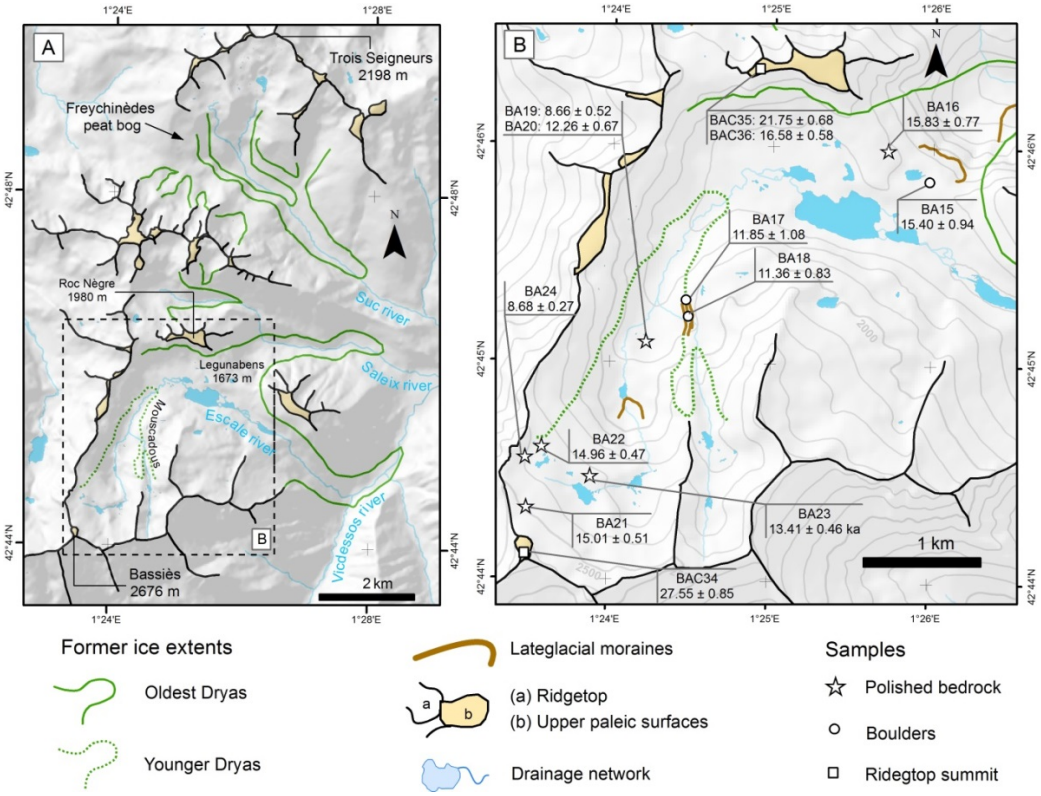


Figure 2.36. Datation par exposition (secteur Bassiès).
Extrait de Crest et al. (2017).

3.3.4. Etat des lieux dans les hautes vallées du Gállego et de l'Ossau

Les hauts bassins du Gállego et de l'Ossau ont récemment fait l'objet d'une trentaine datations par exposition (Palacios et al., 2015a, 2017, Fig. 2.37). Ces données proviennent, comme dans les autres vallées pyrénéennes, de surfaces rocheuses polies par la glace et de blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques. Les résultats permettent de localiser l'emprise de la progression glaciaire contemporaine du Oldest Dryas (GS-2.1a) mais aussi de caractériser la vitesse à laquelle les fronts glaciaires ont régressé au cours du Bölling-Alleröd (GI-1). L'emprise spatiale des glaciers Oldest Dryas est soulignée dans la vallée de Caldarés par la moraine latérale de Bolática et, dans la vallée d'Aguas Limpias, par celle de Formigal. La position de ces deux moraines latérales sur les versants montre que les langues de glace engagées au Oldest Dryas dans ces deux vallées ne confluaient plus. Elles montrent aussi que le haut bassin du Gállego, qui est situé immédiatement sous le col du Portalet et ne dépasse pas 2300 m d'altitude, était alors déglacé. La moraine de Formigal n'a pas fait l'objet de datations cosmogéniques faute de blocs erratiques échantillonnables sur cette forme construite. Par contre, 3 datations à 14,6 ± 2,3 ka, à 12,3 ± 1,6 ka et à 11,7 ± 1,7 ka ont été acquises dans la haute vallée d'Aguas Limpias respectivement à 8,6 km, 2,6 km et 2,4 km des parois de fond de cirque. La moraine de Bolática a quant à elle livré deux datations relativement discordantes, l'une à 21,9 ± 2,4 ka qui a été rejetée, l'autre à 13,9 ± 2,0 ka qui a été retenue (Palacios et al., 2015a, 2017). En arrière de cette construction morainique, trois datations à 12,2 ± 1,5 ka, 12,8 ± 1,4 ka et 13,9 ± 1,8 ka, respectivement localisées à 7,3 km, 6 km et 3,075 km des parois de fond de cirque, montre que le rythme de la déglaciation de ce vallon est comparable à celui d'Aguas Limpias. Ces datations sur verrous suggèrent par ailleurs la présence possible de paléoenglacements cantonnés aux planchers des cirques au cours du Dryas récent (GS-1). Les nombreuses datations acquises dans les cirques de Piniecho et de Catieras vont dans le même sens. Par contre, les âges

apparents sur verrous localisés dans les cirques au pied du Pic Balaïtous (exposition sud, planchers vers 2500-2700 m) et du pic d'Ariel (exposition nord, planchers vers 2550-2600 m) indiquent la persistance de glaciers résiduels jusque dans l'Holocène ancien.

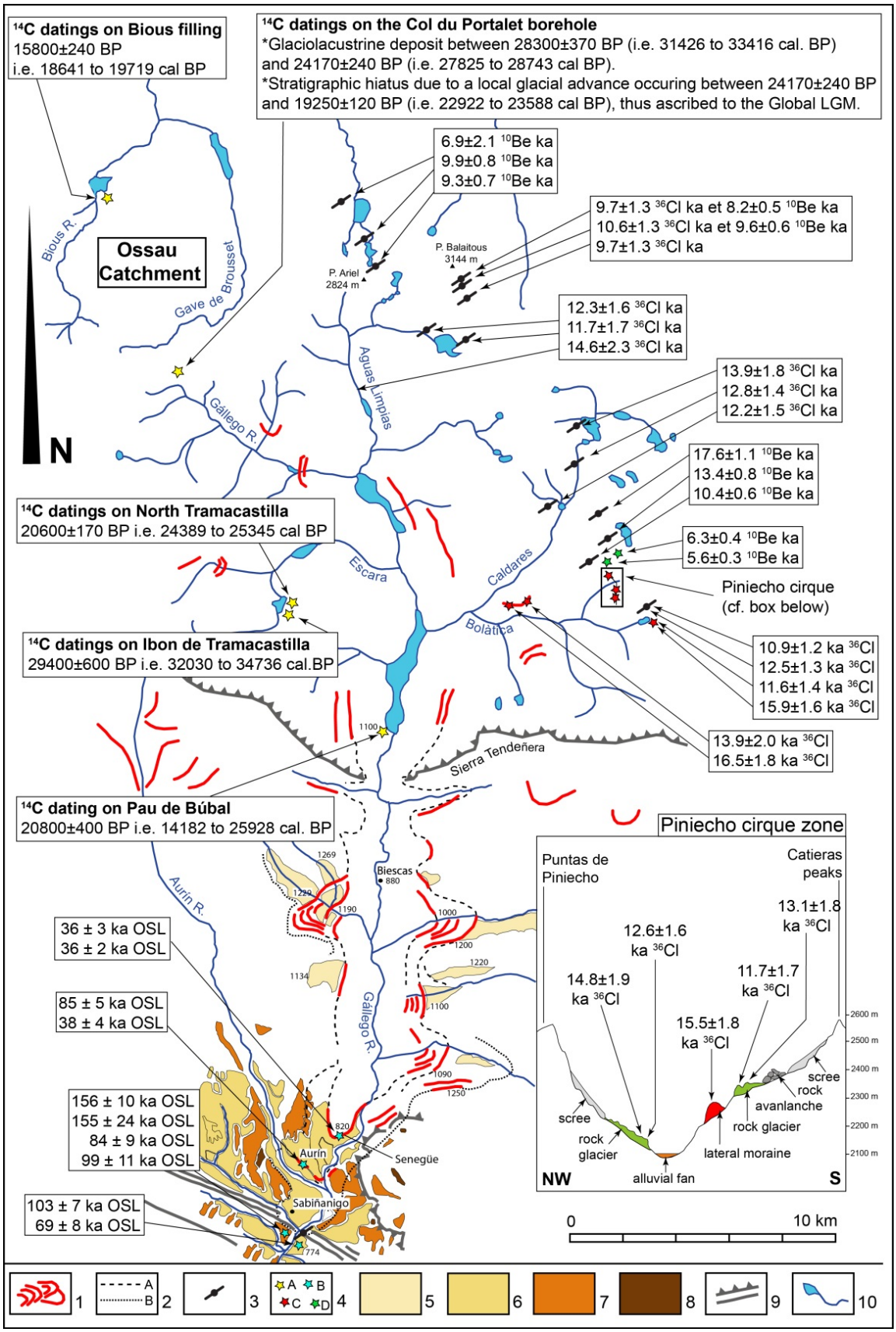


Figure 2.37. Datation des stades d'englacement du Gállego et du haut Ossau.
I- Moraines d'ablation frontales et latérales. **2A-** Positions successives des marges glaciaires würmiennes, **B-** Position des marges glaciaires au cours du MIS 6. **3-** Verrous rocheux poli par la glace associés à une datation par surface d'exposition de TCN (^{36}Cl et ^{10}Be sur quartz dans les deux cas). **4A-** Localisation des sites datés par ^{14}C, **B-** Localisation des sites datés par OSL, **C-** Localisation des blocs erratiques datés par surface d'exposition de TCN (^{36}Cl et ^{10}Be). **5-** Dépôts juxta-glaciaires contemporains du cycle glaciaire würmien. **6-** Dépôts fluviatiles pro-glaciaires contemporains du cycle glaciaire würmien (Qt6-7-8). **7-** Dépôts fluviatiles pro-glaciaires pré-würmiens altérés et rubéfiés (Qt5). **8-** Hautes niveaux fluviatiles. **9-** Principales lignes de crête. **10-** Lac et réseau hydrographique. Extrait de Delmas (2015).

Comme précédemment, les risques de placage de till sur verrou rocheux ou de déchaussement/dégradation des blocs erratiques ne doivent pas être totalement écartés. Cependant, la présence de glaciers résiduels holocènes anciens dans les cirques pyrénéens qui ont bénéficié de conditions topo-climatiques favorables à la préservation de névés tardifs est une option tout à fait envisageable, ici comme ailleurs dans les Pyrénées, compte tenu des données paléoenvironnementales actuellement disponibles, notamment dans les Alpes (synthèse in Ivy-Ochs et al., 2009). Dans cette optique, les âges apparents autour de 10-11 ka obtenus dans les hautes vallées de Noguera Ribagorçana, de la Grave, du Gállego et de l'Ossau (Pallàs et al., 2006 ; Delmas et al., 2008 ; Palacios et al. 2017 ; Tomkins et al., 2018) pourrait être contemporains du stade de Kartell, initialement attribué au Préboréal et maintenant daté par un âge d'exposition à 10,8 ± 0,8 ka (Ivy-Ochs et al., 2006). A titre de comparaison, la ligne d'équilibre glaciaire de ce stade d'englacement est localisée 120 m en contrebas de celle du PAG alpin et 150 à 200 m au-dessus de celle du GS-1 alpin, sachant que, dans les Alpes, le Younger Dryas (GS-1) est matérialisé par le stade morainique d'Egesen (Maish, 1981 ; Ivy-Ochs et al., 2006a, b, 2088, 2009).

Au total, on retiendra que l'absence de moraines contemporaines du PAG dans la plupart des massifs pyrénéens rend la question d'un possible paléoenglacement holocène ancien difficile à trancher. Elle reste néanmoins totalement ouverte et certainement à investiguer dans les années à venir (cf. section 4 de ce chapitre).

3.3.5. Premières données sur l'Esera

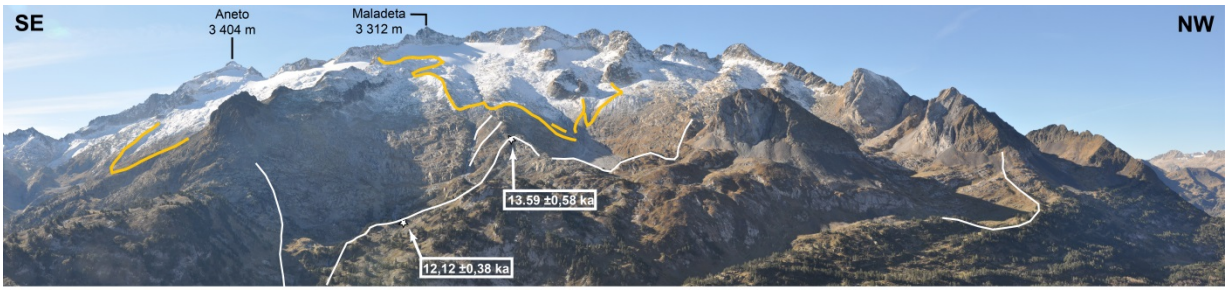


Figure 2.38. Moraines du Petit Age de Glace et emprise du Younger Dryas (GS-I) sur la façade sud du massif de Maladeta-Aneto. Les lignes jaunes soulignent les moraines du PAG. Les lignes blanches soulignent l'emprise spatiale de la glace au Younger Dryas. Cliché Delmas, octobre 2017.

Les premières datations par exposition publiées dans le massif de Maladeta-Aneto ont été acquises dans le cadre d'un projet de recherche visant à quantifier la variabilité spatiale et temporelle de l'érosion en contexte glaciaire dans la zone des cirques (Crest et al., 2017 et Crest, 2017). Cependant, cette première série de données apporte des éléments nouveaux en termes de chronologie des stades d'englacement. Elle montre :

(i) que les moraines situées immédiatement en aval des moraines du PAG (Figs. 2.38 et 2.39) se sont mise en place au cours du Younger Dryas (GS-1).

(ii) et que, par conséquent, les moraines dites du « PAG » cumulent en fait des sédiments produits au cours de toute la période « néoglaciaire », qui est très bien renseignée dans les Alpes (synthèse in Ivy-Ochs et al., 2009) mais pour laquelle on ne dispose encore, dans les Pyrénées, que de données très parcellaires.

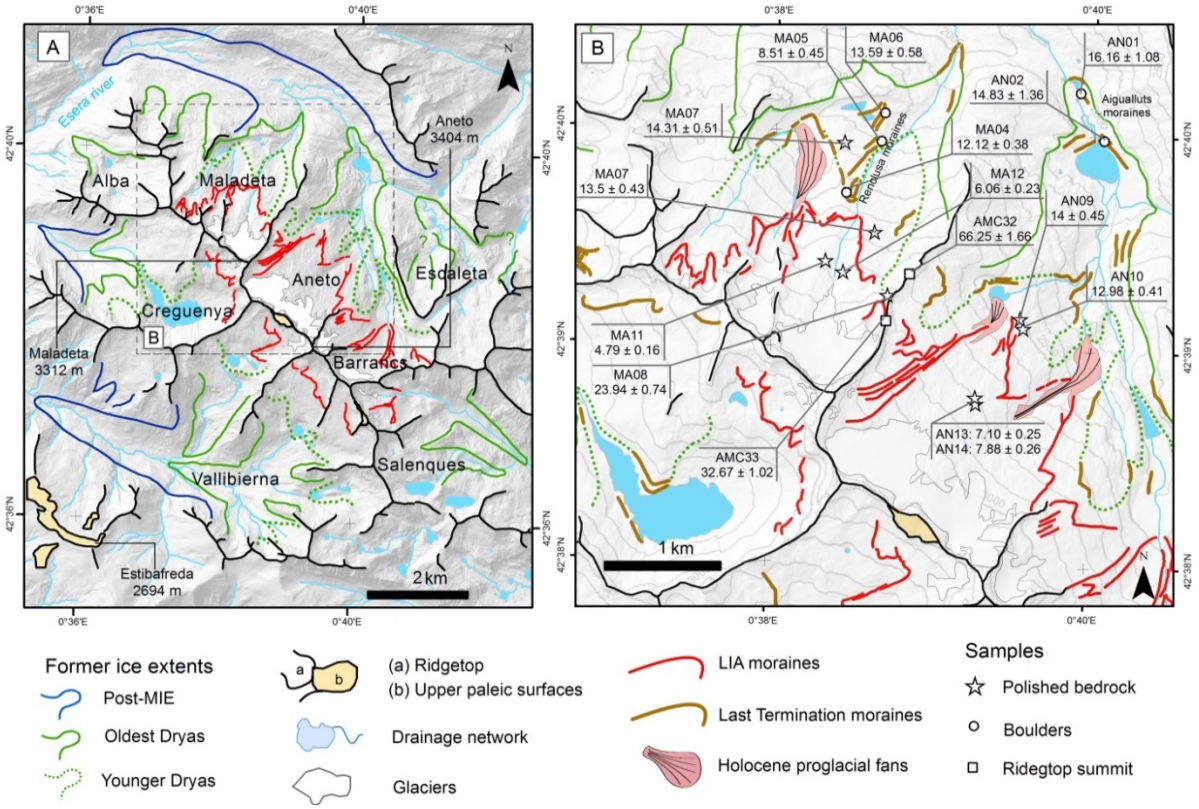


Figure 2.39. Premières datations par exposition dans le haut bassin de l'Esera (Secteur Maladeta-Aneto). Extrait de Crest et al. (2017).

Dans les Alpes en effet, il est maintenant établi que :

(i) les glaciers voient leur superficie se réduire de manière drastique vers 10,5 ka.

(ii) Entre 10,5 et 3,3 ka, la taille des glaciers alpins demeure considérablement plus réduite que celle des glaciers contemporains du PAG. Durant cette longue période, les fronts glaciaires ne progressent que très ponctuellement, et à de très rares occasions, comme par exemple au cours de l'évènement 8,2 ka qui correspond dans les Alpes au stade de Kromer (Ivy Ochs et al., 2006).

(iii) Par contre, après 3,3 ka, ou plus ponctuellement après 5 ka, tous les glaciers alpins progressent sensiblement pour atteindre une expansion maximale entre le XIVe siècle et 1850/60 (Ivy-Ochs et al., 2009). Le PAG serait donc l'évènement majeur de la « néoglaciation » qui caractérise la seconde moitié de l'Holocène dans les Alpes, comme d'ailleurs dans toutes les montagnes des latitudes moyennes comme le montre une revue récente des paléoenglacements holocènes réalisée à l'échelle mondiale (Solomina et al., 2015).

En revanche, dans les Pyrénées, les deux seuls sites ayant fait l'objet de datations en relation avec des paléoenglacements holocènes montrent l'existence de glaciers de cirque plus étendus vers 5 ka qu'au cours du PAG (Gelatly et al., 1992 ; García-Ruiz et al., 2014).

4. Conclusions et perspectives de recherche

La paléogéographie et la chronologie des glaciations pyrénéennes ont fait l'objet d'un très grand nombre de travaux depuis la fin du XIXe siècle ; mais l'opportunité depuis quelques décennies de multiplier les datations numériques, d'abord par ^{14}C dans les remplissages glaciolacustres, puis par OSL et, plus récemment encore, par TCN, ont permis de renouveler assez radicalement nos représentations de la temporalité des fluctuations glaciaires pyrénéennes au cours de la dernière glaciation. Par contre, la chronologie des dépôts de marge glaciaire antérieurs à la dernière glaciation repose encore essentiellement sur des critères relatifs parmi lesquels la géométrie des séquences de forme et l'état d'altération des dépôts sont les plus fréquemment mobilisés (Hubschman et al., 1984 ; Hétu et Gangloff, 1989 ; Calvet, 1994, 1998, Fig. 2.6, cf. section 1.1.3 de ce chapitre). Cela s'explique par le fait que ces « moraines anciennes » sont généralement très dégradées et ne subsistent que sous forme de placages résiduels voire de blocs erratiques isolés directement posés sur le substrat rocheux. Dans ces conditions, l'opportunité d'appliquer avec succès les méthodes de datation numérique actuellement disponibles s'avère infiniment plus rare sur les dépôts pré-würmiens que sur ceux contemporains du dernier cycle glaciaire. A ce jour, dans les Pyrénées, sur 16 datations par exposition associées à des stades d'englacement pré-würmiens, un seul fournit un âge apparent antérieur à 100 ka. Il s'agit du bloc erratique de Carraybat qui est daté à 122,1 ± 4,9 ka et a permis de localiser les marges du glacier de l'Ariège au MIS 6 deux à trois kilomètres en aval de l'emprise würmienne maximale (Delmas, 2009, Delmas et al., 2011). Un constat analogue peut être établi dans la plupart des montagnes des latitudes moyennes où les exemples de datations par exposition antérieures à 100 ka sont en nombre très limité (n=1 dans le Jura suisse, Graf et al., 2007, 2015, n=3 dans les sierras de Queixa-Invernadoiro et de Gerês-Xurés dans le nord-ouest de la Péninsule Ibérique, Vidal Romani et al., 2015 ; n=3 dans les Monts Cantabriques, Rodríguez-Rodríguez et al, 2016, n=2 dans la Sierra Nevada, Palacio et al., 2018).

4.1. Concernant le dernier cycle glaciaire, les acquis sont considérables mais de nombreuses questions subsistent

(i) Il a d'abord fallu déterminer les contours du dernier maximum d'englacement puis repérer l'âge de ce niveau-repère clé (carte de synthèse in Calvet et al., 2011). On sait maintenant que le dernier maximum d'englacement dans les Pyrénées est partout contemporain du MIS 4 et ce n'est que très ponctuellement, quand les dépôts sont mal préservés, que les fronts glaciaires contemporains de ce stade d'englacement ne sont pas précisément localisés.

(ii) Par contre, les travaux concernant les fluctuations postérieures au MIS 4 ne font que commencer. On ne sait que très peu de choses sur le comportement des glaciers pyrénéens au cours du MIS 3 ; on a pu saisir l'existence de fluctuations intra-würmiennes des fronts glaciaires (Delmas et al., 2011, Turu et al., 2017, Sancho et al., 2018), mais la véritable ampleur de ces fluctuations est loin d'être déterminée.

(iii) On commence à entrevoir un gradient entre l'est et l'ouest de la chaîne en termes d'emprise spatiale des paléoenglacements contemporains du Global LGM mais cela reste à confirmer car la position exacte des fronts glaciaires pyrénéens durant cette période n'est pas partout précisément identifiée faute de données chronologiques acquises directement sur les dépôts de marge glaciaire qui jalonnent ce stade d'englacement.

(iv) Les indices concernant la déglaciation postérieure au Global LGM sont tout aussi partiels. On perçoit ponctuellement une déglaciation précoce (dès 19-20 ka), massive et rapide, mais il est difficile de savoir si ce phénomène est généralisé à l'ensemble de la chaîne ou s'il est cantonné aux massifs sous forte influence méditerranéenne caractérisés par des paléoenglacements de taille réduite, très sensibles à de faibles variations de la position altitudinale de la ligne d'équilibre glaciaire.

(v) Des questions analogues se posent concernant la *LGIT*. Quelle était la taille des paléoenglacements pyrénéens au cours du Oldest Dryas (GS-2.1a) ? Comment les glaciers pyrénéens ont-ils réagi au réchauffement contemporain de l'interstade Bölling-Alleröd (GI-1) ? Dans quels massifs pyrénéens et sous quelles conditions topo-climatiques le coup de froid du Younger Dryas (GS-1) s'est traduit pas une avancée significative des fronts glaciaires ?

(vi) Enfin, comment les glaciers pyrénéens ont-ils évolué dans le courant de l'Holocène ?

(vi_a) Peut-on envisager la persistance de paléoenglacements à l'Holocène ancien dans des massifs pyrénéens qui étaient totalement déglacés au cours du PAG comme plusieurs datations par surface d'exposition de TCN et SHED semblent l'indiquer (Fig. 2.40 et Tabl. 1) ? Quel a été l'impact dans les Pyrénées de l'évènement 8,2 ka qui est enregistré à l'échelle globale (Rasmussen et al., 2014) et qui est reconnu dans les Alpes dans la vallée de Kromer (Ivy Ochs et al., 2006) ?

(vi_b) Quelles sont les modalités pyrénéennes de la « néoglaciation » holocène ? A-t-elle commencé vers 3,3 ka, comme c'est le cas dans la plupart des massifs alpins, ou plutôt vers 5 ka, comme c'est le cas dans certaines vallées suisses (oscillation de Rotmoos, synthèse in Ivy Ochs et al., 2009) mais aussi comme l'indiquent les âges ^{14}C du cirque de Troumouse (Gellatly et al., 1992) et les datations par exposition du cirque de Marboré dans le massif du Mont-Perdu (García-Ruiz et al., 2014).

(Vi_c) Enfin, doit-on considérer que le PAG pyrénéen correspond à la phase de progression glaciaire la plus importante de toute la néoglaciation holocène, comme l'indiquent les premières données obtenues sur le massif de Maladeta-Aneto (Crest et al., 2017) mais aussi comme cela semble être le cas à l'échelle globale (Solomina et al., 2015), ou doit-on au contraire généraliser à l'ensemble des Pyrénées les observations obtenues dans les cirques de Troumouse et de Marboré qui indiquent l'existence, vers 5 ka, d'un stade d'englacement dont le front est situé immédiatement en aval des moraines du PAG (Gellatly et al., 1992 ; García-Ruiz et al., 2014) ?

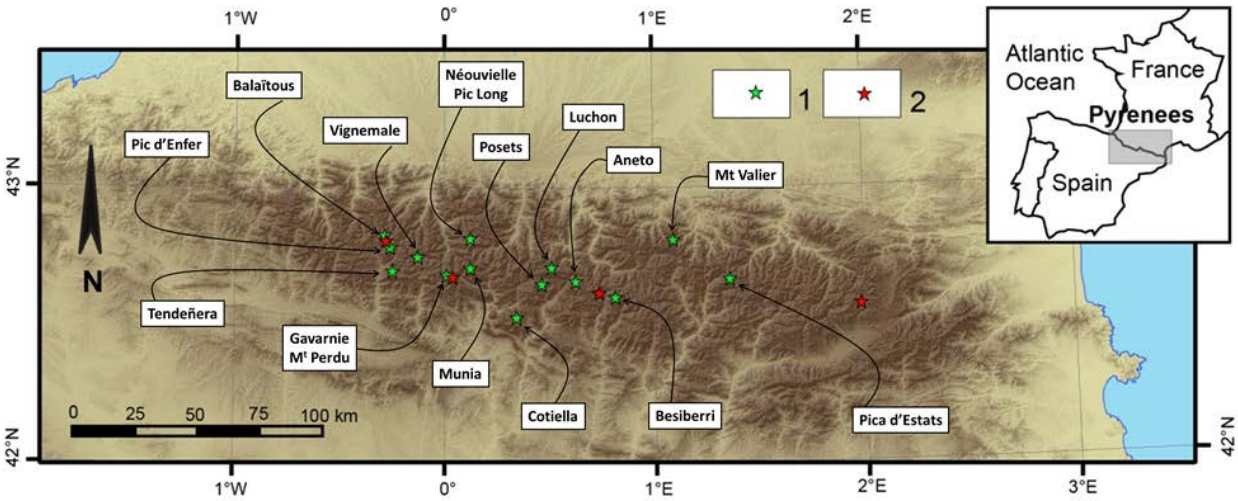


Figure 2.40. Les glaciers du Petit Age de Glace et de l'Holocène ancien dans les Pyrénées.
1. Principaux massifs associés à des paléoenglacements du PAG. Carte réalisée à partir des synthèses de Gonzales-Trueba et al. (2008) et de Serrano et al. (2018). **2.** Sites datés par surfaces d'exposition de TCN et SHED associées à des paléoenglacements holocènes anciens. D'ouest en est, les étoiles rouges localisent (i) le haut Gállego (Palacios et al., 2017), (ii) le cirque de Marboré dans le massif du Mont-Perdu (García-Ruiz et al., 2014), (iii) la haute Noguera Ribagorçana (Pallas et al., 2006), (iv) la haute vallée de la Grave dans le massif du Carlit (Tomkins et al., 2018).

Table 2.1 : Cirques concernés par un englacement du Petit Age de Glace

Mountain system	Massif	Altitude (m a.s.l.)	No. cirques with LIA features	Dominant orientation	Lowest moraines altitude (m a.s.l.)	Current glacier	Ice patch
Pyrenees	Balaitous	3146	12	N, SE	Las Néous: 2300 Frondellas: 2650 /2700 Latour: 2800	Las Néous	Pabat Frodellas Balaitous
	Infierno-Panticosa	3072	14	N	Infierno: 2580 Punta Zarra: 2580 Xuans: 2500	Infierno	Infierno East Punta Zarra
	Vignemale	3298	5	N,NE,S	Ossue: 2200 Gaube: 2200 Cerbillona: 2750 Tapou: 2750 ClotdelaHount: 2900	Ossue Petit Vignemale Oulettes de Gaube	Monferrat Tapou Monferrat Clot de la Hount
	Monte Perdido-Marboré	3352	15	N/S	Taillón: 2800 Soum de Ramond: 3000 Gabietou: 2400 Taillón: 2200 Monte Perdido: 2520	Gabietous Taillón Pailla Monte Perdido	7 icepatches
	La Munia	3133	7	N	La Munia: 2550 Barroude 2370 Robiñera: 2500	La Munia	Barroude Robiñera
	Neouvielle	3191	12	N, NW, SE	Tourrat: 2630 Pays Bache: 2780	–	Tourrat Pays Baché
	Posets	3375	5	N,NE, NW	La Paúl: 2690 Bardamina: 2575 Posets: 2750 Llardaneta: 2860	La Paúl Llardana	Posets Los Gemelos
	Gourgs Blancs Perdiguero	3222	16	N, S	Gourg Blancs: 2570 Portillón: 2580 Literola: 2800	Seilh de la Baque Portillón d´Oo Cabriolule Boum	6 icepatches
	Maladeta	3404	25	N, S	Aneto: 2350 Maladeta: 2350 Barrancs: 2400 Tempestades: 2650 Salenques: 2700 Coronas: 2725 Llosas: 2900 Cregueña: 2850 Alba: 2850	Maladeta Or. Maladeta Occ. Aneto Barrancs Tempestades	Cregüeña Alba

Extrait de Gonzales Trueba et al. (2008)

4.2. Les objectifs à court terme

Le bilan des acquis que nous venons de dresser montre que c'est principalement sur le Global LGM, la dernière Terminaison glaciaire (*LGIT*) et l'Holocène que nos efforts doivent se concentrer pour les années à venir. Nos objectifs à court terme consistent donc à :

(i) localiser précisément la position des fronts glaciaires pyrénéens contemporains du Global LGM dans les vallées où ce dernier demeure totalement inconnu ou n'est identifié que de manière très indirecte,

(ii) identifier de la manière la plus directe possible l'ampleur de la déglaciation post-LGM,

(iii) caractériser les fluctuations des fronts glaciaires pyrénéens au cours de la LGIT et de l'Holocène.

4.2.1. Compléter la localisation des fronts glaciaires pyrénéens au cours du Global LGM

4.2.1.1. *Sur la façade nord*

Cela concerne le Gave d'Ossau, le Gave de Pau et la Garonne où la chronologie post-MIS 4 n'est connue que très indirectement via quelques datations par ^{14}C dans les remplissages glaciolacustres du piémont (cf. section 1.2.1).

4.2.1.2. *Sur la façade sud*

Sur la façade sud, cela concerne l'Aragón où les seules datations numériques disponibles sont des âges OSL sur des complexes morainiques terminaux antérieures au Global LGM (García-Ruiz et al., 2012). Cela concerne aussi le Gállego où les datations numériques sont nombreuses mais ne renseignent pas directement la position du front glaciaire contemporain du Global LGM. Ce dernier a cependant été localisé approximativement une quinzaine de kilomètres en amont de la moraine de Sénégué sur la base d'une datation ^{14}C située à la base des dépôts glaciolacustres de la séquence de Paul de Bubal (Jalut et al., 1992). Cette datation montre que le site du paléolac était déglacé avant 20,8 ± 0,4 ka BP (24182 à 25928 cal. BP) et que, par conséquent, le front glaciaire du Gállego se tenait en amont du site de Pau de Bubal au cours du Global LGM (Delmas, 2009, 2015). Sur l'Ara, les seules datations actuellement disponibles concernent les obturations de Linas de Broto qui sont en lien avec l'emprise würmienne maximale du MIS 4 (Martí-Bono et al., 2002 ; Sancho et al., 2018). Cela concerne enfin l'Esera, la Noguera de Tor et la Noguera Pallaresa où aucune datation numérique n'est actuellement disponible dans la littérature (cf. section 1.2.2).

4.2.2. Caractériser l'ampleur de la déglaciation immédiatement postérieure au Global LGM

Il faudra pour cela tenir compte du fait que les épisodes de déglaciation massive des vallées sont beaucoup plus difficiles à saisir que les périodes de progression glaciaire entre lesquelles ils sont intercalés car ces dernières sont clairement jalonnées par des dépôts de marge glaciaires mis en place dans la zone d'ablation des glaciers alors que les périodes de déglaciation ne sont que très rarement matérialisées sur le terrain par des archives sédimentaires concrètes. Dans les faits, les remplissages d'obturation glaciolacustre fournissent les enregistrements les mieux placés pour saisir toute la complexité des fluctuations intra-würmiennes des marges glaciaires, en captant à la fois les épisodes de progression et de régression. A ce jour, les sites exploités sont rares (La Massana, Turu et

al., 2017 ; Linas de Broto, Sancho et al., 2018). Pourtant, le potentiel existe, surtout dans les glaciers de vallée composite où les pièges de ce type sont nombreux dans les zones de confluence.

4.2.3. Caractériser les fluctuations des fronts glaciaires pyrénéens au cours de la *LGIT* et de l'Holocène

Le potentiel est énorme car les dépôts de marges glaciaires présents dans les hautes vallées et la zone des cirques sont nombreux et très bien préservés, donc très faciles à cartographier. De plus, leur datation par exposition est susceptible d'être entreprise sans difficulté majeure car, en altitude, les risques de dégradation des surfaces rocheuses sont sensiblement plus réduits qu'en position de piémont où les processus de désagrégation granulaire sont très efficaces, notamment en sous-bois.

Cependant, compte tenu du caractère de plus en plus fragmenté des paléoenglacements au cours de la *LGIT* et de l'Holocène, mais aussi de leur inféodation croissante aux conditions topo-climatiques locales, il serait illusoire de vouloir restituer de manière exhaustive l'emprise spatiale des paléoenglacements pyrénéens pour chaque étape clé de leur histoire post-LGM. C'est pourquoi nous envisageons de travailler dans le cadre de massifs témoins, qui échantillonnent toute la variabilité paléoenvironnementale de la chaîne, des massifs orientaux sous influence méditerranéenne aux massifs occidentaux sous influence atlantique, des massifs localisés au cœur de la zone axiale, en position d'abri, aux massifs en position de premier front montagneux directement soumis aux flux humides venus du nord-ouest, des massifs actuellement englacés et associés à des traces évidentes d'un englacement au PAG, aux massifs moins élevés (moins de 3000 m), actuellement déglacés, sans trace évidente de englacements contemporains du PAG.

Dans cette optique, les sites témoins que nous avons identifiés comme prioritaires pour les années à venir sont localisés dans la haute vallée de l'Ariège, la vallée de l'Esera (massif d'Aneto-Maladeta et la vallée d'Ossau (Theo Reixach, thèse en cours, cf. volume 2).

4.3. Une recherche au cœur de débats scientifiques croisés

Les recherches que nous envisageons ici ont donc une finalité à la fois chronologique et paléogéographique. L'enjeu est d'abord d'ordre chronologique car il s'agit de produire les datations numériques qui permettront de contraindre la temporalité des fluctuations glaciaires pyrénéennes au cours du Global LGM, de la dernière Terminaison glaciaire et de l'Holocène (cf. section 4.1). Mais comme il faut s'attendre à retrouver dans les Pyrénées les mêmes rythmes climatiques que ceux enregistrés à l'échelle globale (Rasmussen et al., 2014), l'enjeu est en définitive fondamentalement d'ordre paléogéographique car il s'agit d'abord et avant tout de localiser l'emprise spatiale des paléoenglacements pyrénéens à différents moments clés du passé.

Par ailleurs, ces données chronologiques et paléogéographiques fournissent des informations susceptibles de répondre à des problématiques scientifiques nombreuses et diversifiées. A ce titre, elles intéressent une large palette de communautés de chercheurs, de la préhistoire aux géosciences, avec qui les géographes collaborent depuis longtemps.

4.3.1. Renseigner le cadre paléoenvironnemental du peuplement paléolithique de la montagne

L'opportunité de contraindre la chronologie et la paléogéographie des fluctuations glaciaires dans les Pyrénées offre le cadre paléoenvironnemental contemporain du peuplement de la haute

montagne par les sociétés de chasseurs-cueilleurs du Paléolithique supérieur. Ces données permettent en effet de répondre à des questions très concrètes concernant la temporalité de l'accessibilité des cols et/ou la dynamique d'ouverture des grands axes de circulation intramontagnards qui reliaient les deux façades de la chaîne. Elles contribuent par ailleurs à nourrir le corpus des données paléoenvironnementales exploitables par les préhistoriens pour raisonner sur les facteurs de contrôle des changements technologiques et culturels survenus en Europe occidentale entre 25 et 11 ka, c'est-à-dire au moment où les cultures solutréennes, badégouliennes, magdaléniennes, aziliennes et post-aziliennes se développent en Europe occidentale, parallèlement à la culture épigravéttienne qui concerne le sud-est de l'Europe, de l'Italie à la plaine russe (Fig. 2.41).

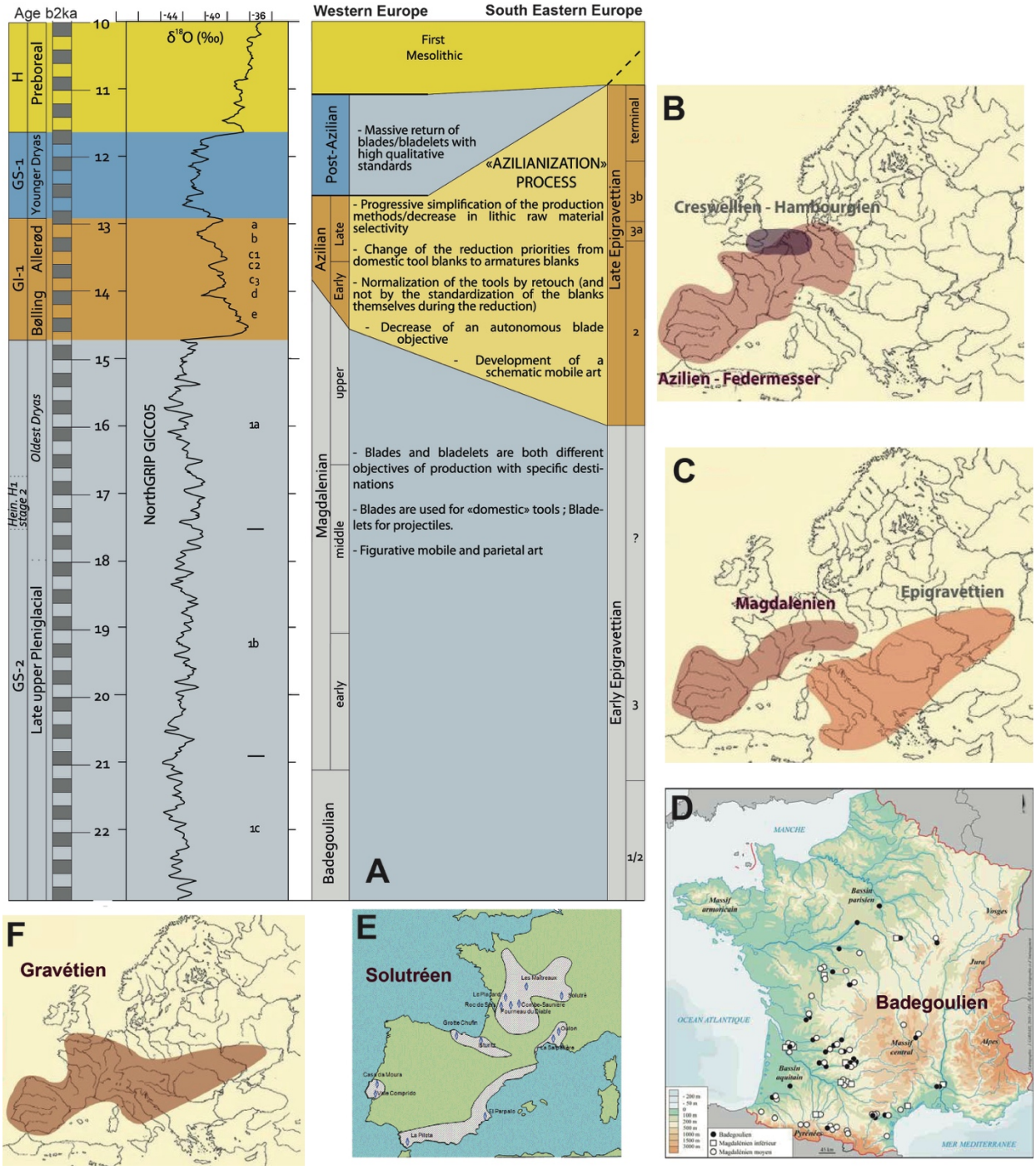
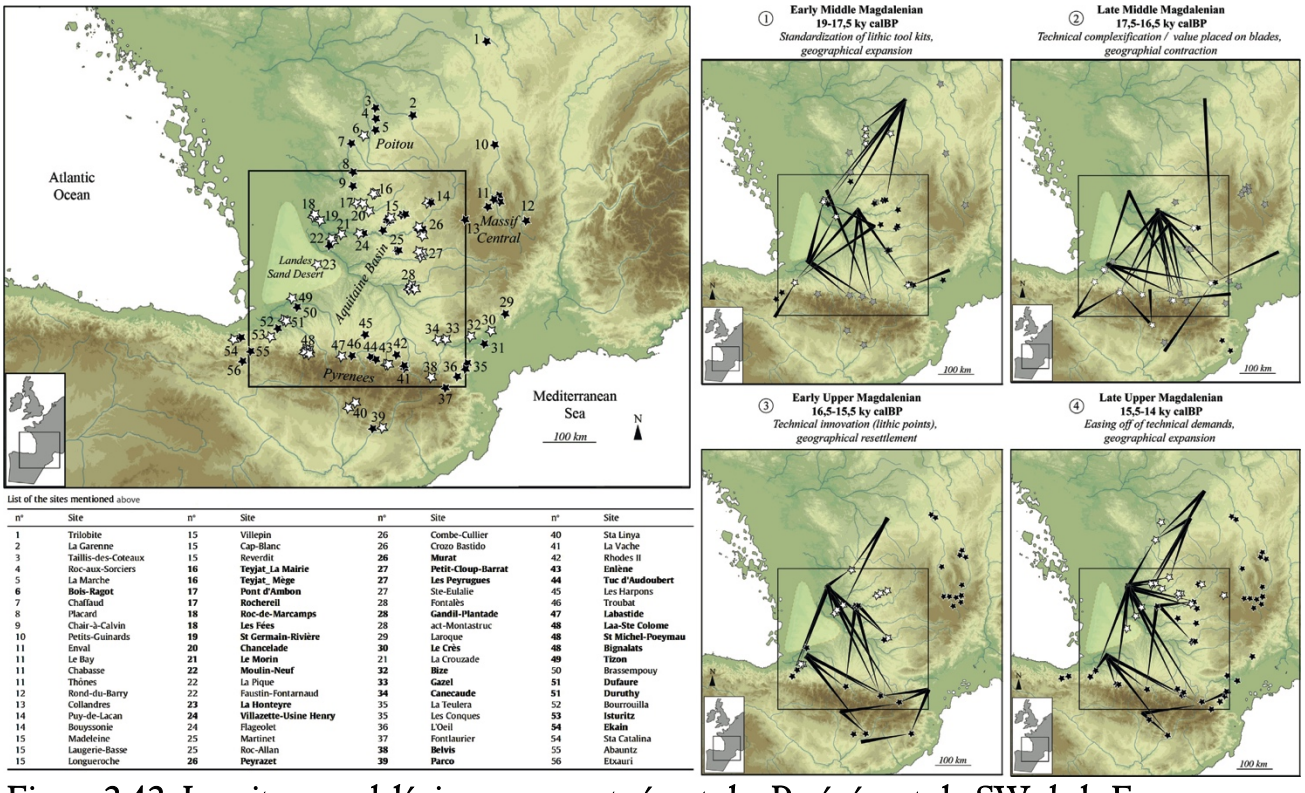


Figure 2.41. Les cultures du Paléolithique supérieur en Europe.

A. Séquences chrono-culturelles caractéristiques de l'Europe occidentale et du sud-est européen. Noter que la distinction entre l'Europe occidentale, caractérisée par une succession et juxtaposition de plusieurs séquences chrono-culturelles, et l'Europe sud-orientale, caractérisée par une forte continuité entre la culture gravettienne et le Mésolithique, est actuellement très discutée. Initialement établie par l'Abbé Breuil (Breuil, 1913), puis reprise et complétée par les écoles préhistoriques des années 1960 (Sonneville-Bordes, 1959, et 1966 versus Laplace, 1964), cette distinction est aujourd'hui davantage mise sur le compte de pratiques méthodologiques différentes entre ces deux écoles préhistoriques citées que sur une réalité techno-typologique. **B.** Zones de présence des industries aziliennes en Europe. **C.** Zones de présence des industries magdaléniennes et épigravétiennes en Europe. **D.** Sites badégouliens et magdaléniens inférieur et moyen en France. **E.** Zones de présence des industries solutréennes en France et en Espagne. **F.** Zones de présence des industries gravéttiennes.
A. Extrait de Naudinot et al. (2017). **B. C et F** extraits de http://www2.ulg.ac.be/prehist/UOH/pages/index.html.
D . Extrait de Langlais et al. (2010). **E** extrait de http://svt.ac-dijon.fr/schemassvt/spip.php?article3668

Dans les Pyrénées, la période 19-14 ka a été particulièrement investiguée (Fig. 2.42). La multiplication des datations par ^{14}C dans les séquences archéologiques du Magdalénien moyen et récent a permis de renseigner la rapidité des changements culturels au cours de cette période et de souligner l'impact des interactions sociales entre communautés, facteur de créativité et d'innovation technologique, sans toutefois nier le rôle des ressources disponibles en lien avec le contexte bioclimatique (Langlais et al., 2010, 2012, 2014). Plus récemment, les travaux menés sur les marges du bassin d'Arudy, en basse vallée d'Ossau, ont montré une coïncidence étonnante entre les premières occupations des sites de Laa 2 et de Tastet, vers 19 à 20 ka cal BP, et la déglaciation précoce, massive et rapide observée dans certaines vallées pyrénéennes (Pétillon et al., 2015).



List of the sites mentioned above

n°	Site	n°	Site	n°	Site	n°	Site
1	Trilobite	15	Villepin	26	Combe-Cullier	40	Sta Linya
2	La Garenne	15	Cap-Blanc	26	Crozo Bastido	41	La Vache
3	Taillis-des-Coteaux	15	Reverdit	26	Murat	42	Rhodes II
4	Roc-aux-Sorciers	16	Teyjat_La Mairie	27	Petit-Cloup-Barrat	43	Enlène
5	La Marche	16	Teyjat_ Mège	27	Les Peyrugues	44	Tuc d'Audoubert
6	Bois-Ragot	17	Pont d'Ambon	27	Ste-Eulalie	45	Les Harpons
7	Chaffaud	17	Rochereil	28	Fontalès	46	Troubat
8	Placard	18	Roc-de-Marcamps	28	Gandil-Plantade	47	Labastide
9	Chair-à-Calvin	18	Les Fées	28	act-Montastruc	48	Laa-Ste Colome
10	Petits-Guinards	19	St Germain-Rivière	29	Laroque	48	St Michel-Poeymau
11	Enval	20	Chancelade	30	Le Crès	48	Bignalats
11	Le Bay	21	Le Morin	21	La Crouzade	49	Tizon
11	Chabasse	22	Moulin-Neuf	32	Bize	50	Brassempouy
11	Thônes	22	La Pique	33	Gazel	51	Dufaure
12	Rond-du-Barry	22	Faustin-Fontarnaud	34	Canecaude	51	Duruthy
13	Collandres	23	La Honteyre	35	La Teulera	52	Bourrouilla
14	Puy-de-Lacan	24	Villazette-Usine Henry	35	Les Conques	53	Isturitz
14	Bonyssonie	24	Flageolet	36	L'Oeil	54	Ekain
15	Madeleine	25	Martinet	37	Fontlaurier	54	Sta Catalina
15	Laugerie-Basse	25	Roc-Allan	38	Belvis	55	Abauntz
15	Longueroche	26	Peyrazet	39	Parco	56	Etxauri

Figure 2.42. Les sites magdaléniens moyen et récent des Pyrénées et du SW de la France.

Le trait de côte correspond au niveau de la mer à -120 m. Les étoiles blanches localisent les sites magdaléniens directement étudiés in Langlais et al. (2014). Les étoiles noires localisent les sites magdaléniens mis en compte dans l'étude à titre de comparaison. Documents extraits de Langlais et al. (2014).

4.3.2. Renseigner le cadre spatio-temporel nécessaire à la quantification des phénomènes érosifs en contexte glaciaire

Les données paléogéographiques et chronologiques acquises pour le dernier cycle glaciaire, et plus globalement celles qui concernent l'ensemble du Pléistocène, sont tout à fait essentielles pour comprendre les modalités et les rythmes de l'érosion en contexte glaciaire.

4.3.2.1. Des données essentielles pour distinguer les combinaisons de processus responsables de l'évolution du relief en contexte glaciaire

En contexte glaciaire, trois systèmes d'érosion sensiblement différents sont susceptibles de s'exprimer conjointement ou successivement sur les versants. Les **processus sous-glaciaires** (abrasion et *quarrying*) sont strictement cantonnés aux zones recouvertes par la glace. Or, contrairement aux zones d'inlandsis qui étaient quasi intégralement recouvertes par la glace au cours des stades d'englacement maximum, les paysages de montagne des latitudes tempérées incluaient très fréquemment des zones non englacées. Il s'agissait tantôt de simples *nunataks* qui ne dépassaient que très peu de la masse de glace, comme dans le cas des inlandsis, tantôt de grands panneaux de versants en position supraglaciaire, plus ou moins figés par un pergélisol, dans tous les cas soumis aux effets des cycles gel-dégel, et donc affectés par une batterie de **processus périglaciaires**. Par ailleurs, quels que soient l'étendue des paléoenglacements pléistocènes, et la place cédée aux versants supraglaciaires dans les paysages de la haute montagne, toutes les phases d'englacement se terminent inévitablement par une **phase d'ajustement paraglaciaire** au cours de laquelle les versants rocheux et les dépôts corrélatifs des paléomarges glaciaires sont profondément déstabilisés par une large gamme de processus subaériens, parmi lesquels le ruissellement, la torrentialité et les mouvements gravitaires occupent une place de choix (Ballantyne, 2002).

L'opportunité de contraindre la chronologie et la paléogéographie des fluctuations glaciaires dans un bassin versant ou un tronçon de vallée offre donc la possibilité de déterminer précisément le cadre spatial et temporel de ces trois systèmes d'érosion caractéristiques des environnements glaciaires.

4.3.2.2. Des données essentielles pour quantifier la vitesse de dénudation pléistocène des versants rocheux localisés en contexte glaciaire

Reconstituer l'emprise spatiale et la chronologie d'un système glaciaire hérité s'avère de toute première importance également lorsqu'il s'agit de quantifier la vitesse et les rythmes de la dénudation du substrat rocheux. L'érosion étant un phénomène extrêmement discontinu dans le temps comme dans l'espace, l'opportunité de contraindre avec la meilleure résolution possible le cadre spatial et temporel des trois grands systèmes d'érosion présentés *supra* permet d'aborder l'évolution du relief en contexte glaciaire dans toute sa complexité.

(i) Les méthodes de quantification mobilisées en contexte glaciaire sont nombreuses, diversifiées et fournissent des taux de dénudation qui n'ont pas tous la même signification quand on les analyse en questionnant la plage spatiale et temporelle couverte par les quantifications.

(ii) Parmi ces méthodes de quantification, la méthode volumique n'est applicable efficacement que si la provenance géographique et l'âge du volume sédimentaire exploité sont correctement contraints. Or, ces deux informations sont directement déduites d'une caractérisation préalable de l'emprise spatiale et de la chronologie des systèmes glaciaires hérités.

4.3.3. Exploiter l'emprise spatiale des paléoenglacements en termes de proxy paléoclimatique

Les glaciers actuels et passés sont des marqueurs climatiques et paléoclimatiques très intéressants à exploiter au moins pour trois raisons :

(i) d'abord parce qu'ils enregistrent les fluctuations climatiques avec un temps de réponse très bref, de l'ordre de quelques années à quelques décennies tout au plus (Mackintosh et al., 2017) ;

(ii) ensuite parce qu'ils cumulent, à travers les caractéristiques de leur bilan de masse, une information relative aux paléoprécipitations hivernales et paléotempératures estivales ;

(iii) enfin parce qu'ils permettent de retracer les grandes lignes des paléocirculations atmosphériques, notamment la trajectoire des perturbations porteuses de précipitations neigeuses, à travers la répartition spatiale des volumes de glace à l'échelle d'un ou plusieurs édifices montagneux.

A ce titre, la position charnière entre domaine océanique et domaine méditerranéen qu'occupent les Pyrénées fait de cette chaîne de montagne un domaine d'étude idéal pour raisonner sur la variabilité des réponses locales aux changements climatiques abrupts qui caractérisent toute la période post-LGM.

4.3.3.1. Le bilan de masse des glaciers face aux changements climatiques

Le bilan de masse d'un glacier désigne le volume de glace (donné en mètre équivalent eau) accumulé au cours d'une année dans la section amont des glaciers, là où les conditions thermiques annuelles, surtout estivales, autorisent la transformation de la neige en glace (zone d'accumulation), rapporté au volume de glace perdu au cours de la même année à l'aval du système, là où les conditions thermiques annuelles autorisent la fonte de la glace produite en amont. Cette zone aval correspond à la zone d'ablation.

La ligne d'équilibre glaciaire, quant à elle, désigne la zone située à la charnière entre la zone d'accumulation, qui englobe généralement les 2/3 du volume total de glace, et la zone d'ablation qui intègre le 1/3 restant du volume de glace pour les glaciers dont le bilan de masse est en équilibre.

- *Lorsque les conditions thermiques et pluviométriques sont relativement stables* à l'échelle pluriannuelle, le volume des gains et des pertes tend à s'équilibrer sur la balance 2/3-1/3 (cf. *supra*). L'équilibre est atteint lorsque le bilan de masse est nul. Cela se matérialise par une stabilisation du volume de glace, donc de la superficie du glacier, mais aussi de la position altitudinale de la ligne d'équilibre glaciaire.

- *Lorsque les conditions climatiques se dégradent, le bilan de masse devient positif.* Concrètement, cela peut correspondre :

  (i) soit à une diminution des températures, surtout les températures estivales car ces dernières contrôlent très fortement l'ablation. Dès lors, le volume de glace qui sort du système par fonte au niveau de la zone d'ablation diminue,

  (ii) soit à une augmentation des précipitations, surtout les précipitations hivernales car c'est en hiver que les précipitations sont neigeuses. Dès lors, le volume de glace « fraîche » qui entre dans le système au niveau de la zone d'accumulation augmente.

  (iii) Le cumul d'une dégradation des températures estivales et d'une augmentation des précipitations hivernales correspond bien évidemment à la combinaison climatique la plus efficace pour faire basculer le bilan de masse dans le positif.

Dans tous les cas, dès que le bilan de masse d'un glacier devient positif, cela se traduit dans un premier temps par une augmentation de l'épaisseur du glacier en amont, sa surface devient plus convexe tandis que l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire décroît. Dans un deuxième temps, le front du glacier progresse, avec un temps de réponse variable selon la taille et la vitesse d'écoulement de la glace. Cela dit, comme la plupart des glaciers pléistocènes des latitudes moyennes avaient une base tempérée, les vitesses d'écoulement par fluage visco-plastique et glissement basal étaient relativement rapides, de l'ordre de quelques centaines de mètres par an. Par conséquent, le temps de réponse des fronts glaciaires aux changements climatiques pluri-annuels, pluri-centennals et pluri-millénaires du Pléistocène était nécessairement bref. Dans tous les cas, et quelle que soit la durée de ce temps de réponse, les fronts glaciaires progressent jusqu'à ce que le volume de glace entrant dans le système au niveau de la zone d'accumulation soit compensé par le volume des pertes au niveau de la zone d'ablation sur la balance 2/3-1/3 (cf. *supra*).

- *Inversement, une amélioration des conditions climatiques va déséquilibrer le bilan de masse en faveur des pertes (le bilan de masse devient négatif)*, la ligne d'équilibre glaciaire remonte et quelques années plus tard, le front du glacier régresse.

L'opportunité de reconstituer l'emprise spatiale des paléoenglacements à différents moments du passé, via la cartographie et la datation des dépôts de marge glaciaire, permet de remonter aux paléobilans de masse grâce aux marqueurs géomorphologiques de la ligne d'équilibre glaciaire (altitude d'enracinement des moraines latérales, THAR : Terminus Head Altitude Ratio, AAR : Altitude Area Ratio, AABR : Area Altitude Balance Ratio, Braithwaite & Raper, 2009 ; Kern & László, 2010 ; Pellitero et al., 2015). Sur ces bases, et considérant que les paléoenglacements dont on reconstitue les contours étaient en équilibre avec les conditions climatiques qui régnaient sur le bassin versant au moment où le glacier était fonctionnel, plusieurs modèles glaciologiques et fonctions de transfert étalonnés sur systèmes actuels permettent de reconstituer les paléotempératures estivales et paléoprécipitations hivernales associées à chaque stade d'englacement.

4.3.3.2. Modéliser les paléotempératures estivales et paléoprécipitations hivernales à l'échelle d'un bassin versant

Plusieurs modèles permettent de reconstituer les paléotempératures estivales et les paléoprécipitations hivernales à partir de l'emprise spatiale de paléoenglacements en équilibre. Les modèles les plus performants sont basés sur l'analyse du bilan énergétique du glacier (Anslow et al., 2008 ; Brun et al., 1989 ; Greuell & Konzelmann, 1994). Ces modèles sont aussi les plus complexes, car ils intègrent de nombreux paramètres difficiles à contraindre et à extrapoler à l'échelle du Pléistocène comme la vitesse du vent, l'humidité relative, la couverture nuageuse. Ces modèles fondés sur l'analyse du bilan énergétique du glacier sont généralement peu utilisés. D'autres reposent sur des procédures plus simples et mobilisent un nombre limité de données entrantes. Malgré leur simplicité relative, ces modèles ont prouvé leur efficacité et sont capables de produire des résultats robustes à l'échelle d'un bassin versant et pour des échelles de temps mensuelles et annuelles (Hock, 1999).

Dans sa thèse de doctorat en cours (2018-2021 : cf. volume 2), Théo Reixach envisage d'appliquer deux catégories de modèles communément utilisés dans la littérature. Ces deux approches méthodologiques mobilisent une succession de modèles emboîtés qui utilisent à chaque étape du processus des jeux de données et des principes de modélisation sensiblement différents (cf. Reixach, 2018 pour une présentation détaillée de ces deux catégories de modèles).

(i) La méthode développée par Sarikaya et al. (2008) est aujourd'hui la plus communément utilisée (Markos et al., 2018). Le modèle « degré-jour » permet de convertir les données climatiques actuelles (moyennes mensuelles des températures et des précipitations) en ablation et accumulation glaciaire potentielles sur un bassin versant donné (Braithwaite, 1995, 2008). Ensuite, un modèle d'écoulement de la glace à une dimension (Haerberli, 1996 ; Cuffey & Paterson, 2010) permet de moduler l'ablation et l'accumulation glaciaire jusqu'à ce qu'on obtienne, par itérations successives, les valeurs qui décrivent le mieux le bilan de masse du paléoenglacement d'intérêt. Sur ces bases, des fonctions de transfert fondées sur des bases de données statistiques permettent de remonter aux paléotempératures estivales et paléoprécipitations hivernales qui régnaient alors sur la zone englacée (Heyman et al., 2013). Outre une bonne reconstitution de l'emprise spatiale des paléoenglacements, cette cascade de modélisation repose initialement sur 3 séries de données dont il faut disposer avec la meilleure résolution possible : (i) la topographie du lit glaciaire, (ii) la distribution spatiale des températures moyennes mensuelles actuelles, (iii) la distribution spatiale des précipitations moyennes mensuelles actuelles.

(ii) La seconde méthode (Kerschner et al., 1999, 2000) part de l'emprise spatiale des paléoenglacements, leur épaisseur et leur superficie, pour reconstituer plusieurs paramètres glaciologiques (contrainte de cisaillement, vitesse d'écoulement par fluage visco-plastique et glissement basal, débit de glace) à partir desquels il est possible de reconstituer l'ablation nette annuelle pour différentes tranches d'altitude entre la ligne d'équilibre glaciaire et le front du glacier. Sur ces bases, la pente du gradient de masse peut être reconstituée. Cette dernière valeur est à son tour injectée dans des fonctions de transfert qui permettent de calculer les paléoprécipitations annuelles au niveau de la ligne d'équilibre glaciaire (Kuhn, 1984 ; Ohmura, 1992) et les températures estivales (Ohmura, 1992 ; Ballantyne, 1989 ; Nesje & Dahl, 2000).

4.3.3.3. A l'échelle des masses continentales, les paléoenglacements sont des marqueurs des paléocirculations atmosphériques et de la trajectoire des perturbations pluviogènes

A partir des années 1980, la multiplication des datations numériques en lien avec la chronologie des fronts glaciaires a rapidement permis de mettre en évidence le caractère asynchrone des paléoenglacements par rapport aux enregistrements globaux (Gillespie & Molnar, 1995). D'abord perçue comme une incongruité liée aux incertitudes géochronologiques (cf. section 1.2 de ce chapitre pour le cas des Pyrénées), cette évidence a bien vite suscité de nombreuses réflexions sur le lien entre paléogéographie des glaciations pléistocènes et trajectoire des perturbations cycloniques porteuses de précipitations neigeuses susceptibles de nourrir les glaciers. Dans cette optique, Florineth & Schültcher (2000) sont les premiers à poser l'hypothèse d'une trajectoire préférentiellement méridionale des perturbations pluviogènes en Europe au cours Global LGM. L'hypothèse reposait sur l'observation des *trimlines* et l'évidence d'un décalage vers le sud des dômes de glace qui couvraient alors la chaîne alpine (Fig. 2.43).

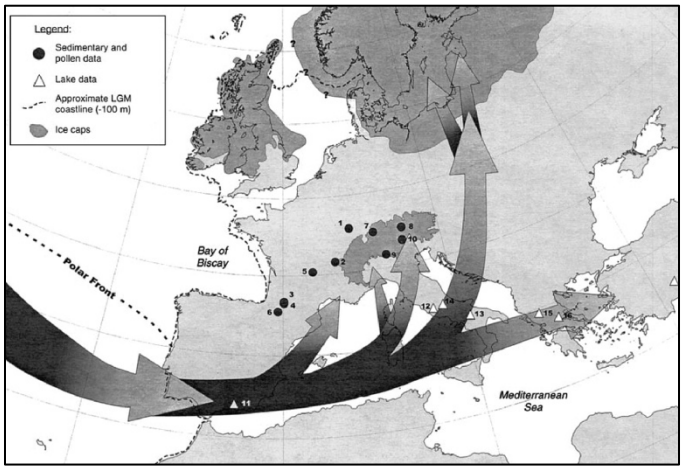


Figure 2.43. Trajectoire des perturbations pluviogènes en Europe occidentale au cours du Global LGM.
Extrait de Florineth & Schultcher (2000).

Sur ces bases, et compte tenu aussi des données chronologiques alors disponibles dans les Pyrénées, le Massif Central, les Alpes, les Vosges et sur l'inlandsis fennoscandien, les auteurs envisagent un déplacement vers le sud du front polaire au cours du cycle glaciaire würmien, ce dernier se trouvant vers le 46e parallèle au cours des MIS 3 et 4 et plutôt vers le 44e parallèle au cours du MIS 2, soit une latitude suffisamment méridionale pour permettre aux trains de perturbation d'origine atlantique de contourner la péninsule ibérique, atteindre le bassin méditerranéen, puis remonter vers le nord dans le cadre d'une circulation méridienne favorisée par les ondulations du Jet Stream avant de frapper la façade méditerranéenne des Alpes, du Massif central et des Pyrénées, plus fortement alimentées en neige que les massifs localisés au nord de l'Europe.

Plus récemment, une comparaison de l'altitude des lignes d'équilibre glaciaire au cours du Global LGM et des SST à la même époque a permis de reconstituer les caractéristiques thermiques et le potentiel hygrométriques des basses couches de l'atmosphère à l'échelle de l'Europe continentale et du bassin méditerranéen (Kuhlemann et al., 2008). Sur ces bases, les auteurs mettent en évidence le rôle prégnant des corridors topographiques dans la propagation vers le sud des masses d'air froides d'origine polaire. Ce phénomène est particulièrement sensible dans le Golfe du Lion, au déboucher du couloir Rhodanien et du seuil de Naurouze, entre Pyrénées et Montagne Noire, où les

SST contemporaines du Global LGM sont estimées entre 7 à 9 °C de Tma en raison des phénomènes d'upwelling contre 13 à 15 °C un peu plus au sud dans la mer des Baléares (Fig. 2.44a).

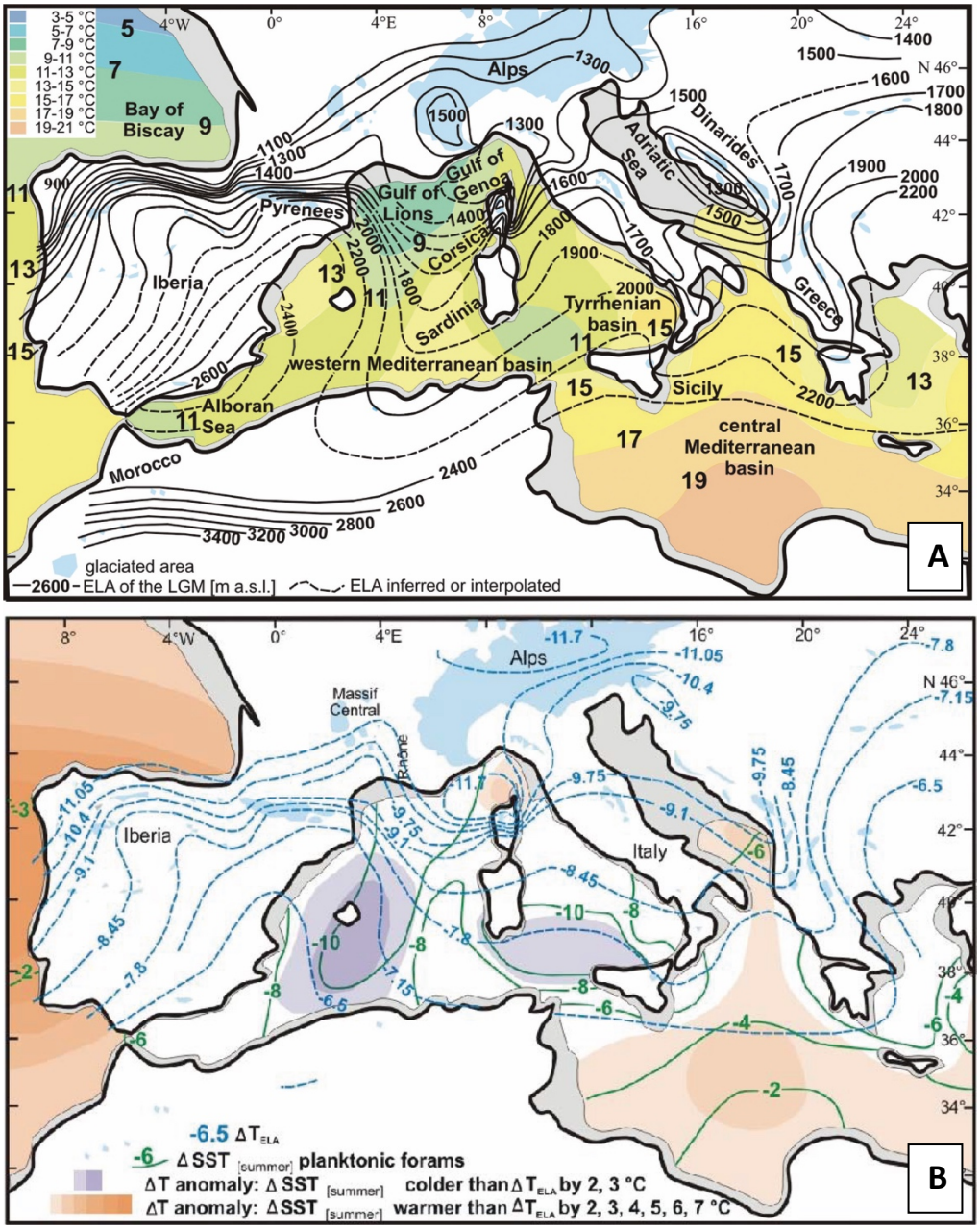


Figure 2.44. Ligne d'équilibre glaciaire, SST et caractéristique thermique des basses couches de l'atmosphère au cours du Global LGM. Extrait de Kuhlemann et al. (2008).

Parallèlement, ces travaux soulignent l'existence, sur la Méditerranée centrale et la marge occidentale de la péninsule ibérique au cours du Global LGM, de conditions thermiques favorables à une fréquence et une intensité accrue des phénomènes de convection pourvoyeurs de pluies sur les montagnes environnantes — en l'occurrence les Alpes du Sud, l'Apennin, les Dinarides et les Balkansautour des noyaux convectifs de Méditerranée centrale, les Cantabriques et l'ouest des Pyrénées sur les marges occidentales de la péninsule ibérique (Fig. 2.44b). Ces zones se caractérisent en effet par les plus forts écarts thermiques entre le niveau la mer (cf. SST du Global LGM) et les zones d'altitudes dont la température au niveau de la ligne d'équilibre glaciaire du Global LGM est

reconstituée sur la base des modèles glaciologiques et fonctions de transfert décrits *supra* (cf. 2e méthode développée par Kerschner et al., 1999, 2000 ; Ohmura et al., 1992).

En revanche, toujours selon ces travaux, la Méditerranée occidentale, notamment la zone comprise entre les Baléares à la mer d'Alboran, serait caractérisée au cours du Global LGM par des conditions atmosphériques peu favorables aux phénomènes de convection car, en dépit de températures relativement élevées au niveau du sol (cf. SST du Global LGM), le gradient thermique vertical dans les basses couches de l'atmosphère est parmi les plus faibles de la zone étudiée en raison de la position très élevée en altitude des lignes d'équilibre glaciaire sur les montagnes environnants ce secteur de Méditerranée, en l'occurrence l'extrémité orientale des Pyrénées et la marge méridionale du Massif Central.

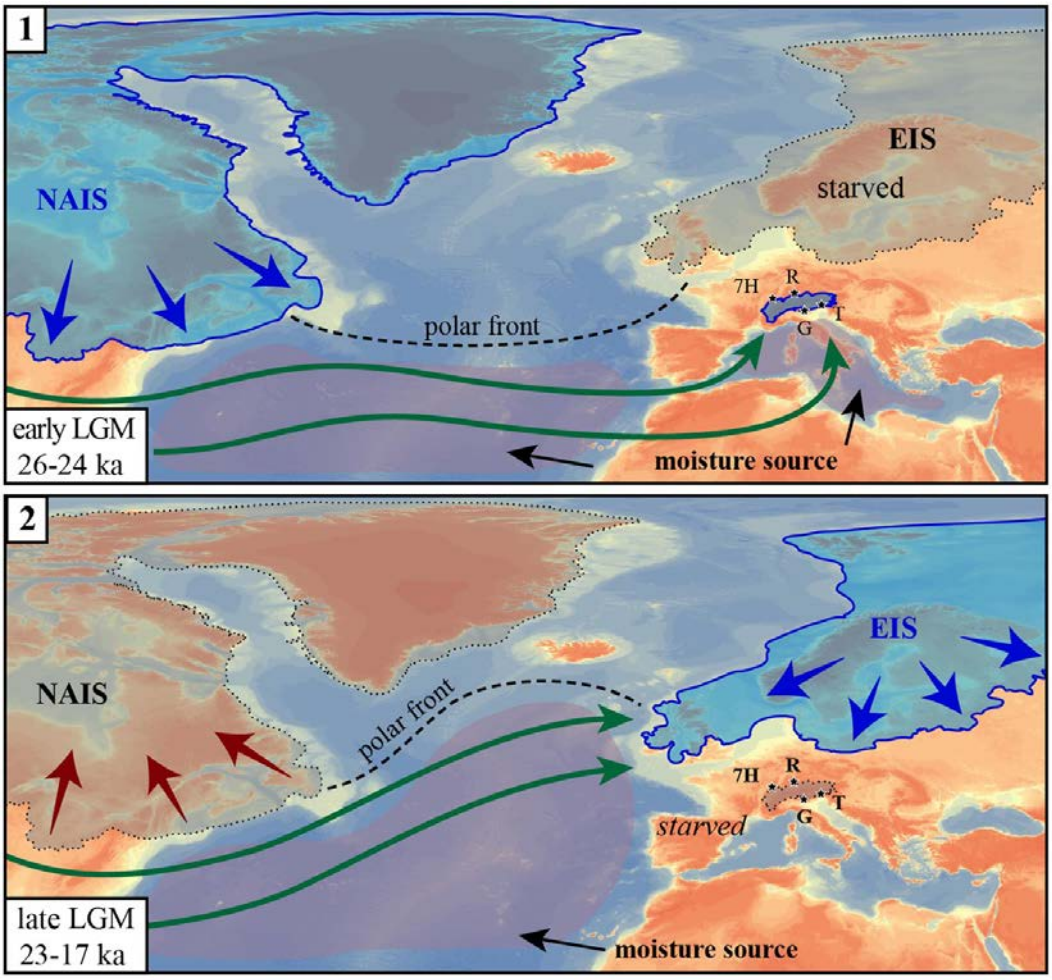


Figure 2.45. La circulation atmosphérique générale au cours du Global LGM. Extrait de Monegato et al. (2017).

Les représentations du climat d'Europe occidentale issues de cette étude ont récemment été confirmées et précisées dans le domaine alpin par des travaux fondés sur l'analyse isotopique d'une séquence de spéléothèmes en Suisse (Luetscher et al., 2015) mais aussi par des données géochronologiques haute résolution issues de trois complexes morainiques alpins (Rhin, Adige/Sarca, Tagliamento, Monegato et al., 2017). Les conclusions paléoclimatiques tirées de ces enregistrements de terrain sont en bon accord avec les modèles numériques qui décrivent les paléocirculations atmosphériques du Pléistocène supérieur (Strandberg et al., 2011 ; Beghin et al., 2015, 2016 ;

Löfverström et al., 2014). Il semblerait que le développement de l'inlandsis laurentien entre 23 et 26 b2 ka ainsi que l'extension de la banquise sur l'Atlantique nord aient déclenché un déplacement vers le sud de la position du front polaire mais aussi du Jet Stream dans la haute atmosphère et des phénomènes de Rossby associés. Ce mouvement d'ensemble de la circulation atmosphérique générale, qui est étroitement couplé au court-circuitage de la circulation océanique dans l'Atlantique nord, aurait permis le développement de trains de perturbations de l'Atlantique vers la mer Méditerranée, via le seuil topographique du détroit de Gibraltar. Une fois sur le bassin méditerranéen, les perturbations étaient fréquemment déviées vers le nord par des circulations méridiennes associées aux ondulations du courant jet en altitude, comme initialement envisagé par Florineth & Schultcher (2000). En l'état des connaissances, il semble que le rétablissement des *Westerlies*, qui caractérisent la circulation atmosphérique générale actuelle, se soit graduellement produit entre 23 et 17 b2ka en lien avec la décrépitude de l'inlandsis laurentien (Fig. 2.45).

Les développements ci-dessus permettent de comprendre les enjeux d'une recherche sur la chronologie des fronts glaciaires dans les Pyrénées au cours de Global LGM, de la dernière Terminaison glaciaire et de l'Holocène. Les Pyrénées occupent une position stratégique, entre Atlantique et Méditerranée, qui permettra d'exploiter les chronologies des fronts glaciaires obtenus à l'échelle de ce massif montagneux en termes de marqueur des paléocirculations atmosphériques à l'échelle de l'ensemble de l'Europe occidentale. Nos premiers résultats semblent s'accorder avec le modèle d'une trajectoire méridionale des perturbations pluviogènes au cours du Global LGM (cf. Fig. 2.26) mais les données chronologiques actuellement disponibles ne sont pas encore suffisantes pour nous permettre d'être totalement formels (cf. sections 4.1 et 4.2 de ce chapitre). De plus, si le rétablissement des *Westerlies* semble daté entre 23 et 17 ka sur la base des données alpines, le calage chronologique de cet évènement demeure imparfait. Il est également possible qu'il se traduise par des fluctuations glaciaires partiellement asynchrones dans les montagnes les plus méridionales de l'Europe.

Plusieurs programmes de recherche en cours devraient fournir à court terme des éléments de réponse à cette série de questions (cf. volume 2).

Chapitre 3
Profils verticaux de TCN et temporalité des systèmes fluviaux pléistocènes

Dans les Pyrénées, comme dans la plupart des montagnes des latitudes tempérées, les systèmes fluviaux pléistocènes ont construit sur les marges des zones englacées des séquences de terrasses étagées qui jalonnent la position des paléo-profils en long de la rivière à différents moments du passé, en réponse aux changements climatiques quaternaires et en phase avec les mouvements verticaux de la croûte terrestre (Merritts et al., 1994 ; Maddy, 2000 ; Blum & Törnqvist, 2000 ; Bridgland et al., 2004, 2007, 2014, 2017 ; Counts et al., 2015 ; Gibbard & Lewin, 2009 ; Pan et al., 2003, 2009 ; Gao et al., 2017 ; Silva et al., 2017). Dès lors, l'opportunité de dater les nappes alluviales d'un système de terrasses étagées permet :

(i) de quantifier la variabilité spatiale et temporelle du soulèvement vertical responsable de l'étagement des terrasses fluviales à travers une mesure du dénivelé vertical observé entre chaque plan de terrasse et le cours actuel de la rivière.

(ii) de raisonner sur la nature et la temporalité des forçages environnementaux responsables de perturbations des systèmes fluviaux suffisamment intenses et/ou durables pour engendrer une métamorphose fluviale à l'échelle du bassin versant et donc un cycle incision-aggradation responsable de la mise en place d'un nouveau plan de terrasse en contrebas du précédent (cf. section 4.3.2 de l'introduction générale).

Les séquences fluviales pyrénéennes ont fait l'objet d'un grand nombre de travaux tout au long du XXe siècle. Menés parallèlement à l'étude des dépôts de marge glaciaire, souvent par les mêmes auteurs (cf. section 1 du chapitre 2), ces travaux ont contribué à établir une cartographie des séquences fluviales pléistocènes quasi exhaustive sur les deux façades de la chaîne (Fig. 3.1). En revanche, la stratigraphie relative des dépôts et leur datation par des méthodes de géochronologie numérique demeure très inégale entre les différents bassins fluviaux.

On propose ici une synthèse des connaissances actuellement disponibles concernant la chronologie des terrasses fluviales pyrénéennes en distinguant :

(i) **les approches stratigraphiques strictement relatives** qui prennent des formes sensiblement différentes dans les Pyrénées françaises et espagnoles et fournissent, par conséquent, un cadre plus ou moins efficace pour reconstituer les profils longitudinaux des cours d'eau pléistocènes à l'échelle du bassin versant et/ou pour guider les corrélations stratigraphiques entre les différents bassins fluviaux du domaine pyrénéen.

(ii) **et les datations numériques** qui ont été publiées depuis une dizaine d'années sur les deux façades de la chaîne, toutes méthodes géochronologiques confondues (paléomagnétisme, indice de développement des sols, OSL, datation par exposition au TCN, profils verticaux de

TCN, ESR), mais en soulignant l'apport spécifique des profils verticaux de TCN et les précautions méthodologiques qui conditionnent leur efficacité.

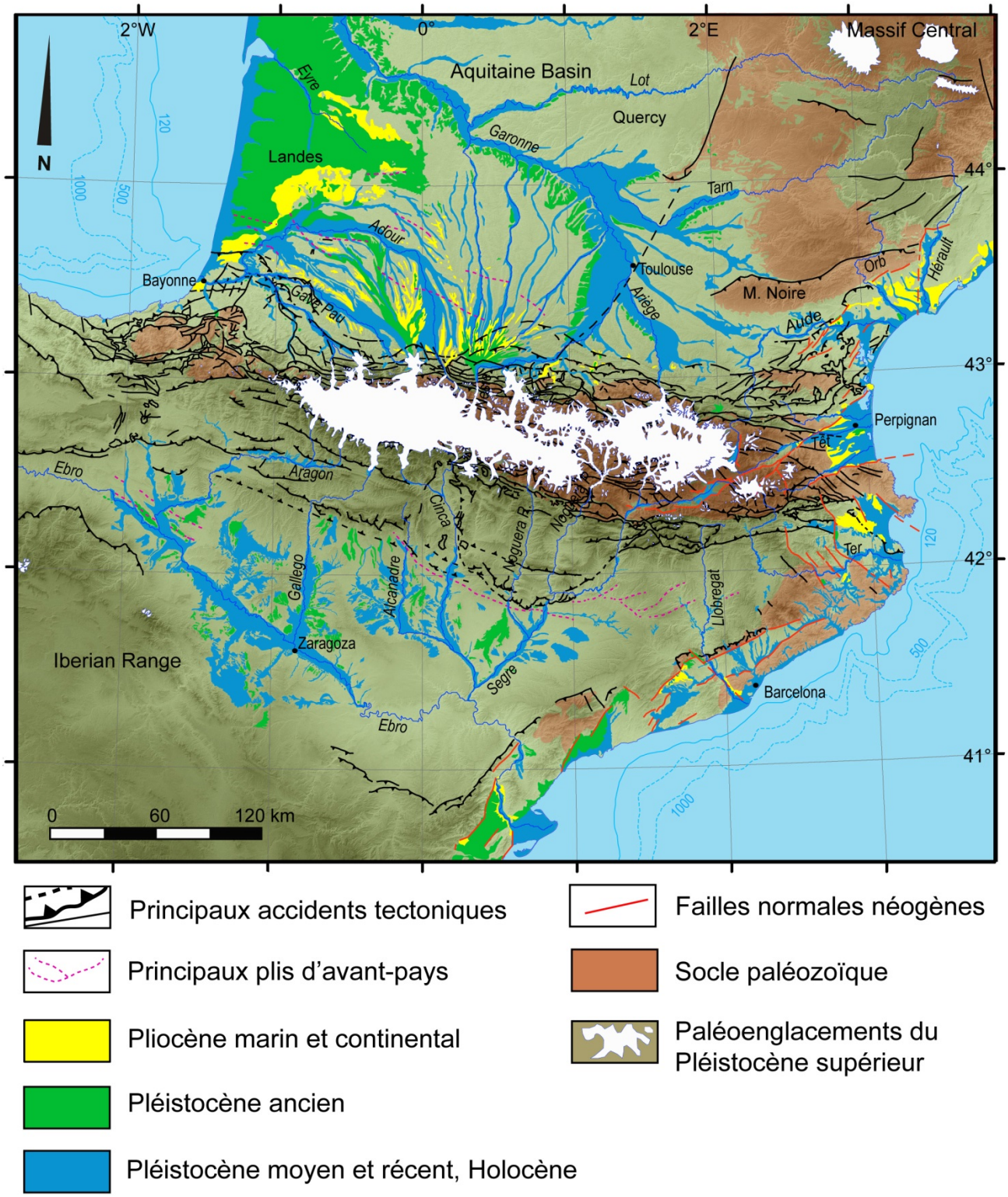


Figure 3.1. Séquences fluviatiles pléistocènes des Pyrénées et de ses marges.

Extrait de Calvet et al. (soumis), modifié. Contour des paléoenglacements d'après Calvet et al., 2011. Séquences fluviales d'après carte au 1/400 000 des dépôts pléistocènes pyrénéens (Fig. 0.27) et, pour le bassin de l'Ebre et la Catalogne, d'après les cartes géologiques de l'IGME et les travaux de Mensua et al. (1977).

1. Stratigraphie relative des séquences fluviales pyrénéennes

1.1. Des stratigraphies relatives directement inspirée du modèle alpin

Dans les Pyrénées françaises, les stratigraphies relatives mises en place dans le courant du XXe siècle sont, directement ou indirectement, explicitement ou pas, très fortement affiliées aux travaux de Penck & Brückner (1909). La filiation repose d'une part sur un emprunt de la terminologie chrono-stratigraphique mise en place sur le piémont bavarois des Alpes (*Würm, Riss, Mundel, Günz,* Penck & Brückner, 1909) et complétée quelques années plus tard sur le Danube (*Donau, Biber*, Eberl, 1930 ; Schaefer, 1953). Elle repose d'autre part sur une démarche méthodologique commune qui consiste à croiser les critères géométriques, altérologiques et pédologiques et à les appliquer conjointement aux nappes alluviales et aux dépôts de marge glaciaire situés en amont des bassins fluviaux (cf. section 3.2 de l'introduction générale pour une présentation des travaux de Penck & Brückner).

Cependant, dans les Pyrénées, comme dans un grand nombre de montagnes européennes, les analogies avec les travaux alpins ont donné lieu, au moins dans un premier temps, à des modèles stratigraphiques peu robustes car adossés à des corpus d'observations encore peu étoffés et des critères analytiques assez peu opérants. Par exemple, en 1923, Charles Depéret publie une synthèse sur « les glaciations dans les vallées pyrénéennes françaises et leurs relations avec les terrasses fluviales ». Dans cette publication, l'auteur propose d'attribuer au *Würm*, au *Riss* et au *Mindel* des constructions morainiques topographiquement raccordées à des plans de terrasse respectivement situés à +18-20 m, +30-35 m, +55-60 m dans les zones proximales des séquences fluviales pléistocènes. Or, le fait de fonder son analyse sur des critères exclusivement géométriques conduit Depéret à attribuer des dépôts, que l'on sait aujourd'hui contemporains de la dernière glaciation, à trois cycles glaciaires différents (Delmas et al., 2011, 2012, et Delmas 2015). Quelques années plus tard, dans sa thèse de doctorat consacrée au « Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre » et qui couvre les bassins fluviaux de l'Adour, de l'Ossau, du Gave de Pau et de la Neste, Henriette Alimen (1964) retrouve, à l'échelle régionale, les quatre glaciations mises en évidence au début du siècle sur le piémont bavarois des Alpes (Penck & Bruckner, 1909) ainsi que la glaciation de *Donau* définie ultérieurement sur le Danube (Eberl, 1930). Dans cette étude, les deux plus hautes terrasses du piémont nord-pyrénéen sont respectivement corrélées au *Donau* et au *Günz* car leur abondance en quartzites permet de les assimiler aux *Deckenschotter* alpins. Le troisième niveau de terrasse est très fortement encaissé en contrebas des nappes attribuées au *Günz*. Il se caractérise par un état d'altération sensiblement moins avancé que les deux niveaux précédents mais porte encore des sols rouges. Cela conduit Alimen à le corréler au *Mindel* car, dans les Alpes, le *Mindel* correspond à la plus basse terrasse portant des sols rouges à son toit. Enfin, toujours par analogie au modèle alpin, les plus basses terrasses des séquences fluviales nord-pyrénéennes sont attribuées au *Riss* tandis le *Würm* est cantonné à des paliers topographiques (*cut terraces*) localement emboités en contrebas.

A partir des années 1970, des analyses altérologiques et pédologiques sensiblement plus détaillées que celles précédemment mises en œuvre permettent de réviser la stratigraphie des

séquences fluviales nord-pyrénéennes (Icole, 1974 ; Hubschman, 1973, 1975a,b,c). Ces travaux reposent sur une large batterie de données analytiques portant à la fois sur la fraction fine (granulométrie, taux de libération du fer, analyse minéralogique des argiles) et la fraction grossière (résistance au marteau des blocs et galets de pétrographies comparables). Ils reposent aussi sur l'analyse des chrono-séquences de sols sur des bases comparables à celles développées aux Etats-Unis par Birkeland (1968, 1999) et par Bornand (1972, 1978) sur les terrasses du Rhône. Ainsi, les nappes faiblement altérées, sableuses ou caillouteuses, associées à des sols bruns, lessivés et acides (Fig. 3.2), initialement attribuées au *Riss* par Alimen (1964), sont reclassées dans le *Würm*, au sens de « dernier cycle glaciaire » (MIS 2 à 5d), tout comme les constructions morainiques auxquelles ces nappes alluviales sont topographiquement raccordées (cf. section 1 du chapitre 2). Les terrasses portant des profils d'altération relativement profonds, 4 à 5 mètres au moins, des matrices brun-ocre, discrètement enrichies en argile et en fer libre et des fractions grossières constituées d'une proportion notable de galets cristallins altérés (au moins 50 %) sont assimilées au *Riss* (Fig. 3.3), ce terme étant compris comme la « glaciation immédiatement antérieure au dernier cycle glaciaire », c'est-à-dire le MIS 6, car, selon Hubschman (1975c), l'état d'altération de cette génération de dépôts est suffisamment avancé pour être antérieur à l'Eémien. Les niveaux plus anciens se caractérisent par un matériel profondément décomposé, une matrice rougeâtre enrichie en argile kaolinique en surface, des sols à horizons A2 très lessivés (*boulbènes*) et des Bt rouges, bariolés par l'hydromorphie (Fig. 3.4). L'état d'altération des galets, notamment l'épaisseur des cortex sur galets de quartzites, permet de différencier les trois générations de terrasses anté-rissiennes (Fig. 3.5), sans argument cependant pour les corréler à telle ou telle glaciation du Pléistocène référencée dans les stratigraphies isotopiques marines. Les nappes attribuées au *Donau* se singularisent par la présence de cortex de 5 à 30 mm sur galets de quartzites, celle attribuées au Günz par des cortex sur quartzites moins épais, 1 à 5 mm seulement et celles attribuées au Mindel par l'absence de cortex sur galets de quartzites. Sur les niveaux Mindel, les cortex ne sont présents que sur les galets de granitoïdes.

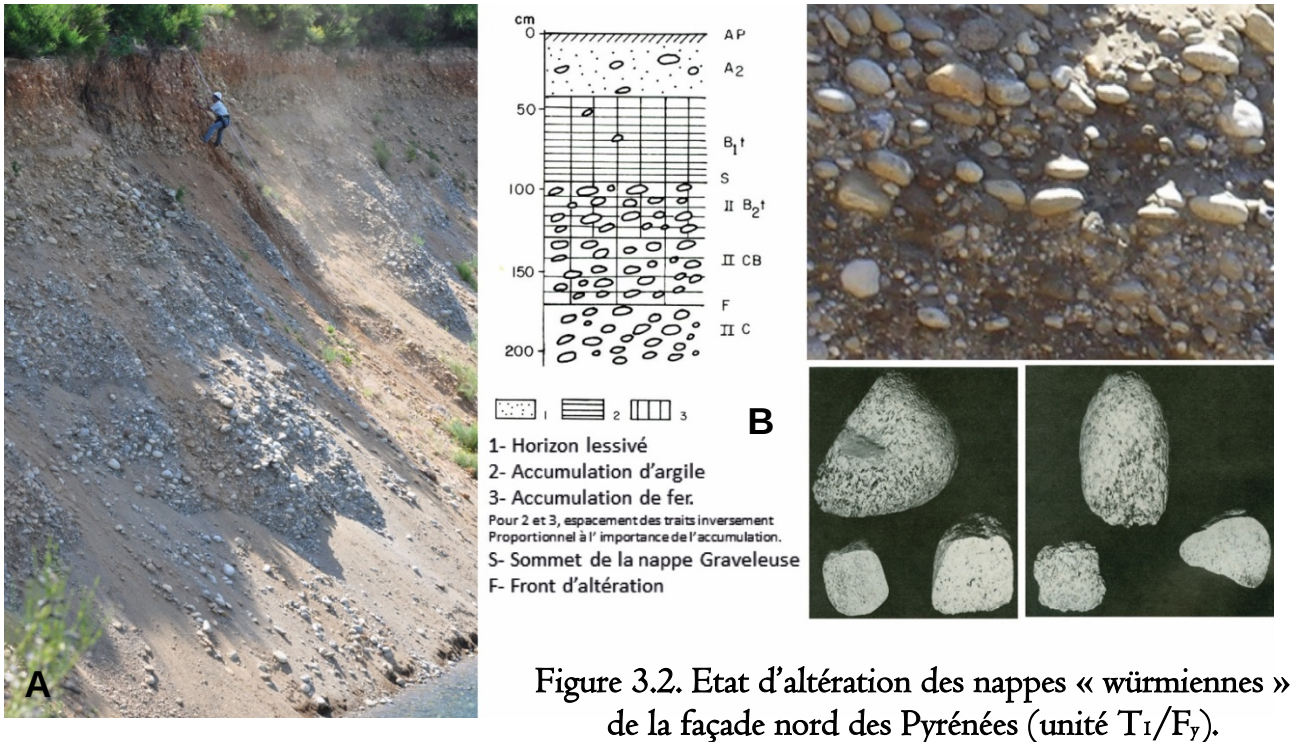


Figure 3.2. Etat d'altération des nappes « würmiennes » de la façade nord des Pyrénées (unité T_1/F_y).

A. Coupe dans la nappe alluviale de Filatier (bassin de Pamiers, Ariège). **B.** Profil schématique des sols bruns lessivés « modaux » développés sur les nappes würmiennes de la Garonne et de l'Ariège (T1/Fy). **C.** Détail sur le faciès sédimentaire de la nappe alluviale de Filatier. Taille maximale des galets 15 à 20 cm de grand axe. **D** et **E.** Détail sur les galets contenus dans les nappes würmiennes : galets sains, absence de cortex d'altération. **B**, **D** et **E** extraits de Hubschman (1975a).

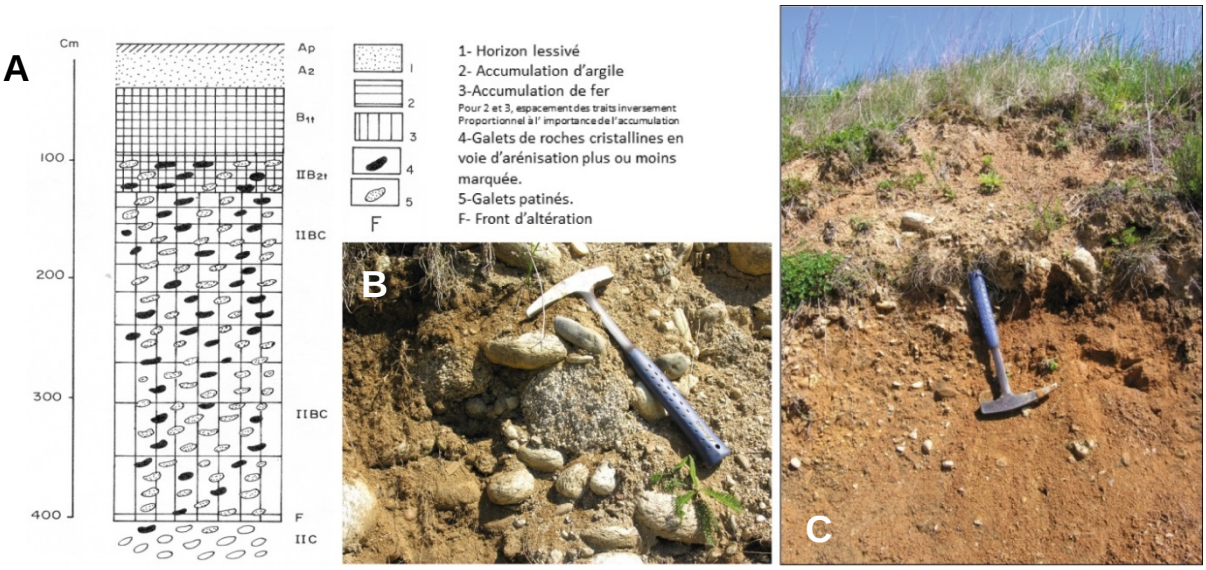


Figure 3.3. Etat d'altération des nappes « Riss » de la façade nord des Pyrénées (unité T2, Fx).

A. Profil schématique des sols lessivés développés sur les nappes attribuées au Riss (T2/Fx). **C.** Détail sur galets cristallins altérés (nappe de Tournac, Ariège). **C.** Sol rouge au toit de la nappe de Tournac. **A** extrait de Hubschman (1975a).

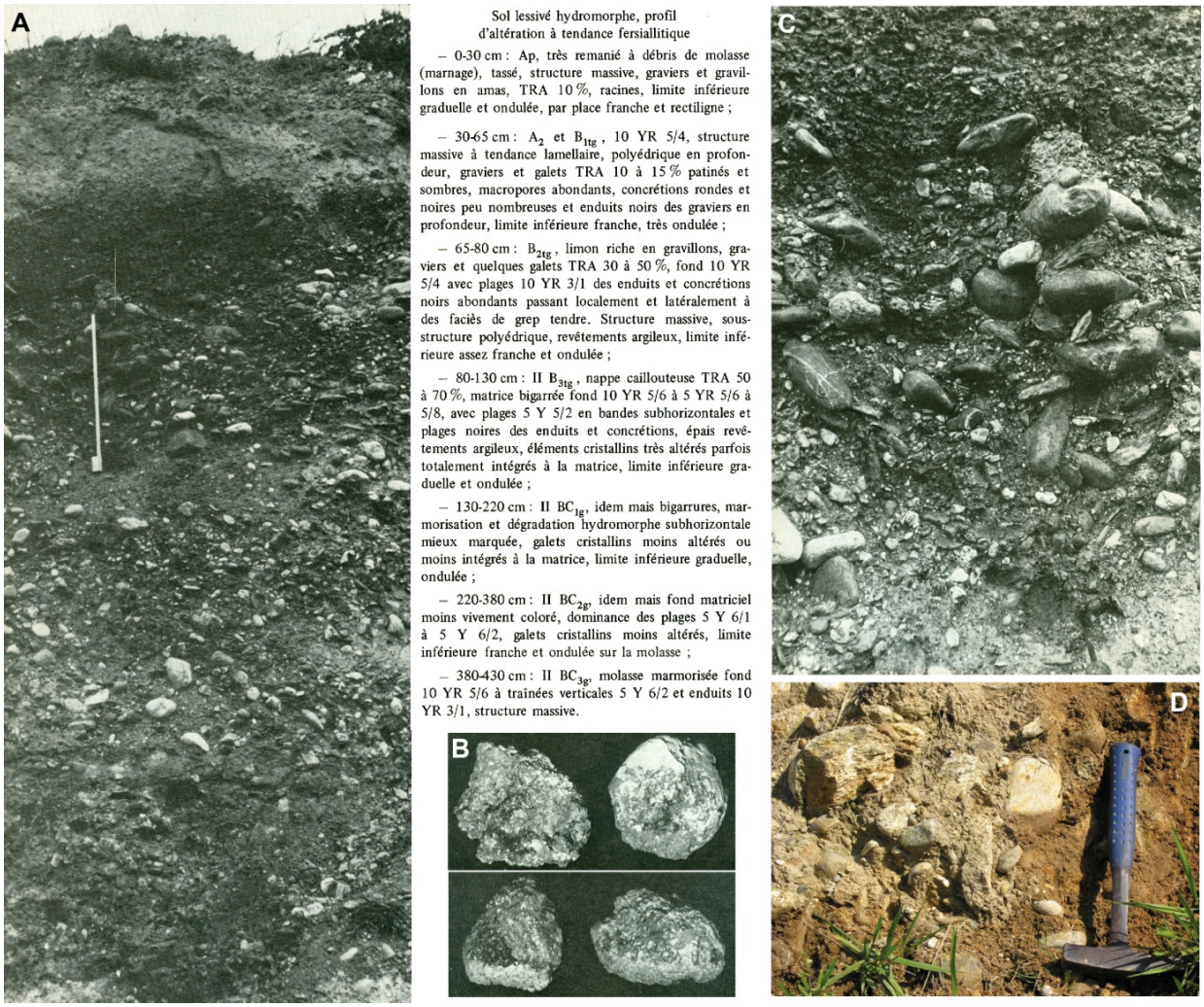


Figure 3.4. Etat d'altération des nappes du « Mindel » (Unité T3/Fw)

A. Terrasse du « Mindel » (unité T3/Fw). Sol lessivé hydromorphe en surface avec forte accumulation de concrétions (horizon noir). Epais profil d'altération argilisé, colmaté et bigarré. **B.** Galets cristallins argilisés issus de la nappe T3/Fw. **C** et **D.** Détail sur le faciès sédimentaire et l'état d'altération de la nappe T3/Fw. **A**, **B** et **C** extraits de Hubschman (1975b).

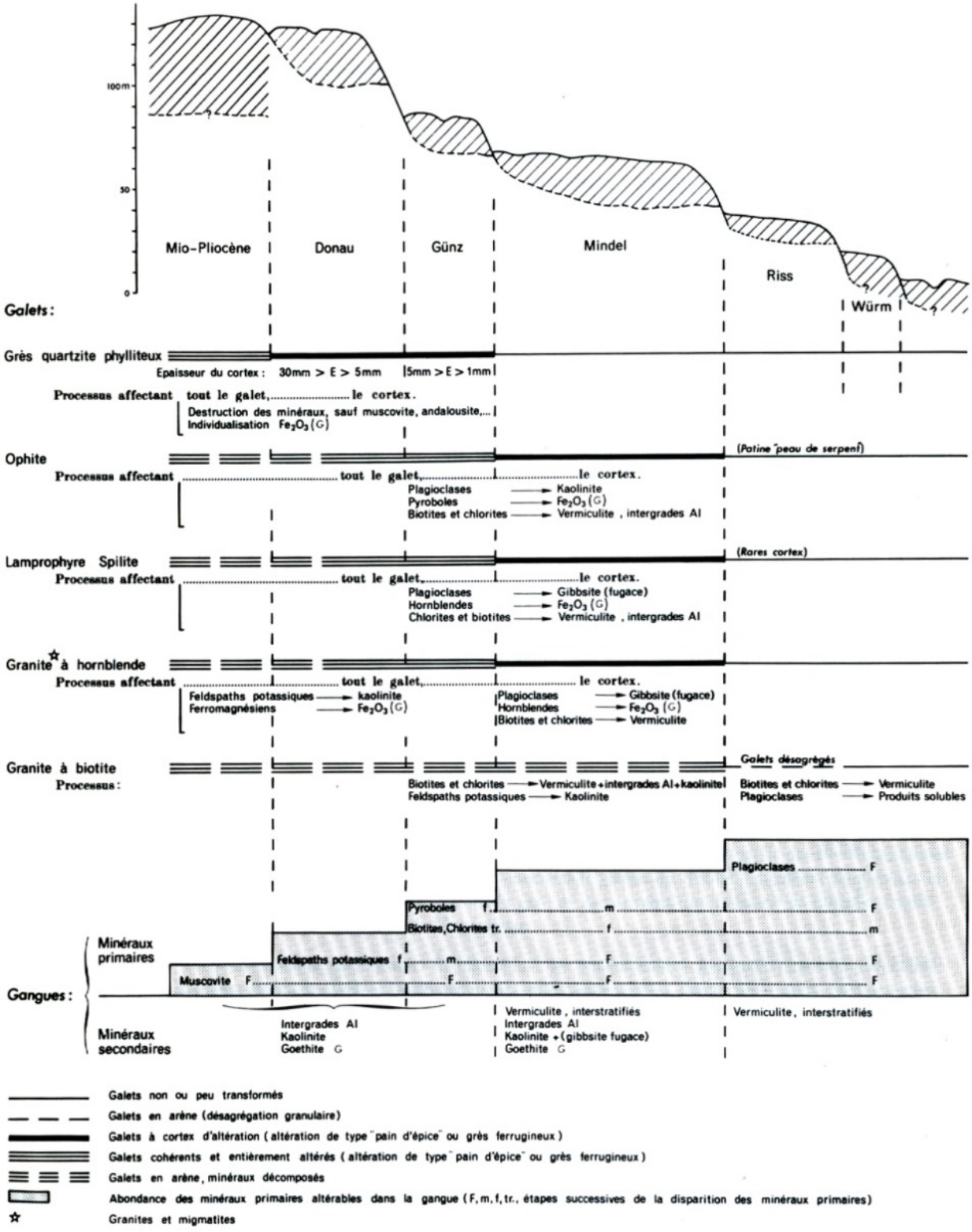


Figure 3.5. Etat d'altération des nappes fluvio-glaciaires de la Neste. Extrait de Icole (1974).

Une grille analytique en tous points comparable à celle développée sur la façade nord de la chaîne a pu être appliquée avec succès aux séquences fluviales de l'extrémité orientale de la chaîne (Agly, Têt, Réart, Tech, Collina-Girard, 1975, 1976 ; Calvet, 1981, 1986, 1996 ; Debals, 1998, 2000 ; Giret, 1995, 1997, 2014 ; synthèse in Calvet et al., 2015a et Delmas et al. 2018). Les résultats

montrent des gradients d'altération analogues et un découpage de la séquence pléistocène en 5 unités stratigraphiques notées T1 à T5 afin de prendre des distances avec la terminologie alpine (Figs. 3.6 et 3.7). Cependant, la numérotation reste organisée du bas vers le haut, donc du plus récent vers le plus ancien ; l'unité T1 étant définie comme la première génération de terrasses perchée au-dessus de la plaine alluviale actuelle et holocène, qui est notée T0. Par ailleurs, dans ces travaux comme dans ceux consacrés aux séquences fluviales de la façade nord-pyrénéenne, T1 est attribué au cycle glaciaire würmien, T2 au *Riss*, au sens de glaciation immédiatement antérieure au dernier cycle glaciaire (MIS 6), tandis que les unités T3, T4 et T5 sont attribuées au Quaternaire moyen et ancien faute d'arguments pour les corréler à un évènement paléoclimatique référencé dans les séquences isotopiques marines.

Sur les terrasses du Roussillon comme sur la façade nord de la chaîne, le critère le plus efficace pour différencier les nappes alluviales est l'état d'altération de la faction grossière. Ce critère a été quantifié à partir d'un comptage systématique des galets dans la masse alluviale, par catégorie pétrographique (quartz, gneiss, granites acides, granodiorites-monzogranites, schistes) et sur une échelle de résistance allant de « sain/cohérent » à « fragile au marteau », « friable à la main » et « fantômes arénisés ». En moyenne 200 galets décimétriques (5-20 cm) par coupe ont été testés (Calvet, 1981, 1986, 1996). Les galets sains passent de 57 % sur T1 à 16 % sur T2, 11 % sur T3 et moins de 10 % sur T4 et T5. Inversement, la classe des fantômes arénisés est négligeable sur T1 et T2 (1 à 2 %, exclusivement des granodiorites), elle augmente sur T3 (8 %) et surtout sur T4 (23 %) et T5 (34 %).

La proportion de colloïdes argileux dans les matrices et les horizons Bt est un autre critère déterminant, avec moins de 4 % sur T1, 10 % sur T2, où la matrice profonde reste à texture sableuse dominante, et entre 15 et 20 % sur les niveaux T3, T4, T5, où le colmatage par les illuviations d'argiles est massif jusqu'à la base des nappes (Fig. 3.7f à i). Cela va de pair avec le degré de rubéfaction. Elle est absente sur T1 (2.5 Y à 10 YR dans le sol) où les matrices profondes sont gris clair avec quelques passées oxydées ocres liées au battement de la nappe phréatique. Elle est encore modérée sur T2 (5 YR) où elle touche néanmoins toute l'épaisseur de la nappe. Elle devient plus intense sur les hauts niveaux T3 (2.5 YR à 5 YR), T4 (2.5 YR à 10 R) et T5 (2.5 YR à 5 YR).

Des sols bruns plus ou moins acides mais faiblement lessivés occupent T1. Les sols fersiallitiques apparaissent sur T2 ; ils évoluent, s'acidifient et se dégradent de plus en plus sur les hauts niveaux, avec des bariolages d'hydromorphie dans le Bt et un horizon A2 sableux lessivé gris très clair de plus en plus épais sur T3, T4 et T5. Une forte tendance à la planosolisation s'y manifeste avec un contact tranché entre les horizons A2 et Bt Kaolinite et/ou halloysite représentent 15 à 30 % du stock d'argiles, mais les pics restent faiblement exprimés sur les diagrammes X, sauf sur T4 et T5 où leur valeur est moyenne.

L'enrichissement en galets de quartz en surface des nappes et leurs patines et cortex fournissent des critères déterminants pour caractériser les hauts niveaux : enrichissement encore faible sur T2 (35 % de quartz contre 14 % en profondeur), avec de minces patines ocre jaune millimétriques ; enrichissement très fort sur T3 (80 %) et cortex de quelques millimètres avec de belles patines ocre jaune, parfois rouges ; enrichissement total (100 %) sur T4 et T5 avec des cortex pouvant dépasser 1 cm et des patines ocre jaune et rouge vif à violacé. Sur T4 et T5 les galets polyphasés, cassés, éolisés et affectés par plusieurs générations de patines sont très fréquents.

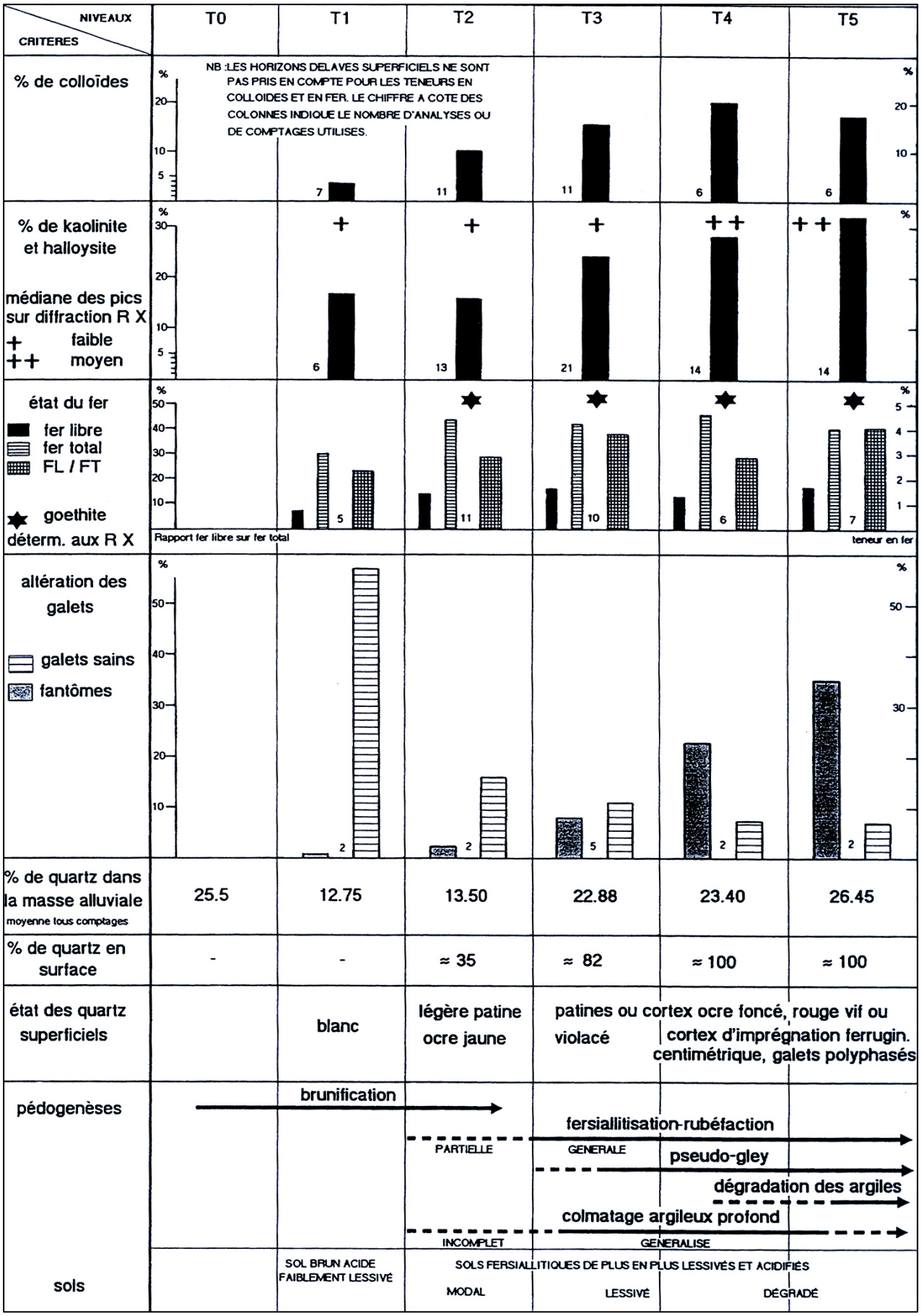


Figure 3.6. Les terrasses fluviales du Roussillon, synthèse stratigraphique. Extrait de Calvet (1996).

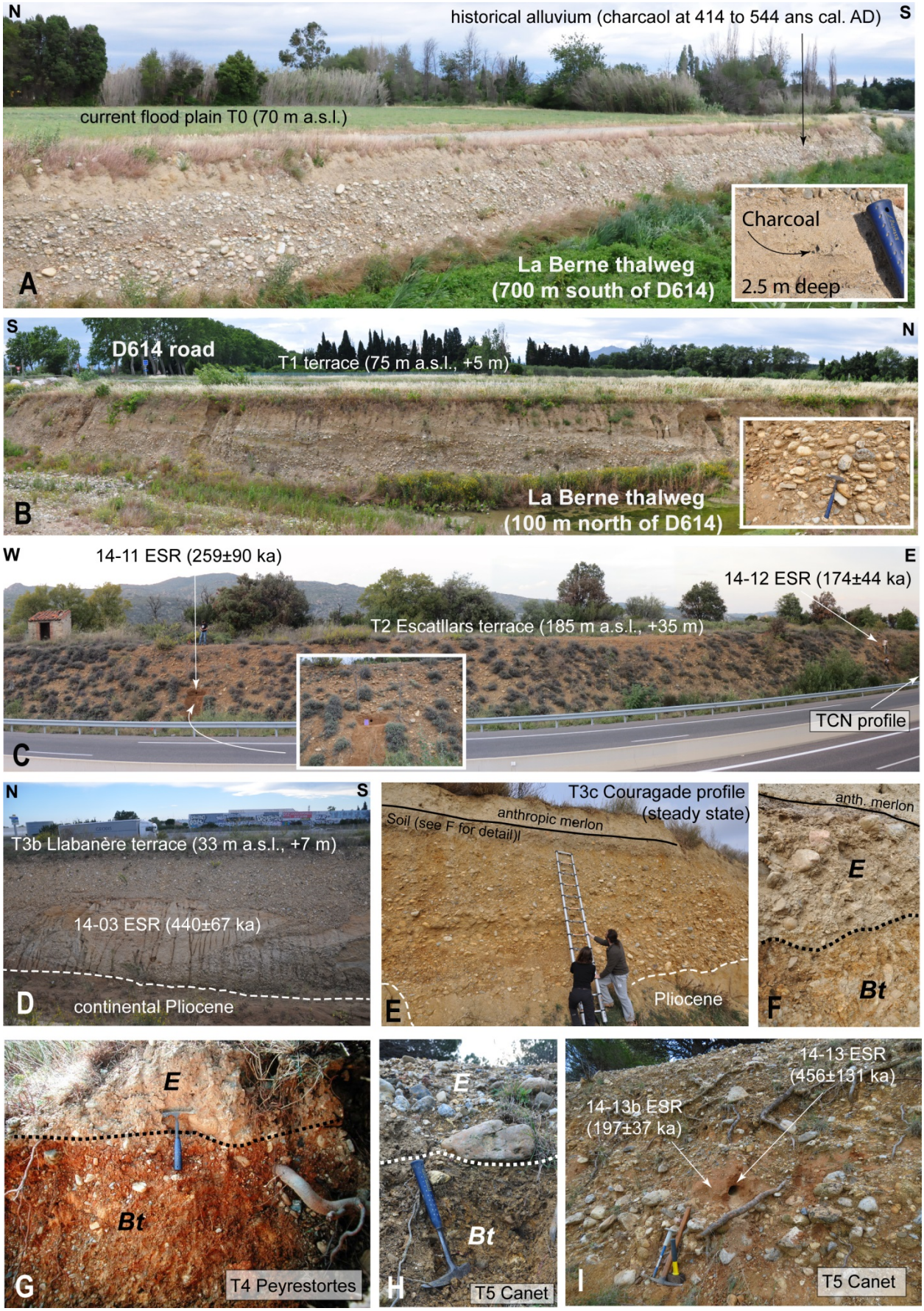


Figure 3.7. Faciès sédimentaires, altérations et sols sur les nappes fluviales du bassin de la Têt.
Extrait de Delmas et al. (2018)

1.2. Un outil de corrélation des séquences fluviales à l'échelle régionale

Les critères altérologiques et pédologiques développés depuis les années 1970 sur les séquences fluviales des Pyrénées françaises fournissent un grille de corrélation des dépôts pléistocènes pertinente à l'échelle régionale pour deux raisons :

(i) Les gradients d'altération observés sur les bassins fluviaux de la façade nord des Pyrénées, qui sont directement exposés aux masses d'air océaniques, sont très proches des gradients d'altération observés sur la façade méditerranéenne de la chaîne en dépit des contrastes climatiques actuels et passés qui caractérisent ces deux façades montagneuses (Fig. 0.23).

(ii) De même, les gradients d'altération observés sur les séquences fluviales du piémont nord-pyrénéen et des bassins côtiers de la façade méditerranéenne sont très proches de ceux observés sur les dépôts de marge glaciaire des hautes vallées nord-pyrénéennes et des bassins intramontagnards de l'extrémité orientale de la chaîne (Gourinard, 1971 ; Hubschman, 1984 ; Calvet, 1996, 1998 ; cf. section 1.1.3 du chapitre 2).

Cela signifie que, sur des nappes alluviales de lithologie et de texture comparable, les contrastes climatiques et paléoclimatiques qui caractérisent le domaine pyrénéen ne sont pas suffisamment tranchés pour avoir impacté les rythmes et modalités de l'altération des formations pléistocènes de manière radicale. Dès lors, il est tout à fait probable que des gradients d'altération analogues à ceux observés dans les Pyrénées françaises caractérisent aussi les dépôts pléistocènes des hautes vallées sud-pyrénéennes dans la mesure où ces dernières se caractérisent par des ambiances climatiques et paléoclimatiques très proches de celles rencontrées dans les bassins intramontagnards de l'extrémité orientale de la chaîne. De plus, la composition lithologique des nappes alluviales situées sur les façades nord, sud et méditerranéenne de la chaîne, ont une origine commune (les terrains paléozoïques de la zone axiale et sa couverture mésozoïque) et sont donc relativement comparables (Fig. 0.25). Par contre, en aval des sierras sud-pyrénéennes, le contexte change radicalement car les matériaux carbonatés issus de la couverture sédimentaire sud-pyrénéenne sont de plus en plus présents dans les nappes alluviales et, surtout, parce que les ambiances climatiques semi-arides du bassin de l'Ebre contrastent beaucoup plus nettement que dans les Pyrénées françaises avec celles des hautes vallées.

Le fait de disposer d'une grille stratigraphique commune, au moins à l'échelle des Pyrénées françaises (cf. *supra*), est particulièrement utile pour notre propos au moins pour trois raisons.

1.2.1. Une aide à la reconstitution des profils en long pléistocènes à l'échelle du bassin versant

Dans la mesure où le nombre de paliers topographiques varie fréquemment entre les sections amont et aval d'un bassin fluvial et dans la mesure aussi où la continuité topographique des plans de terrasse n'est pas toujours assurée, au passage des *knickpoints* notamment, il est très utile de pouvoir se référer à d'autres critères que le seul nombre de plans étagés au-dessus du cours actuel de la rivière pour corréler les plans de terrasse observés en différents points d'un bassin fluvial.

De plus, il est maintenant établi que les paramètres environnementaux qui contrôlent les métamorphoses fluviales, donc les vagues d'aggradation et d'incision qui affectent un cours d'eau,

n'agissent pas à la même échelle spatiale selon qu'il s'agit de paramètres internes au système fluvial, par exemple les variations locales de la morphologie et/ou de la lithologie du fond de vallée, ou au contraire lorsqu'il s'agit de paramètres externes au système fluvial, comme par exemple les changements climatiques, les variations eustatiques et/ou les mouvements tectoniques d'échelle régionale (Maddy et al., 2001, cf. Fig. 0.20). Dès lors, il est tout à fait utile de disposer d'un séquençage stratigraphique des terrasses fluviales capable de faire la part entre les paliers topographiques qui ont une signification strictement locale, donc potentiellement déclenchés par des paramètres environnementaux intrinsèques au système fluvial, et les unités topographiques et sédimentaires qui traduisent une vague d'aggradation puis d'incision qui a affecté l'ensemble du bassin fluvial et qui, par conséquent, résulte plutôt de changements environnementaux externes au système fluvial et d'ampleur régionale. Or, les stratigraphies relatives identifiées dans les Pyrénées françaises permettent précisément cela dans la mesure où les gradients d'altération mis en évidence au sein des séquences fluviales permettent de différencier les grandes unités morphologiques et sédimentaires en faisant abstraction des subdivisions topographiques qui affectent localement telle ou telle unité.

1.2.2. Une aide à la confrontation et à l'interprétation des datations numériques

D'autre part, le fait de disposer d'une stratigraphie relative pertinente à l'échelle régionale, et de profils longitudinaux établis à l'échelle du bassin versant, est un préalable particulièrement utile lorsqu'il s'agit de produire des datations numériques et de les confronter entre elles afin d'obtenir une chronologie des séquences fluviales adossée à des données quantitatives directement corrélables aux référentiels stratigraphiques actuellement disponibles (stratigraphies isotopiques marines, nomenclature INTIMATE).

1.2.2.1. Une aide à l'élaboration des stratégies d'échantillonnage

On a vu précédemment que les paliers topographiques d'un système de terrasse n'ont pas nécessairement la même signification en termes de fonctionnement du système fluvial. Il est donc utile de disposer d'une grille de lecture capable de distinguer les plans topographiques ayant une signification strictement locale et ceux qui concernent l'ensemble du bassin fluvial car cela permet d'orienter efficacement la stratégie d'échantillonnage en fonction des objectifs du projet de recherche.

Par exemple, en Ariège, la nappe T1 est constituée de deux paliers topographiques distincts à la racine du système fluvioglaciaire, dans le bassin de Foix. Le plan supérieur est topographiquement raccordé au front morainique de Garrabet, qui est contemporain du Global LGM (Delmas et al., 2011) tandis que le plan inférieur est topographiquement raccordé à des nappes alluviales postérieures à 19-20 ka compte tenu de leur localisation en amont des fronts morainiques de Bompas-Arignac et de Bernière (cf. Fig. 2.25 pour plus de détails sur la chronologie des fronts morainiques en Ariège). En aval de la cluse de Foix, ces deux paliers topographiques tendent à se confondre en un plan de terrasse unique et remarquablement continu sur 60 km de long et 2 à 3 km de large jusqu'à la confluence avec la Garonne. Ce dispositif géométrique a suscité l'échantillonnage de trois profils verticaux de TCN échelonnés sur une trentaine de kilomètres en aval du front morainique de Garrabet afin de questionner la réponse du système fluvial aux fluctuations post-LGM du glacier de l'Ariège localisé dans la haute vallée (Delmas et al., 2015). Les nappes T2 et T3 n'ont quant à elle fait

l'objet que d'un seul profil vertical de TCN car l'objectif principal était de repérer à quel stade isotopique correspondent ces deux unités de la séquence fluviale.

De même sur la Têt, le principal objectif de la recherche était de quantifier la variabilité spatiale et temporelle du soulèvement vertical de la croûte terrestre à travers une mesure du dénivelé vertical observé entre chaque plan de terrasse et le cours actuel de la rivière. L'échantillonnage a donc privilégié les sites représentatifs de la position moyenne des profils en long associés aux 5 principales unités (T1 à T5) de la séquence fluviale pléistocène.

1.2.2.2. Un guide pour confronter l'ensemble des datations numériques disponibles sur un bassin fluvial

Enfin, le fait de disposer de profils longitudinaux établis à l'échelle du bassin versant permet de confronter, sur des bases objectives et indépendantes, toutes les datations numériques disponibles sur un même bassin fluvial, voire sur des bassins fluviaux voisins et, ainsi, tester la cohérence interne des résultats. De plus, quelle que soit la méthode géochronologique mobilisée, l'échantillonnage concerne toujours :

(i) un objet ponctuel et de taille réduite : quelques centaines de grammes de sédiment dans une lentille sableuse dans le cas des datations OSL et ESR, des macro-restes organiques fossilisés dans un niveau alluvial dans le cas des datations par ^{14}C, des amalgames de graviers et/ou de petits galets de 1 à 3 cm de grand axe prélevés en surface et en plusieurs points sous la surface dans le cas des profils verticaux de TCN,

(ii) un site prélevé en un point précis du bassin versant, une lanière alluviale ou un plan de terrasse.

Il est donc essentiel de disposer d'un outil qui permettre d'extrapoler à la bonne échelle spatiale (cf. *supra*) l'information issue d'une datation numérique qui, par définition, provient d'un segment précis du bassin fluvial.

1.3. Dans les Pyrénées espagnoles, les stratigraphies relatives reposent fondamentalement sur la géométrie des niveaux de terrasse

Sur la façade sud des Pyrénées, les stratigraphies relatives actuellement disponibles reposent sur des critères analytiques et des bases théoriques très différentes de celles développées sur les séquences fluviales des Pyrénées françaises. Cela s'explique probablement par le fait que la principale préoccupation des travaux menés dans les Pyrénées espagnoles, jusqu'à ce que les méthodes de géochronologie numérique se généralisent, était la signification des nappes alluviales très fortement encroutées qui occupent les interfluves en position de piémont.

Jusque dans les années 1980, les « niveaux perchés » du piémont sud-pyrénéen étaient considérés comme totalement différents des terrasses fluviales des fonds de vallée et, de ce fait, attribués à une période antérieure au Quaternaire, le Villafranchien ou la fin du Pliocène (Panzer, 1926, 1933 ; Chevalier, 1928 ; Solé i Front, 1929 ; Solé y Llopis, 1946 ; Solé, 1946, 1953a,b ; Barrère, 1966, 1975 ; Alberto et al., 1983 ; Peña, 1983). Selon ces auteurs, les « hauts niveaux » se distinguent des terrasses quaternaires par :

(i) leur morphologie en buttes triangulaires et leur localisation en position d'interfluve alors que les nappes quaternaires forment des lanières parallèles au cours d'eau actuels et sont cantonnées aux fonds des vallées,

(ii) leur pente longitudinale apparemment plus faible que celle des terrasses quaternaires,

(iii) un dispositif sédimentaire apparemment caractéristique d'épandages fluviatiles à forte divagation latérale (type *megafan*) installés sur un piémont encore assez peu disséqué par le réseau hydrographique.

A partir des années 1980, des analyses sédimentologiques détaillées montrent que cette coupure génétique et chronologique entre les hauts niveaux en position d'interfluve et les terrasses fluviales des fonds de vallée est en réalité totalement artificielle (Bomer, 1979 ; Sancho, 1988 ; Peña & Sancho, 1988). Ces travaux montrent en particulier que la granulométrie, l'épaisseur et le dispositif sédimentaire des nappes alluviales présentent de très fortes parentés entre tous les niveaux des séquences fluviales, y compris les plaines d'inondation actuelles. Par exemple, des mesures systématiques de la taille des galets montrent que la dispersion sur chaque niveau est supérieure à celle observée entre les différentes générations et qu'il n'est jamais possible d'affirmer que les « niveaux perchés » présentent une granulométrie différente de celle observée dans les fonds de vallée, même lorsqu'un léger écart de pente est perceptible entre les profils longitudinaux. C'est seulement dans les hautes vallées pyrénéennes qu'une opposition granulométrique apparaît entre les alluvions actuelles et les cônes de transition fluvioglaciaires qui contiennent des matériaux beaucoup plus grossiers (Bomer, 1979). De même, l'épaisseur et la géométrie des corps sédimentaires sont très comparables entre les hauts et les bas niveaux du piémont où chaque niveau de *strath terrace* traduit une tendance à la divagation latérale des cours d'eau dans de larges plaines d'inondation. Par contre, dans les hautes vallées pyrénéennes, les nappes qui sont raccordées aux dépôts de marge glaciaire sont sensiblement plus épaisses que les nappes du piémont et traduisent une tendance à l'aggradation des paléo-plaines d'inondation en contexte fluvioglaciaire.

Dans le même temps, les évolutions pédologiques qui caractérisent les séquences fluviales sud-pyrénéennes n'ont fait l'objet que d'analyses très ponctuelles. Des travaux décrivent les encroûtements et les séquences de sol des nappes du piémont (Alberto, 1983 ; Sancho et al., 1992 ; Sancho et al., 2003, 2004 ; Lewis et al., 2009 ; Meléndez et al., 2011 ; Calle et al., 2013) mais les altérations et les sols installés sur les nappes siliceuses des hautes vallées ne sont jamais signalés. Cela explique probablement pourquoi ces critères n'interviennent que de manière très secondairement dans les découpages stratigraphiques publiés depuis les années 1980 (Bomer, 1979 ; Sancho, 1988 ; Peña & Sancho, 1988 ; Lewis et al., 2009 ; Calle et al., 2013). Seule la synthèse de B. Bomer (1979) y fait explicitement référence et propose un découpage des séquences fluviales du Sègre, de la Noguera Ribagorçana et du Cinca en 7 unités stratigraphiques corrélables entre ces différents bassins fluviaux.

Par la suite, l'analyse détaillée de la géométrie des étagements a permis de mettre en évidence un nombre beaucoup plus important de paliers topographiques, notamment sur le Cinca et le Gállego où 11 niveaux de terrasse sont maintenant identifiés (Peña & Sancho, 1988 ; Lewis et al., 2009, 2017 ; Benito et al., 2010). Cependant, le cadre stratigraphique « simplifié » mis en place par B. Bomer (1979) demeure tout à fait pertinent dans la mesure où il distingue les grandes unités stratigraphiques corrélables à l'échelle régionale, alors que les décalages topographiques

cartographiés ultérieurement ont, dans un grand nombre de cas, une signification strictement locale (cf. section 1.2).

1.3.1. Un séquençage en 7 unités stratigraphiques (Bomer, 1979)

La figure 3.8 synthétise l'agencement des séquences fluviales du Sègre et de la Noguera Ribagorçana au débouché du premier front montagneux des sierras sud-pyrénéennes. Dans ce schéma, les hautes terrasses situées en position d'interfluve entre le Sègre et le Cinca s'expliquent par un changement de tracé de la Noguera Ribagorçana entre les niveaux 4 et 3 de l'étagement régional.

Sur le Sègre, le bas niveau S1 domine de +8 à +10 m le lit mineur actuel ; il ne comporte aucune trace nette d'évolution pédologique. Le niveau S2 se situe à +20-25 m d'altitude relative ; il porte un encroûtement calcaire net et passe latéralement, au nord et au sud-ouest de Lérida, à des glacis dégradés. Le niveau S3 domine de +50 à +55 m le cours actuel de la rivière ; il porte à son toit une croûte lamellaire et se raccorde lui aussi à des glacis dégradés, notamment au nord de la confluence avec la Noguera Ribagorçana. Enfin, le niveau S4 est jalonné par des lanières alluviales discontinues qui dominent les glacis-terrasses inférieurs (niveaux S3, S2 et S1) et qui sont situés entre +90 et +100 m d'altitude relative.

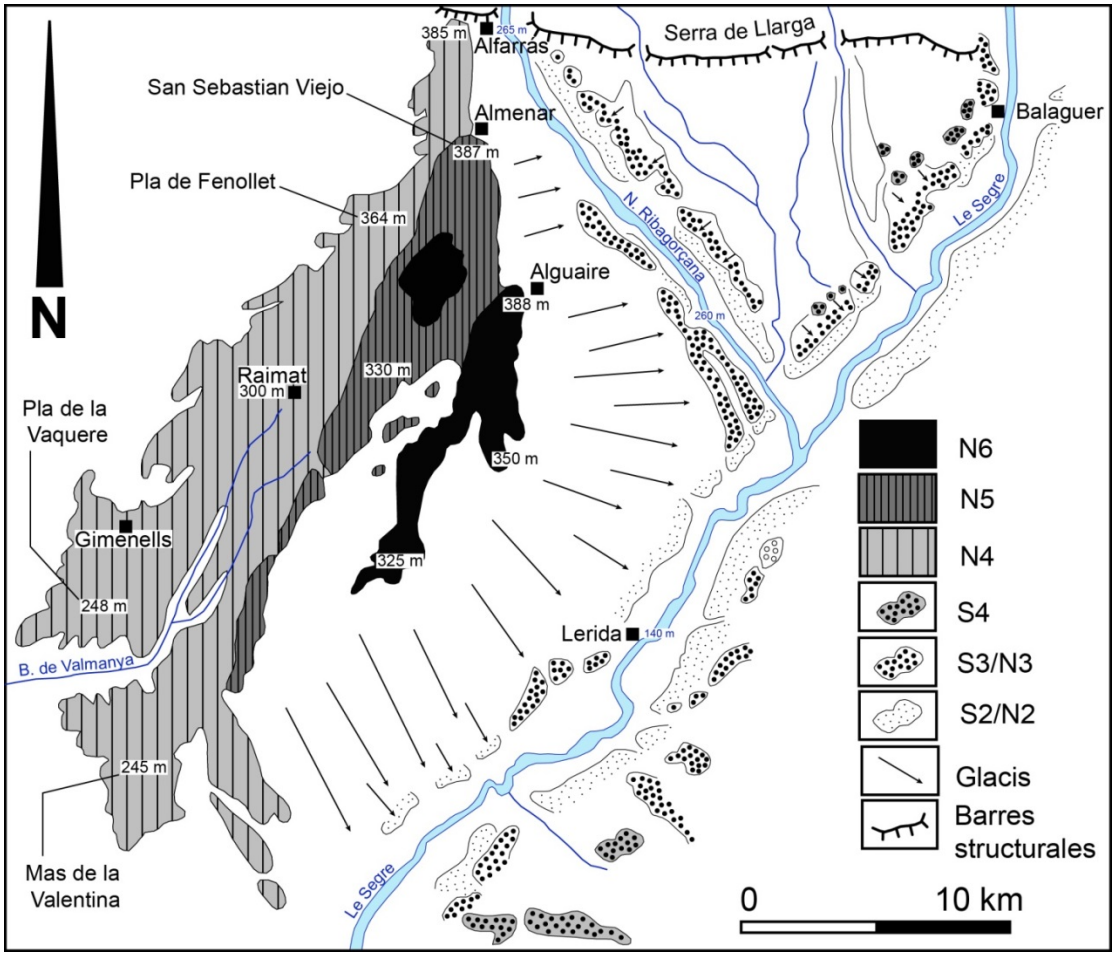


Figure 3.8. Les séquences fluviales du Sègre et de la Noguera Ribagorçana d'après Bomer (1979).

Noter que le niveau SI/NI n'est pas représenté sur cette carte. D'après Bomer (1979), modifié. Ajout de toponymes et cotes altitudes pour faciliter la comparaison avec les figures 3.10 et 3.11.

Au débouché de la Serra de Llarga, le tracé actuel de la Noguera Ribagorçana comprend trois niveaux de terrasses dont le dispositif est exactement équivalent aux 3 niveaux inférieurs du Sègre avec lesquels des raccords topographiques continus sont préservés dans la zone de confluence. Vers l'ouest, les glacis raccordés aux niveaux S3 et N3 sont enracinés au pied des plus hautes terrasses de la Noguera Ribagorçana. Ces hauts niveaux portent des nappes d'alluvions assez minces, de l'ordre de 3 à 4 m d'épaisseur, cimentées par une croûte puissante et constituées de galets de provenance pyrénéenne dont la taille oscille entre 15 et 20 cm de grand axe. Trois niveaux topographiques sont individualisables. Le plus récent est enraciné à 385 m d'altitude au niveau d'Alfarrás, soit une altitude relative de +120 m au-dessus du cours actuel de la Noguera qui se tient à 265 m d'altitude au débouché immédiat de la Serra de Llarga. Ce niveau N4 s'abaisse progressivement vers le sud pour atteindre 300 m d'altitude à Raimat et 245 m à son extrémité méridionale où il se subdivise en deux lanières isolées de part et d'autre du Barranco de Valmanya. Le niveau intermédiaire (N5) est enraciné à 387 m d'altitude à San Sebastian Viejo ; il forme un plan continu jusqu'au droit de Raimat dont le talus bordier domine vers l'ouest le plan N4 d'une trentaine de mètres. Le niveau culminant (N6) est quant à lui enraciné à 388 m d'altitude au-dessus d'Alguaire où il domine le cours actuel de la Noguera Ribagorçana de + 128 m d'altitude relative (lit mineur de la Noguera Ribagorçana à Alguaire : 260 m alt.). A son extrémité sud, ce niveau culminant N6 atteint 325 m dans la Sierra Grosa, soit + 180 m au-dessus du Sègre dans le secteur de Lérida (Sègre à Lérida à 140 m alt.). Le profil longitudinal de ces trois hautes terrasses se caractérise par une pente très proche de celle du cours actuel de la Noguera Ribagorçana et de ses 3 niveaux inférieurs comme en témoigne la position des terrasses N3, N2 et N1 dans l'axe de la vallée actuelle. Cependant, le changement de tracé survenu entre N4 et N3 n'a pas été sans conséquence sur l'étagement des terrasses dans cette vallée. Comme la Noguera Ribagorçana a une pente plus forte que le Sègre, le niveau N3 est inscrit une soixantaine de mètres en contrebas du niveau N4 alors que l'écart entre S4 et S3 n'est que d'une quarantaine de mètres sur le Sègre.

Sur le Cinca, l'étagement des niveaux et le découpage de la séquence fluviale est relativement proche du système décrit sur le Sègre et la Noguera Ribagorçana (Fig. 3.9). Le bas niveau C1 du Cinca est dépourvu d'encroûtement et se tient à +10-12 m au-dessus du cours actuel de la rivière. Le niveau C2 est nettement encroûté et systématiquement raccordé à des glacis. Sur le Cinca, ce niveau est d'une remarquable continuité sur les deux rives, du débouché des sierras sud-pyrénéennes, vers El Grado, à la confluence de Granja d'Escarpe où il est topographiquement raccordé au niveau S2 du Sègre qui est perché à +15-20 m d'altitude relative. Dans l'axe de la vallée, l'altitude relative de ce niveau C2 s'élève progressivement jusque vers +25 m d'altitude relative à Alfantega et +40 m d'altitude relative à la lanière de San Pietro immédiatement au sud de Monzón. Le niveau C3 n'est pas représenté entre Monzón et Bellver en raison du développement des glacis raccordés aux terrasses C2 mais il est connu plus au nord et dans la zone de confluence avec le Sègre, en aval de Zaidín. Par contre, entre Monzón et Bellver, le niveau C4 est préservé en rive gauche où il forme un large complexe de glacis-terrasse perché à +120 d'altitude relative immédiatement au sud de Monzón (lanière à 357 m d'altitude) et à +100 m d'altitude relative entre Alfántega et Binaced (lanière à 325 m à la Sierra de Faceras). Les buttes des Brujas et de la Sierra de San Salvador sont quant à elles attribuées à un niveau C6 compte tenu de leur altitude relative (+190-195 m) qui est proche de celle observée pour le niveau N6 en Noguera Ribagorçana. Ces hautes terrasses portent une nappe de 5 m d'épaisseur constituée de galets de provenance pyrénéenne très fortement cimentés. A l'ouest du Cinca, un très haut niveau de terrasse est conservé en position d'interfluve

entre Berbegal, El Tornillo et Castelflorite. Ce niveau est plus ancien que les buttes des Brujas et du San Salvador puisque son altitude relative le place à +240 m au-dessus du cours actuel du fleuve. Ce niveau C7 est le plus haut témoin alluvial conservé sur le Cinca. Il est associé à une nappe de 5 à 6 m d'épaisseur, qui est puissamment encroûtée et qui renferme des galets de quartzite, des calcaires paléozoïques et des calcaires à alvéolines de provenance pyrénéenne. Comme sur la Noguera Ribagorçana, les plus hautes terrasses du Cinca témoignent de modifications de tracé de grande ampleur survenues entre les niveaux supérieures (C6 et C7) et moyens (C4) de la séquence fluviale.

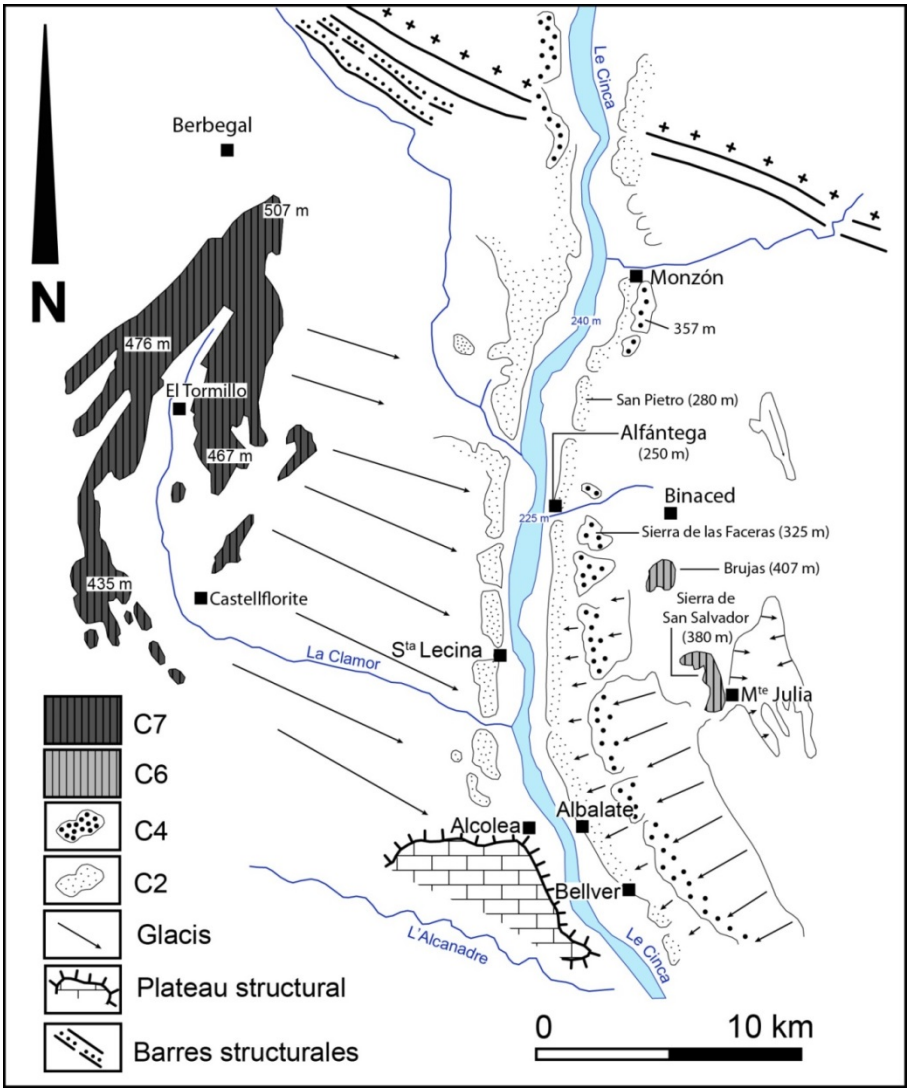


Figure 3.9. La séquence fluviale du Cinca d'après Bomer (1979).

Noter que le niveau C1 n'est pas représenté sur cette carte. Extrait de Bomer (1979), modifié. Ajout de toponymes et cotes altitudes pour faciliter la comparaison avec les figures 3.10 et 3.11.

1.3.2. Multiplication des paliers topographiques et tentatives de corrélation régionale

Suite à cette première synthèse, plusieurs auteurs ont précisé la cartographie des terrasses et glacis de la marge pyrénéenne du bassin de l'Ebre et montré que le nombre de paliers topographiques présents sur les bassins fluviaux du Cinca, du Sègre et de la Noguera Ribagorçana est en réalité plus important que ce que signalent les travaux de Bomer (1979, cf. *supra*). Par exemple, sur le Sègre et la Noguera, Peña (1983) individualise 6 niveaux de terrasse clairement étagés au-dessus du cours actuel de la rivière (Fig. 3.10). Quelques années plus tard, Sancho (1988) identifie sur

le Cinca une dizaine de paliers topographiques distincts (Fig. 3.11). Compte tenu de la configuration spatiale de ces trois bassins fluviaux, compte tenu aussi de la préservation des hauts niveaux de la Noguera Ribagorçana et de l'existence de terrasses topographiquement continues dans les zones de confluence (cf. *supra*), des corrélations stratigraphiques ont pu être proposées entre ces trois bassins fluviaux (Peña & Sancho, 1988). Le tableau 3.1 reprend ces corrélations stratigraphiques (cf. bloc central) et les mets en parallèle avec les terminologies mises en place antérieurement (Bomer, 1979) et postérieurement (Lewis et al., 2009, 2017 ; Stange et al. 2013) afin faire le lien entre les différentes synthèses publiées sur ces systèmes fluviaux.

Tableau 3.1 : Séquençage stratigraphique des terrasses du Cinca, de la Noguera Ribagorçana et du Sègre

Bomer, 1979			Peña & Sancho, 1988				Lewis, 2009	Stange et al., 2013
Cinca	N. Rib.	Sègre		Cinca	N. Rib	Sègre	Cinca	Sègre/N. Rib.
C1 : 10-12	N1	S1 : 8-10	T1	2-3	1-5-8	1-2	TQ10	TQ7
			T2	10	10	10	TQ9	TQ6
C2 : 25-40	N2	S2 : 20-25	T3	20	20	18-20	TQ8	TQ5
			T4	45	35-40	35-40	TQ7	TQ4
	N3	S3 : 50-55	T5	60	50-65	60	TQ6	TQ3
		S4 : 90-100	T6	85-90	90-100	80-90	TQ5	TQ2
			T7	100-105			TQ4	
C4 : 120	N4 : 120		T8	115-120	115-120		TQ3	TQ1
	N5 : 150		T9	150	150		TQ2	TQ0
C6 : 190-195	N6 : 180		T10	190			TQ1	
C7 : 240			T11	240			TQ0	

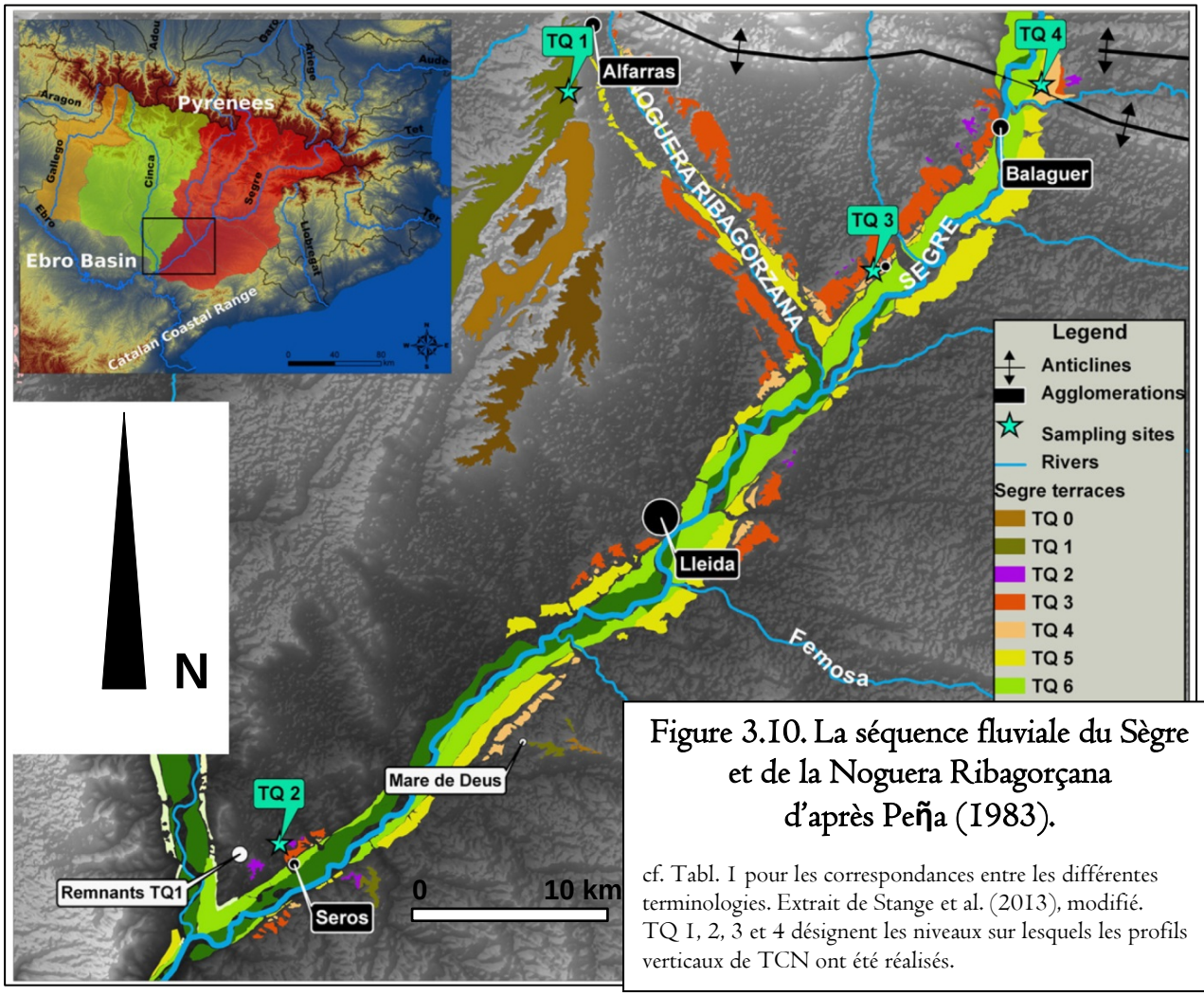


Figure 3.10. La séquence fluviale du Sègre et de la Noguera Ribagorçana d'après Peña (1983).

cf. Tabl. 1 pour les correspondances entre les différentes terminologies. Extrait de Stange et al. (2013), modifié. TQ 1, 2, 3 et 4 désignent les niveaux sur lesquels les profils verticaux de TCN ont été réalisés.

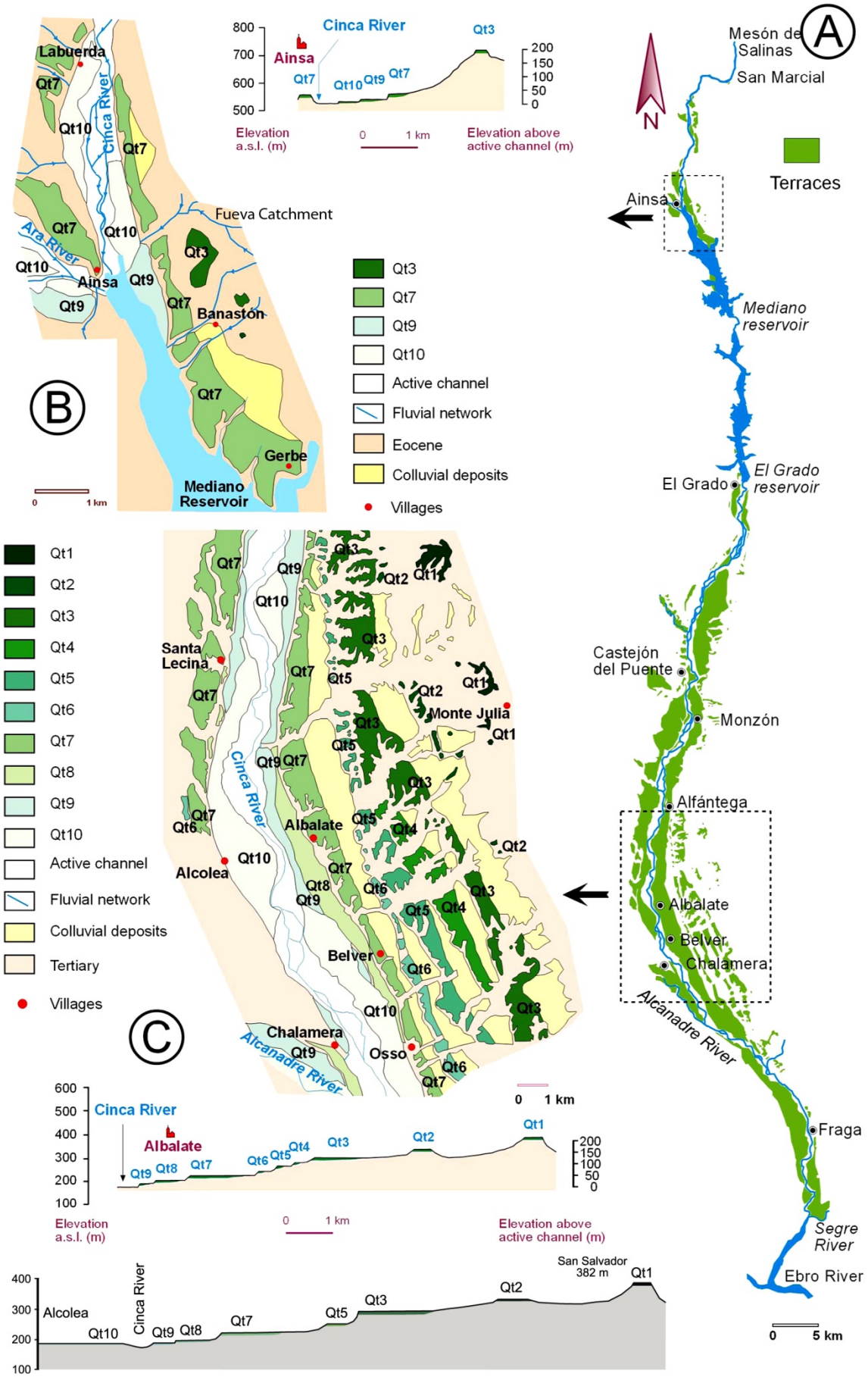
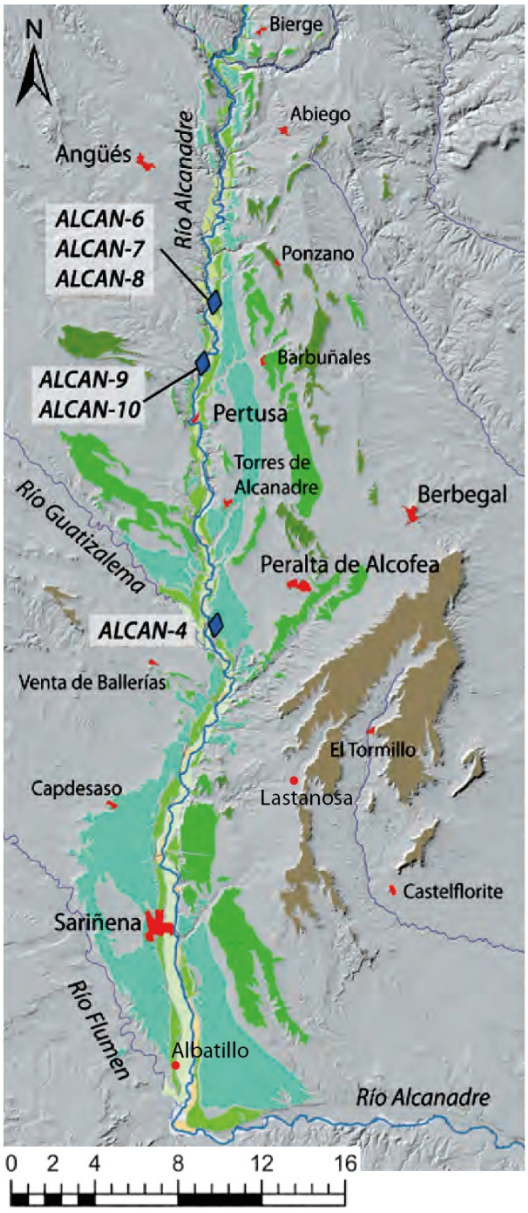


Figure 3.11. La séquence fluviale du Cinca d'après Sancho (1988).

Extrait de Lewis et al. (2017), modifié.

A l'ouest des hauts niveaux de Berbegal, El Tormillo et Castelflorite qui forment le plus haut niveau (TQ0) du Cinca (Lewis et al., 2009, 2017), la séquence fluviale de l'Alcanadre se caractérise par un étagement de 8 niveaux de terrasse nommés du haut vers le bas TQ1 à TQ8 et perchés au-dessus de la plaine alluviale actuelle (TQ9, Fig. 3.12, Calle et al., 2013). Il n'existe donc aucune correspondance chronologique entre cette terminologie locale et celle appliquée aux terrasses du Cinca.



Qt1 : 530 m à Berbegal (+200 m). 410 m à Castelflorite (+160 m). Pente : 5,1 ‰

Qt2 : 600 m à Bierge (+190 m). 370 m à Lastanosa (+100 m). Pente : 7,7 ‰

Qt3 : 575 m à Bierge (+130 m). 300 m à Albalatillo (+55 m). Pente : 6,7‰

Qt4 : 540 m à Bierge (+65 m). 260 m à Sariñena (+30 m). Pente : 6,6 ‰

Qt5 : 510 m à T. Alcanadre (+55 m). 250 m à Sariñena (+20-25 m). Pente : 5,4 ‰

Qt6 : 480 m à Bierge (+40 m). 335 m à confl. Guatizalema (+25 m). Pente : 5,9 ‰

Qt7 : 440 m à Abiego (+30-35 m). 230 m au sud carte (+10 m). Pente : 4,6 ‰

Qt8 : +15 m au nord de la carte. +3-5 m au sud de la carte. Pente : 4,4 ‰

Qt9 : Plaine alluviale actuelle

SITUACIÓN	Qt1	Qt2	Qt3	Qt4	Qt5	Qt6	Qt7	Qt8	Qt9
Sur de Bierge	–	600	570	510	490	480	–	450	430
Angüés	–	555	525	480	455	445	420	–	395
Ponzano	–	520	495	450	425	420	395	–	370
Pertusa	–	480	450	410	385	375	360	–	350
Torres de Alcanadre	510	450	410	390	365	–	340	–	330
Venta de Ballerías	495	–	390	360	340	330	320	315	310
El Tormillo	470	–	370	330	310	–	300	295	290
Capdesaso	440	–	340	315	290	–	280	275	270
Sariñena	420	–	325	300	270	–	260	255	250

Figure 3.12. La séquence fluviale de l'Alcanadre.
TQ1 : Bkm stade VI jusqu'à 3 m ép.
TQ2 : Bkm stade V jusqu'à 2 m ép.
TQ3 : Bkm stade IV de 0,5 à 1,5 m ép.
TQ4 : Bkm stade III.
TQ5 : Bk ~ 1 m ép. stade II et III.
TQ6 : Bk de 30 à 40 cm ép. stades II et III.
TQ7 : Bk stade I et II.
TQ8 : Absence de Bk.
Extrait de Calle et al. (2013), modifié

De même, le séquençage des terrasses fluviales du Gállego repose sur des logiques géométriques peu favorables aux corrélations stratigraphiques entre les différents bassins fluviaux de la façade sud des Pyrénées. De plus, la configuration topographique et géologique de ce bassin fluvial explique l'existence de discontinuités majeures entre les sections amont et aval qui sont très différentes et difficilement corrélables entre elles sur la seule base des critères géométriques. En effet, dans la section pyrénéenne du bassin du Gállego, à proximité des fronts morainiques contemporains de l'emprise würmienne maximale, l'incision fluviale pléistocène est relativement limitée et l'étagement des terrasses limitée à 7 paliers topographiques au-dessus de la plaine

alluviale actuelle. Par contre, en aval des sierras externes, l'incision fluviale pléistocène est beaucoup plus importante, notamment entre Murillo et Zuera, où on compte jusqu'à 12 niveaux de terrasses étagés au-dessus de la plaine alluviale actuelle (Fig. 3.13). En aval de Zuera par contre, la dissolution des gypses du substrat rocheux a induit des phénomènes de subsidence et une forte tendance à l'aggradation des nappes fluviales pléistocènes qui peuvent atteindre localement 100 m d'épaisseur alors que plus en amont, la séquence fluviale se caractérise par un étagement de *strath terraces* de 2 à 5 m d'épaisseur (Fig. 3.14).

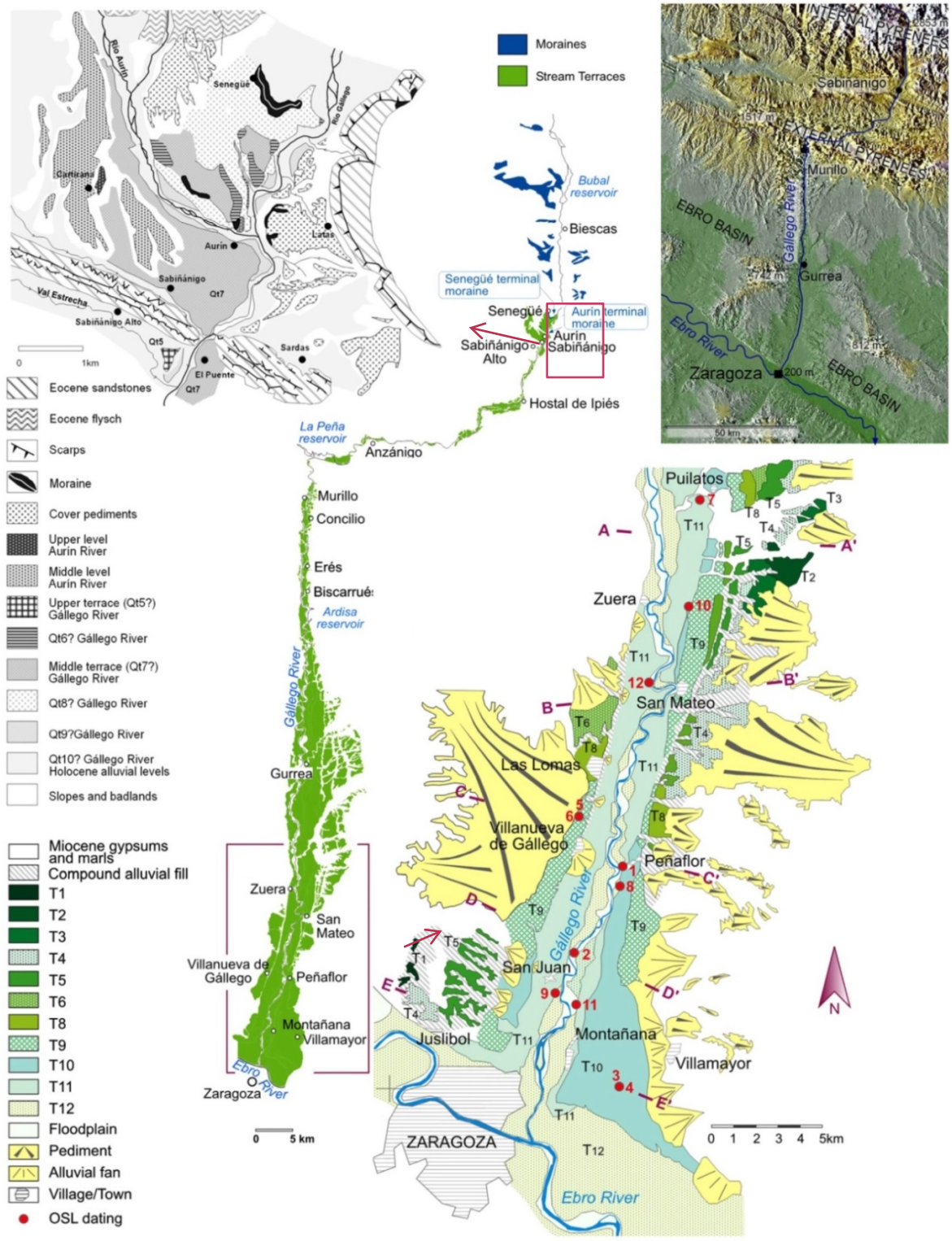
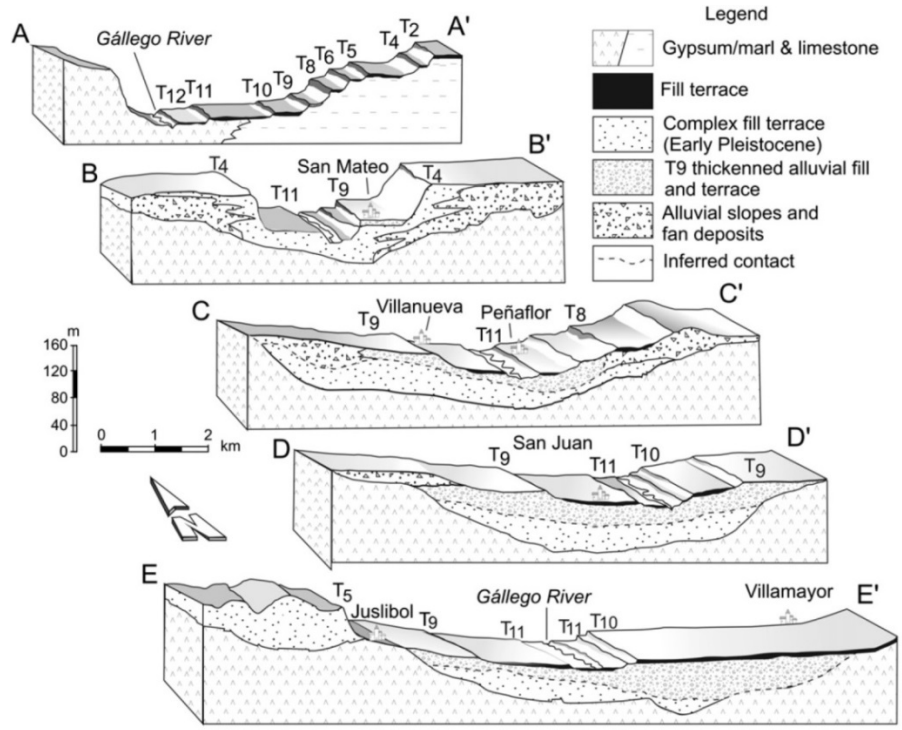


Figure 3.13. La séquence fluviale du Gállego. Extrait de Lewis et al. (2009) et de Benito et al. (2010), modifié.



Gállego Terraces		
	3 km NE Zuera	7 km N Gurrea
Alluvial plain	+2	+2
T12	+3-10	+2-9
T11	+10-12	+12-20
T10	+20	+20-30
T9	+30-40	+40-50
T8	+45	+50
T7	--	+60-70
T6	+60	+85-90
T5	+75	+100
T4	+85	+120
T3	+95	+130-140
T2	+105	+150
T1	--	+175

Figure 3.14. Etagement des *strath terraces* et *fill terraces* dans la vallée du Gállego.
Les transects A, B, C, D et E sont localisés sur la figure 3.12. Extrait de Benito et al. (2010), modifié

2. Datation numérique des séquences fluviales pyrénéennes

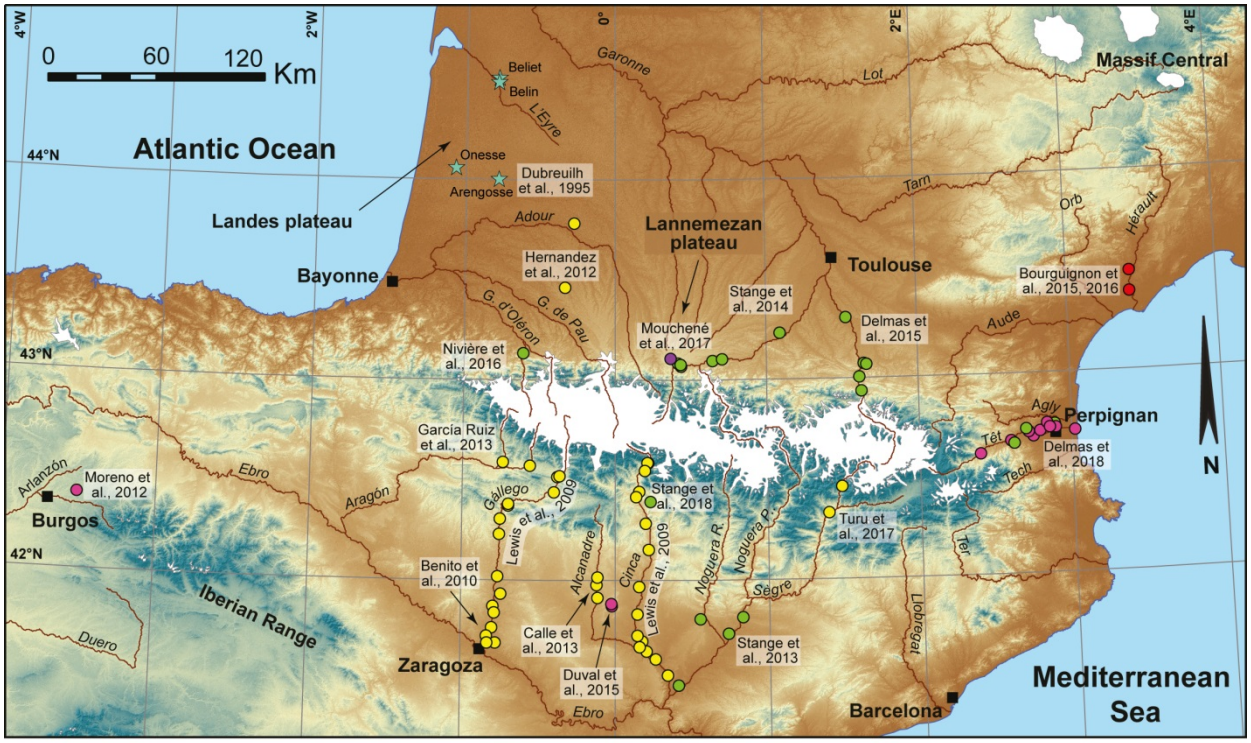
L'acquisition de datations numériques adossées à une stratigraphie relative des séquences fluviales est une étape incontournable :

(i) pour raisonner sur la nature et la temporalité des forçages environnementaux responsables des métamorphoses fluviales et, donc, des cycles aggradation-incision au sein des systèmes fluviaux,

(ii) mais aussi pour quantifier la variabilité spatiale et temporelle du soulèvement vertical responsable de l'étagement des terrasses fluviales à travers une mesure du dénivelé vertical observé au-dessus du cours actuel de la rivière (cf. section 4.3.2 de l'introduction).

Les datations numériques actuellement disponibles sur les bassins fluviaux pyrénéens sont issues de méthodes géochronologiques très variées (Fig. 3.15). Les premières séries de données ont été produites sur le Cinca et le Gállego à partir de mesures OSL (Sancho et al., 2003, 2004 ; Lewis et al., 2009 ; Benito et al., 2010). D'autres données OSL sont maintenant disponibles sur le Sègre, l'Alcanadre, l'Aragón et le Gave de Pau (Turu et al., 2017 ; Calle et al., 2013 ; García-Ruiz et al., 2013 ; Hernandez et al., 2012). Compte tenu de la plage temporelle couverte par la méthode (200 à 300 ka maximum), ces datations ne concernent que les niveaux de terrasse les plus récents. Les datations par profils verticaux de TCN sont en revanche capables de couvrir des plages temporelles beaucoup plus longues (cf. section 4.1.1 du chapitre 1), à condition cependant qu'elle soit appliquée à des systèmes de terrasses qui ont enregistré une érosion très faible depuis leur exposition initiale. Depuis quelques années, plusieurs auteurs ont appliqué cette méthode aux séquences fluviales du Sègre, de la Garonne, de la Neste, de l'Ariège et de la vallée d'Aspe (Stange et al., 2013, 2014 ; Delmas et al.,

2015, 2018 ; Nivière et al., 2016 ; Mouchené et al., 2017). On propose ici de re-modéliser ces différents profils verticaux sur la base de paramètres homogènes afin de faciliter la comparaison des résultats. De même, la méthode ESR a fourni très récemment des datations tout à fait convaincantes concernant les hautes terrasses du système Cinca-Alcanadre et du bassin de la Têt (Sancho et al. 2016 ; Delmas et al., 2018).



Late Pleistocene ice extent after Calvet et al., 2011. River network after HYDROSHEDS (Lehner & Grill, 2013).

Figure 3.15. Synthèse des datations numériques associées aux séquences fluviales pyrénéennes. Extrait de Delmas et al. (2018), modifié.

2.1. Les données OSL et la datation des basses terrasses

2.1.1. Les données OSL disponibles sur le Cinca

Sur le Cinca, les niveaux TQ5 à TQ9 ont fait l'objet de 36 datations OSL (Lewis et al., 2009). Les prélèvements ont été réalisés principalement sur des lentilles de sable imbriquées dans la masse alluviale grossière des *strath terraces* du piémont et des nappes fluvioglaciaires des hautes vallées. Plus ponctuellement, les prélèvements ont porté sur des dépôts d'inondation et des dépôts éoliens qui recouvrent localement les nappes alluviales proprement dites. Les résultats sont livrés avec un intervalle de confiance à 1σ. Les datations numériques sont confrontées à une analyse quantitative des chrono-séquences de sols afin d'évaluer la cohérence interne des résultats géochronologiques. Les sols sont décrits à partir de la nomenclature de l'U.S. Soil Survey Staff (1993) et d'index de développement des sols (*SDI : Soil Development Index*, *HDI : Horizon Development Index* et *PDI : profile Development Index*) établis sur la base de critères de terrain et de laboratoire tels que la couleur, la texture, la structure, la densité à sec, la teneur en carbonate secondaire, la teneur en colloïdes (Harden, 1982; Harden & Taylor,1983; McDonald et al., 1996). Les encroûtements sont

décrits à partir d'une échelle qualitative constituée de 6 stades d'évolution (Tabl. 3.2, Gile et al., 1981 ; Machette, 1985 ; Birkeland, 1999).

Tableau 3.2 : Echelle qualitative des stades d'encroûtement

Stage	Gravelly Parent Material	Nongravelly Parent Material
I	Thin discontinuous clast coatings; some filaments; matrix can be calcareous next to stones; about 4% $CaCO_3$	Few filaments or coatings on sand grains; <10% $CaCO_3$
I+	Many or all clast coatings are thin and continuous	Filaments are common
II	Continuous clast coatings; local cementation of few to several clasts; matrix is loose and calcareous enough to give somewhat whitened appearance	Few to common nodules; matrix between nodules is slightly whitened by carbonate (15–50% by area), and the latter occurs in veinlets and as filaments; some matrix can be noncalcareous; about 10–15% $CaCO_3$ in whole sample, 15–75% in nodules
II+	Same as stage II, except carbonate in matrix is more pervasive	Common nodules; 50–90% of matrix is whitened; about 15% $CaCO_3$ in whole sample
Continuity of fabric high in carbonate		
III	Horizon has 50–90% K fabric with carbonate forming an essentially continuous medium; color mostly white; carbonate-rich layers more common in upper part; about 20–25% $CaCO_3$	Many nodules, and carbonate coats so many grains that over 90% of horizon is white; carbonate-rich layers more common in upper part; about 20% $CaCO_3$
III+	Most clasts have thick carbonate coats; matrix particles continuously coated with carbonate or pores plugged by carbonate; cementation more or less continuous; >40% $CaCO_3$	Most grains coated with carbonate; most pores plugged; >40% $CaCO_3$
Partly or entirely cemented		
IV	Upper part of K horizon is nearly pure cemented carbonate (75–90% $CaCO_3$) and has a weak platy structure due to the weakly expressed laminar depositional layers of carbonate; the rest of the horizon is plugged with carbonate (50–75% $CaCO_3$)	
V	Laminar layer and platy structure are strongly expressed; incipient brecciation and pisolith (thin, multiple layers of carbonate surrounding particles) formation	
VI	Brecciation and recementation, as well as pisoliths, are common	

Taken from Gile and others (1981) and Machette (1985), with further modification by R.R. Shroba (written communication, 1982).

Au total, les auteurs relèvent une bonne concordance entre les âges OSL, l'étagement des terrasses et les chrono-séquences de sols développés à leur toit (Tabl. 3.3 et Fig. 3.16).

La terrasse TQ5 a fait l'objet de deux datations OSL sur une même lentille de sable prélevée dans la masse alluviale au droit de Bellver (cf. Fig. 3.11 pour les localisations). Ces deux datations indiquent des âges très proches, avec des marges d'erreur qui se recoupent largement (171±22 ka et 180±12 ka). Sur ces bases, un âge pondéré moyen de 178±21 ka est proposé pour ce niveau de terrasse. Dans ce secteur, la terrasse TQ5 forme un plan alluvial continu situé à + 80 m d'altitude relative. Les sols sont décrits à partir de 3 fosses pédologiques localisées au droit de Bellver (RCT6-1, RCT6-2, RCT6-3). Les valeurs du PDI oscillent entre 45,1 et 59,9. Les horizons B se caractérisent par des accumulations de carbonates (Bk) et des cimentations (Bkm) relativement avancées (stade III^+ et IV^+). Une troisième datation provient de limons éoliens localisés au toit de la terrasse TQ5 au niveau de Bellver ; l'âge OSL à 20±3 ka obtenu sur ce dépôt n'est donc pas représentatif de la période au cours de laquelle l'aggradation de la nappe TQ5 a eu lieu.

La terrasse TQ6 n'a fait l'objet que d'une seule datation OSL et une seule fosse pédologique (RCT5-1). Cette nappe est située une vingtaine de mètres en contrebas de la nappe TQ5 (+60 m d'altitude relative entre Monzón et Fraga) ; elle se caractérise par une pédogenèse un peu moins avancée mais proche de celle observée sur TQ5, avec un PDI de 43, un horizon B bien développé,

enrichi en argiles et en carbonates (Btk) avec des encroûtements de niveau III^{+}. Compte tenu de ces éléments, l'âge OSL à 97±16 ka obtenu sur ce niveau de terrasse est retenu par les auteurs pour dater la mise en place de cette nappe alluviale.

Tableau 3.3 : Datations OSL disponibles sur la séquence fluviale du Cinca

Oxford lab code	Northing	Easting	Elevation (m)	Location	Terrace no.	Soil no.	Depth (m)	De (Gy)	Dose rate (mGy/a)	OSL date (ka)
Cinca River										
Fluvioglacial deposits										
X814*	4718674	271870	789	Salinas de Sin	NA		5.0	127 ± 7	2.77 ± 0.17	46 ± 4
X815*	4718674	271870	789	Salinas de Sin	NA		5.0	161 ± 13	2.60 ± 0.15	63 ± 6
X829*	4718674	271870	789	Mesón Salinas	NA		8.0	161 ± 33	2.28 ± 0.15	71 ± 15
X831*	4718480	270710	760	San Marcial	NA		2.0	141 ± 22	1.85 ± 0.12	76 ± 13
Loess										
X818	4619704^	268358	247	Belver	Qt4	RCT7-3	0.8	58.0 ± 7.1	2.96 ± 0.19	20 ± 3
Qt5 fluvial terrace										
X398	4618380	266866	215^	Belver	Qt5	RCT6-1	0.8	237 ± 26	1.39 ± 0.09	171 ± 22
X399	4619473	266357	217^	Belver	Qt5	RCT6-2	1.0	209 ± 7	1.16 ± 0.7	180 ± 12
Qt6 fluvial terrace										
X397	4618085	266253	200	Belver	Qt6	RCT5-1	1.7	157 ± 23	1.62 ± 0.11	97 ± 16
Qt7 fluvial terrace										
X395	4700762	265624	575^	Pueyo Araguas	Qt7		10.0	84 ± 15	3.00 ± 0.21	28 ± 6
X396	4700762	265624	585^	Pueyo Araguas	Qt7		20.0	156 ± 26	2.46 ± 0.18	63 ± 12
X1122*	4700762	265624	585^	Pueyo Araguas	Qt8		7.5	128 ± 27	2.16 ± 0.12	59 ± 13
X825	4692548	268289	534	Ainsa	Qt7		2.0	241 ± 22	1.88 ± 0.12	128 ± 14
X824	4684406	269987	487	Ligüerre Cinca	Qt7		0.9	161 ± 6	1.85 ± 0.12	87 ± 7
X823	4678877	270913	461	Moscarazos	Qt7		1.0	82 ± 15	1.28 ± 0.08	64 ± 13
X827	4669686	270714	404^	El Grado	Qt7		2.0	94 ± 14	1.75 ± 0.11	54 ± 9
X820	4633077	263267	243	Alfántega	Qt7		2.0	117 ± 16	1.40 ± 0.09	83 ± 13
X811*	4633077	263267	243	Alfántega	Qt7		1.5	196 ± 10	1.46 ± 0.07	134 ± 9
X822	4634387	263310	247	Alfántega	Qt7		2.0	128 ± 26	2.44 ± 0.16	52 ± 11
X197	4618846	265647	262^,#	Albalate-Belver	Qt7	RCT4-1	0.6	150 ± 3	2.45 ± 0.12	61 ± 3
X199	4613809	267775	173	Almudáfar	Qt7		1.2	101 ± 5	1.80 ± 0.09	56 ± 4
X198	4613809	267775	173	Almudáfar	Qt7		2.3	118 ± 5	1.82 ± 0.10	65 ± 5
X810*	4613809	267775	173	Almudáfar	Qt7		2.0	223 ± 5	1.84 ± 0.10	121 ± 7
Qt8 fluvial terrace										
X817	4624970^	262087	184#	Albalate	Qt8	RCT3-1	1.0	89.0 ± 10.2	2.26 ± 0.14	39 ± 5
X821	4614698	267127	154	Almudáfar	Qt8		3.1	83 ± 10	1.96 ± 0.13	42 ± 6
X833*	4598786	279236	112	Fraga	Qt8		3.5	117 ± 6	2.50 ± 0.16	47 ± 4
X834	4598802	279195	109	Fraga	Qt8		5.5	150 ± 5	1.89 ± 0.13	79 ± 6
X808*	4598765	278848	109	Fraga	Qt8		5.5	88 ± 4	1.75 ± 0.10	50 ± 4
X809*	4598765	278848	109	Fraga	Qt8		5.5	90 ± 2	1.79 ± 0.11	50 ± 3
Qt9 fluvial terrace										
X828	4667581	270671	358	El Grado	Qt9		2.0	18.3 ± 1.1	1.86 ± 0.12	10 ± 1
X826*	4648906	266149	271	Castejón	Qt9		2.1	21.8 ± 0.7	1.89 ± 0.13	12 ± 1
X812*	4648906	266149	271	Castejón	Qt9		2.7	18.0 ± 7.6	1.46 ± 0.07	9 ± 4
X813*	4648906	266149	271	Castejón	Qt9		2.7	27.0 ± 3.6	1.91 ± 0.10	14 ± 2
X816	4625045^	261783	178#	Albalate	Qt9	RCT2-1	2.0	26.5 ± 1.8	2.15 ± 0.14	12 ± 1
X806*	4618145	263612	171	Chalamera	Qt9		5.2	23.0 ± 2.3	2.03 ± 0.11	11 ± 1
X807*	4618145	263612	171	Chalamera	Qt9		5.2	22 ± 1.4	1.96 ± 0.10	11 ± 1
X832	4605683	275009	117	Zaidín	Qt9		2.1	18.4 ± 3.6	1.81 ± 0.12	10 ± 2

A value of 10 ± 5% water content was assumed for all samples.
* Dose rate is based on in-situ gamma spectroscopy. For all other samples, dose rate values are calculated from NAA.
^ Northing and Easting coordinates from handheld GPS receiver; elevation from 1:50,000-scale topographic map. Otherwise, all measurements made with differentially corrected GPS receiver.
# Elevation of top of pit.

Extrait de Lewis et al. (2009).

<u>La terrasse TQ7</u> forme un palier topographique remarquablement continu sur toute la longueur de la séquence fluviale (140 km). Elle correspond au niveau C2 de Bomer (1979). Ce niveau de terrasse a fait l'objet de 5 fosses pédologiques à Monzón (RCTM4-1, RCTM4-2), à Albalate (RCT4-1, RCT4-2) et à Almudáfar (RCTZ4-1). Les PDI oscillent entre 27 et 33,3, les horizons B sont modérément développés ; ils se caractérisent par des enrichissements en argiles et en carbonates (Bkt) et des encroûtements relativement faibles (stades II à III). Ces données indiquent que le sol développé sur la terrasse TQ7 est sensiblement moins évolué que celui développé sur les niveaux TQ5 et TQ6. Les 14 datations OSL obtenues sur ce niveau de terrasse montrent une forte dispersion des résultats. Parmi eux, deux échantillons proviennent de dépôts d'inondation sablo-limoneux localisés au toit de la nappe alluviale proprement dite. Ces deux échantillons indiquent un âge de 52±11 ka et de 54±9 ka qui sont attribués à des crues épisodiques, contemporaines de l'aggradation de TQ8, qui auraient ponctuellement envahi le palier topographique supérieur (TQ7). Toutes les autres datations OSL prélevées sur cette nappe proviennent de lentilles de sable directement

imbriquées dans la nappe graveleuse. Parmi elles, l'âge à 28±6 ka obtenu à Pueyo Araguas est mis sur le compte des phénomènes de bioturbation qui ont pu exposer à la lumière, au moins partiellement, les sables en position *in situ*. Six autres échantillons forment un groupe d'âges très proches les uns des autres et dont les marges d'erreur se recoupent largement (63±12 ka et 59±13 ka à Pueyo Araguas, 64±13 ka à Moscarazos, 61±3 ka à Albalate-Bellver, 56±4 ka et 65±5 ka à Almudáfar). Cet ensemble de données indique un âge pondéré moyen de 61±4 ka. Enfin, 5 autres datations donnent des âges sensiblement plus anciens avec un âge pondéré moyen de 126±11 ka pour trois d'entre elles (128±14 ka à Ainsa, 134±9 ka à Alfántega et 121±7 ka à Almudáfar) et un âge pondéré moyen de 86±12 ka pour les deux dernières (87±7 ka à Ligüerre Cinca et 83±13 ka à Alfántega). Compte tenu du fait que le niveau de développement des sols observé sur la nappe TQ7 est sensiblement plus faible que celui observé sur les nappes TQ5 et TQ6, qui sont respectivement datées par OSL à 178±21 ka et 97±16 ka, c'est l'âge pondéré moyen à 61±4 ka qui est retenu pour dater la mise en place de la nappe TQ7. Les cinq âges restants, plus anciens, sont interprétés comme provenant d'un matériel alluvial issu de terrasses plus anciennes mais incorporé à la nappe TQ7.

La terrasse TQ8 n'est pas représentée de manière continue sur l'ensemble du bassin fluvial ; elle n'apparaît que sur les 35 km aval de la séquence fluviale, de manière discontinue sur l'une ou l'autre des rives du cours d'eau. Deux fosses pédologiques à Albalate (RCT3-1, RCT3-2) ont permis d'estimer le PDI à 24,7 et 23,2 respectivement. Les horizons B sont modérément développés, enrichis en argiles et carbonates mais associés à de très faibles encroûtements (stade I^+). Ce niveau de terrasse a fait l'objet de 6 datations OSL, dont 4 proviennent du même affleurement à Fraga. L'un d'entre eux indique un âge sensiblement plus vieux (79±6 ka) que les 5 autres (47±4 ka, 50±4 ka et 50±3 ka à Fraga, 42±6 ka à Almudáfar et 39±5 ka à Albalate). Sur ces bases, les auteurs proposent pour la terrasse TQ8 un âge pondéré moyen de 51±4 ka, sur la base des 6 datations OSL, ou de 47±4 ka si on exclut l'âge le plus ancien de cette série de données. Cependant, ils signalent que l'ajustement de la droite de régression linéaire entre les valeurs du PDI et les âges OSL obtenus sur l'ensemble de la séquence fluviale indique que les sols sur TQ8 sont potentiellement plus jeunes que ce que donnent les datations OSL (Fig. 3.16).

La terrasse TQ9 se situe entre +5 et +10 m d'altitude relative au-dessus de la plaine alluviale actuelle du Cinca. Elle forme un palier topographique remarquablement continu sur toute la longueur du bassin fluvial, tout comme la terrasse TQ7 en contrebas de laquelle elle est installée. Ce niveau de terrasse a fait l'objet de 8 datations OSL très concordantes entre elles compte tenu des marges d'erreur. Toutes proviennent de lentilles sableuses imbriquées dans la masse alluviale. Ces résultats indiquent un âge pondéré moyen de 11±1 ka pour l'aggradation de TQ9. Cela s'accorde avec le très faible niveau d'évolution des sols développés au toit de cette nappe. Deux fosses pédologiques à Castejón del Puente (RCTM2-1) et Albalate (RCT2-1) ont permis d'estimer le PDI à 14,7 et 18,1 respectivement. De plus, les horizons B s'apparentent fréquemment à de simples horizons d'altération (Bw). Lorsque les traces d'illuviation sont présentes, elles demeurent très modérées, limitées à de faibles accumulations de carbonates (Bwk) et associées à des encroûtements de type I^-. Cependant, deux datations par ^{14}C obtenues à la base de sables et limons d'inondations qui coiffent ce niveau de terrasse ont livré des âges à 15,2±0,1 ka BP et 22,1±0,2 ka BP (18,252 à 18,760 cal. BP et 25,984 à 26,968 ka cal. BP d'après Intercal 13, Reimer et al., 2013). Ces données montrent que la nappe graveleuse sous-jacente (TQ9) est en fait plus ancienne que ce qu'indiquent les âges OSL, avec une mise en place probablement dans le courant du Global LGM. La terrasse TQ10 qui est située à + 2-3 m au-dessus du cours actuel de la rivière n'a pas fait l'objet de datations.

Parallèlement, **les nappes fluvioglaciaires de Salinas et San Marcial** ont fait l'objet de 4 datations OSL qui indiquent des âges entre 46±4 ka et 76±13 ka. Faute de raccord topographique préservé entre ces nappes fluvioglaciaires, qui sont isolées les unes des autres, et les *strath terraces* du piémont, il est difficile de situer ces dépôts dans la séquence fluviale définie en aval de Monzón. Il est donc impossible d'utiliser cet argument relatif pour trancher entre l'âge OSL le plus récent (46±4 ka) et les trois âges OSL les plus anciens (63±6 ka, 71±15 ka, 76±13 ka) dont la moyenne pondérée (61±11 ka) indique une valeur comparable à celle retenue pour QT7 (61±4 ka).

Soil number	Location	Terrace[a]	PDI value	B horizon[b] type	Carbonate stage morphology[c]
Cinca River					
RCT6-1	Belver	Qt5	59.9	Bk–Bkm	III$^+$
RCT6-2	Belver	Qt5	45.1	Bk–Bkm	IV$^+$
RCT6-3	Belver	Qt5	51.5	Bk–Bkm	IV$^+$
RCT5-1	Belver	Qt6	43.2	Btk	III$^+$
RCTM4-1	Monzón	Qt7	27.0	Btk	II
RCTM4-2	Monzón	Qt7	29.6	Btk	II
RCT4-1	Albalate	Qt7	31.5	Btk	II$^+$
RCT4-2	Albalate	Qt7	29.9	Btk–Bkm	III
RCTZ4-1	Almudafar	Qt7	33.3	Btk	II
RCT3-1	Albalate	Qt8	24.7	Btk–Bk	I$^+$
RCT3-2	Albalate	Qt8	23.2	Btk–Bk	I$^+$
RCTM2-1	Castejón	Qt9	14.7	Bwk–Bk	II$^+$
RCT2-1	Albalate	Qt9	18.1	Bwk	I$^-$
RCT1-1	Albalate	Qt10	5.6	Bw	0
Gállego River					
RGAT7-1	Sabiñánigo Alto	Qt5	58.2	Bt–Btk–Bk	I
RGAT7-2	Sabiñánigo Alto	Qt5	68.7	Btk–Bkm–Bk	III$^+$
RGIT 7-1	Ipiés	Qt7	28.1	Btk–Bk	II$^+$
RGAT9-1	Sabiñánigo	Qt7	33.1	Bt–Btk	II
RGLA9-1	Llano de Yeste	Qt7	30.9	Btk–Bk	II
RGM7-2	Murillo	Qt5	45.3	Btk–Bkm–Bk	III$^+$
RGAT2-1	Marracos	Qt8	22.3	Bwk–Bk	II
RGALA-11	La Peña	Qt9	13.0	Bk	I
SMOR-1	Senegüe		11.3	Bw	I
AMOR-1	Aurín		21.6	Btk–Bk	III

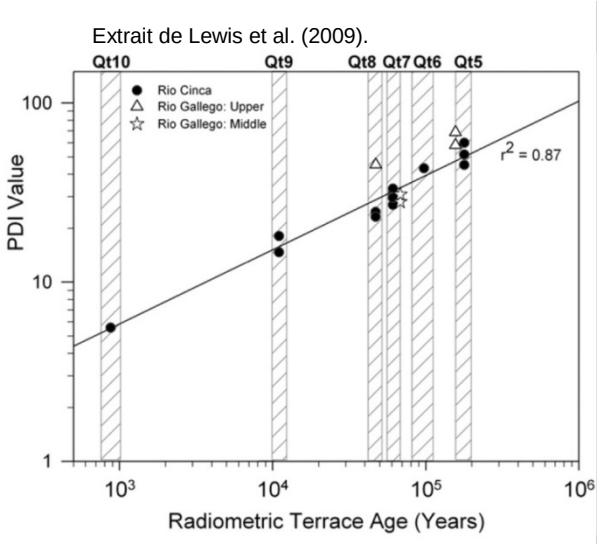


Figure 3.16. Chrono-séquence des sols coiffant les terrasses fluviales du Cinca.

a. Etagement des terrasses. **b.** Caractéristiques des horizons d'accumulation. w : weathered, k : accumulation de carbonates, t : accumulation d'argiles, m, cimentations. **c.** Stade d'encroûtement d'après Gile et al. (1981) et Birkeland (1999).

Pour conclure on retiendra que :

(i) Le premier niveau de terrasse d'ampleur régionale, représenté de manière quasi continu sur les 140 km du bassin fluvial (TQ9) et localisé entre +5 et +10 m d'altitude relative au-dessus de la plaine alluviale actuelle du Cinca, semble se mettre en place dans le courant du Global LGM et/ou la fin du MIS2.

(ii) Le deuxième niveau de terrasse d'ampleur régionale est représenté par la terrasse TQ7. Cette terrasse est individualisée par Bomer (1979) comme la première associée à des encroûtements nettement perceptibles sur le terrain. Les analyses pédologiques de Lewis et al. (2009) montrent que les PDI de ce niveau de terrasse oscillent entre 27 et 33,3 et que les encroûtements sont de type II à III. Les datations OSL obtenues sur ce niveau de terrasse vont dans le sens d'une mise en place de cette nappe dans le courant du MIS 4 tandis que celles obtenues sur le niveau TQ8, qui est ponctuellement étagé une dizaine de mètres en contrebas, indiquent une mise en place de ce palier intermédiaire dans le courant du MIS 3.

(iii) Enfin, la terrasse TQ5, qui forme un plan alluvial relativement continu à + 80 m d'altitude relative et porte des sols sensiblement plus évolués que ceux observés sur les niveaux TQ7 à TQ9, est attribuée à une période antérieure à l'interglaciaire éémien mais les marges d'erreur ne permettent pas de préciser si l'aggradation est contemporaine du MIS 6 ou du MIS 7. Le niveau TQ6, qui est étagé une vingtaine de mètres en contrebas, serait contemporain de l'amorce du dernier cycle glaciaire (MIS 5d).

2.1.2. Les données OSL disponibles sur le Gállego

Le bassin fluvial du Gállego a fait l'objet de deux séries de datations OSL (Tabl. 3.4 et 3.6).

(i) L'une concerne la haute vallée. Elle a été publiée parallèlement aux données obtenues sur le Cinca et applique la même logique de comparaison systématique entre les datations OSL et les chrono-séquences des sols installées au toit des nappes alluviales (Lewis et al., 2009 ; Fig. 3.16).

(ii) L'autre série concerne le bas Gállego et s'inscrit dans une étude destinée à comprendre les phénomènes de subsidence qui caractérisent cette basse vallée en lien avec la dissolution des gypses du substrat (Benito et al., 2010).

Dans la section pyrénéenne du bassin fluvial, les 7 niveaux de terrasses individualisés sur les cartes géomorphologiques (Fig. 3.13) sont regroupés en 3 unités caractérisées par des types de sol très contrastés.

La « haute terrasse » a fait l'objet de 4 datations OSL localisées à proximité immédiate des anciens fronts glaciaires (Sabiñánigo Alto, +51 m, nappe fluvioglaciaire associée à des blocs erratiques striés jusqu'à 70 cm de grand axe) et de 3 autres datations localisées en aval des sierras externes, dans le secteur de Concilio (+72 m) et de Gurrea (+46 m). Les 3 âges OSL de Concilio et de Gurrea sont très concordants et sont associés à des marges d'erreur qui se recoupent largement (156±22 ka, 148±8 ka, 140±18 ka). Par contre, les 4 âges OSL obtenus sur la nappe fluvioglaciaire de Sabiñánigo Alto montrent une assez forte dispersion (84±9 ka, 99±11 ka, 155±24 ka, 156±10 ka). Comme les sols installés sur ce haut niveau de terrasse (Bt et Bkm bien développés, encroûtement stade III^{+}) montrent une évolution comparable aux sols développés sur le niveau TQ5 du Cinca, qui est datée par OSL à 178±21 ka, les auteurs proposent de retenir les deux datations les plus anciennes de la nappe de Sabiñánigo Alto et avancent un âge pondéré moyen de 151±11 ka pour cette haute terrasse en se fondant sur les trois âges OSL de Concilio/Gurrea et les deux âges les plus anciens de Sabiñánigo Alto. Les auteurs signalent cependant que les sols observés à Concilio et de Sabiñánigo Alto présentent des niveaux d'encroûtement un peu plus faibles que sur le TQ5 du Cinca de Bellver (III+ contre IV+) et des horizons d'accumulation de type Bt qui n'existent pas à Bellver car, dans la haute vallée du Gállego, les ambiances climatiques sont plus humides que dans le bassin de l'Ebre.

La « terrasse moyenne » est bien individualisée dans la haute vallée, à proximité des fronts glaciaires, où la présence de blocs erratiques jusqu'à 110 cm de grand axe atteste le caractère fluvioglaciaire de la nappe alluviale. Entre Sabiñánigo et la Peña, la terrasse moyenne se tient entre +11 et +17 m d'altitude relative. Ce niveau de terrasse a fait l'objet de 4 datations OSL, 66±4 ka à Hotal de Ipiés, 74±10 ka à Llano de Yeste, 69±8 ka et 103±7 ka à Sabiñánigo. Les auteurs signalent que l'âge à 103±7 ka provient d'un échantillon de sable fin relativement riche en limons déposé au sommet de la nappe graveleuse proprement dite, en lien avec un dépôt peu turbide et peu favorable au blanchiment des sables. Cet échantillon est donc écarté et un âge pondéré moyen de 68±7 ka est retenu pour dater cette terrasse moyenne. Les sols décrits à Ipiès, à Sabiñánigo et à Llano de Yeste sont d'ailleurs très proche de ceux développés sur la terrasse TQ7 du Cinca où un âge pondéré moyen de 61±4 ka a été retenu.

La « basse terrasse » correspond à un palier topographique plus ou moins continu le long du bassin fluvial du Gállego. Il se situe à un peu plus de 5 m d'altitude relative à La Peña, à +45 m à Murillo et à + 35 m à Biscuarres. Ce bas niveau de terrasse a fait l'objet de 2 datations OSL qui donnent des résultats discordants ; celle obtenue à La Peña (32±4 ka) n'est pas retenue en raison des marques de bioturbation observées sur le sédiment, celle obtenue à Biscarrués (45±3 ka) est en revanche considérée cohérente dans la mesure où les sols observés à Marracos sont très comparables à ceux observés sur le niveau TQ8 du Cinca (Fig. 3.16).

Tableau 3.4 : Datations OSL disponibles sur la séquence fluviale du haut et moyen Gállego

Oxford lab code	Northing	Easting	Elevation (m)	Location	Terrace no.	Soil no.	Depth (m)	De (Gy)	Dose rate (mGy/a)	OSL date (ka)
Gallego River										
Glacial deposits										
X1143*	4713769	718320	822	Senegüe	moraine		1.0	84 ± 7	2.35 ± 0.10	36 ± 3
X1144*	4713769	718320	822	Senegüe	moraine	SMOR-1	1.0	69.0 ± 2.4	1.94 ± 0.07	36 ± 2
X1127*	4711957	717750	785	Aurin	moraine		2.8	56 ± 6	1.48 ± 0.07	38 ± 4
X1128*	4711957	717750	785	Aurin	moraine	AMOR-1	2.8	118.0 ± 4.1	1.39 ± 0.06	85 ± 5
Upper terrace										
X1112*	4687422	685514	509	Concilio	upper		1.6	280 ± 36	1.80 ± 0.10	156 ± 22
X1114*	4656724	685892	360	Gurrea	upper		2.3	173 ± 4	1.17 ± 0.05	148 ± 8
X1115*	4656724	685892	360	Gurrea	upper		2.3	168 ± 20	1.20 ± 0.06	140 ± 18
Fluvioglacial deposits										
X1137*	4709862	716641	801#	Sabiñanigo Alto	upper	RGA-2-2	3.1	165 ± 16	1.67 ± 0.07	99 ± 11
X1138*	4709862	716641	801#	Sabiñanigo Alto	upper	RGA-3-2	2.9	145 ± 14	1.72 ± 0.08	84 ± 9
X1139*	4709862	716641	801#	Sabiñanigo Alto	upper	RGA-4-2	2.3	255 ± 38	1.64 ± 0.08	155 ± 24
X1140*	4709862	716641	801#	Sabiñanigo Alto	upper	RGA-5-2	2.3	252 ± 12	1.61 ± 0.07	156 ± 10
Fluvioglacial deposits										
X1141*	4709321	717174	770	Sabiñanigo	middle	RGAT7-2	1.5	151.0 ± 7.6	1.47 ± 0.07	103 ± 7
X1142*	4709321	717174	770	Sabiñanigo	middle	RGAT7-2	1.4	125 ± 13	1.81 ± 0.09	69 ± 8
X1126*	4701910	712613	704	Hostal de Ipies	middle	RGIT7-1	8.0	91.0 ± 4.4	1.38 ± 0.06	66 ± 4
X1106*	4694454	690726	553#	Llano de Yeste	middle	RGLA9-1	0.9	104 ± 13	1.41 ± 0.05	74 ± 10
Lower terrace										
X1116*	4694492	690682	553	La Peña	lower		1.5	40 ± 4	1.27 ± 0.05	32 ± 4
X1124*	4677559	684914	462	Biscarrués	lower		1.2	51.0 ± 2.8	1.13 ± 0.04	45 ± 3

A value of 10 ± 5% water content was assumed for all samples.
* Dose rate is based on in-situ gamma spectroscopy. For all other samples, dose rate values are calculated from NAA.
^ Northing and Easting coordinates from handheld GPS receiver; elevation from 1:50,000-scale topographic map. Otherwise, all measurements made with differentially corrected GPS receiver.
# Elevation of top of pit.

Extrait de Lewis et al. (2009).

En amont de cette séquence fluviale, **les dépôts de marge glaciaire** de Senegüe et d'Aurin ont également fait l'objet de datations OSL à partir de prélèvements dans des lentilles de sable imbriquées dans des tills d'ablation. Les résultats indiquent deux datations cohérentes sur la moraine de Senegüe (36±3 ka et 36±2 ka, soit un âge pondéré moyen de 36±3 ka). Les âges obtenus à Aurin sont en revanche très hétérogènes (85±5 ka et 38±4 ka) ; les auteurs considèrent que c'est l'âge le plus ancien qui doit être retenu car le placage de till d'Aurin est localisé 2 km en aval de la moraine frontale de Senegüe. De plus, les sols coiffant les tills d'Aurin (PDI à 21,6) sont un peu plus évolués que ceux de la moraine de Senegüe (PDI à 11,3). Par ailleurs, les auteurs signalent que les PDI relativement faibles obtenus sur les dépôts de marge glaciaire de Senegüe et d'Aurin sont liés au fait que ces matériaux sont globalement plus sensibles à l'érosion que les terrasses fluviales environnantes et sont par conséquent associés à des sols en permanence rajeunis.

En aval de Zuera, le bassin fluvial du Gállego traverse une zone de subsidence liée à la dissolution des gypses du substrat. Les datations OSL acquises dans cette section du bassin fluvial concernent les niveaux T9 à T12 qui forment des étagements de *fill terraces* (Fig. 3.13 et 3.14). **La terrasse T9** a fait l'objet de 2 datations OSL à Villanueva de Gállego. Les prélèvements ont été réalisés dans une carrière qui met à jour la nappe alluviale sur 25 m d'épaisseur. Un âge à 133±10 ka a été obtenu à 11 m sous le toit de la nappe et un âge à 147±16 ka à 3 m sous le toit de la nappe. Vers l'amont, ce niveau de terrasse est l'équivalent de la « haute terrasse » (+40-50 m au nord de Gurrea et + 30 m au nord-est de Zuera) datée par OSL à Gurrea et à Concilio où un âge pondéré moyen de 151±11 ka a été retenu (Lewis et al., 2009). **La terrasse T10** (+20 m) est datée à 124±13 ka

à Puilatos et à 110±20 ka à Peñaflor, soit un âge pondéré moyen de 124±13 ka. **La terrasse T11** est datée à 55,4±7,4 ka à Zuera et à 55,4±8,8 à Montañana 22 km en aval. Enfin, **la terrasse T12** a fait l'objet d'une seule datation OSL à 16,8±1,3 ka à San Mateo. Ces différents âges OSL s'accordent avec les données paléo-magnétiques normales (post-780 ka) obtenues sur la terrasse T9. En revanche, les niveaux T2, T3 et T4 de cette même séquence fluviale ont livré des résultats paléo-magnétiques inverses montrant que ces très hauts niveaux sont antérieurs à la transition Brunhes-Matuyama (Bénito et al., 1998).

Tableau 3.5 : Datations OSL disponibles sur la séquence fluviale du bas Gállego

location	Oxford Lab Code	Northing (m)	Easting (m)	Elevation (m)	Depth (cm)	Location	Terrace	De (Gy)	Dose rate (mGy/a)	OSL date (kyr) ± 1σ
1	X2332	46 25 646	6 82 950	234	1500	Peñaflor	OLDER INFILL	>262 ± 14	1.24 ± 0.05	>211 ± 14
2	X2338	46 21 693	6 80 959	218	450	San Juan	INFILL	251 ± 30	1.54 ± 0.08	163 ± 22
3	X1608	46 15 127	6 83 965	214*	300	Villamayor	INFILL	272 ± 13	1.50 ± 0.08	181 ± 13
4	X1603	46 15 127	6 83 965	214*	1200	Villamayor	INFILL	214 ± 34	1.37 ± 0.06	156 ± 26
5	X1614	46 28 545	6 81 265	250*	300	Villanueva	9	189 ± 19	1.28 ± 0.05	147 ± 16
6	X1612	46 28 545	6 81 265	250*	1100	Villanueva	9	219 ± 7	1.64 ± 0.11	133 ± 10
7	X2328	46 42 629	6 86 324	284	550	Puilatos	10	177 ± 18	1.43 ± 0.05	124 ± 13
8	X2334	46 24 791	6 82 899	246	270	Peñaflor	10	244 ± 44	2.22 ± 0.10	110 ± 20
9	X2341	46 20 175	6 80 562	218	90	San Juan	INFILL	104 ± 9.5	1.02 ± 0.05	102 ± 11
10	X2326	46 37 655	6 85 889	284	300	Zuera	11	108 ± 14	1.95 ± 0.08	55.4 ± 7.4
11	X2339	46 19 568	6 81 226	223	170	Montañana	11	87.5 ± 8.8	1.61 ± 0.06	54.4 ± 5.8
12	X2330	46 34 058	6 84 071	273	110	San Mateo	12	29.9 ± 2.0	1.78 ± 0.07	16.8 ± 1.3

Extrait de Benito et al. (2010).

2.1.3. Les données OSL disponibles sur l'Alcanadre

Sur l'Alcanadre, les niveaux TQ5 à TQ7 ont fait l'objet de 6 datations OSL (Calle et al., 2013) qu'il est possible de mettre en perspective, au moins partiellement, avec les données pédologiques et géochronologiques obtenues sur le Cinca car les encroûtements installés sur les terrasses de ces deux bassins fluviaux sont décrits à partir de la même échelle qualitative (Stades I à VI ; Gile et al., 1981 ; Machette, 1985 ; Birkeland, 1999 ; Lewis et al., 2009 ; Fig. 3.12 et 3.16). En revanche, les analyses pédologiques produites sur les nappes de l'Alcanadre ne sont pas suffisamment détaillées pour permettre une quantification des PDI.

Les datations OSL obtenues sur les niveaux TQ5 à TQ7 de l'Alcanadre s'accordent très bien à l'étagement des terrasses de ce bassin versant puisque les âges décroissent entre les niveaux les plus hauts et les niveaux les plus bas de la séquence fluviale (Tabl. 3.6).

Tableau 3.6 : Datations OSL disponibles sur la séquence fluviale de l'Alcanadre

Echantillon	Niveau de terrasse	Dose (Gy)	Dose annuelle (Gy/ka)	Age (ka)	Age pondéré moyen	Stade d'encroûtement	Encroûtement équivalent Cinca
ALCAN-4	TQ5	58±2	1,34±0,05	44±2	-	II et III (Bk ~1m)	TQ7 61±4 ka
ALCAN-6	TQ6	41±2	2,36±0,09	17,4±1,2	19±2	II et III (Bk 30 à 40 cm)	
ALCAN-7	TQ6	39±2	1,48±0,06	26,4±1,6			
ALCAN-8	TQ6	29,8±1,4	1,83±0,07	16,3±1,0			
ALCAN-9	TQ7	21,3±0,9	2,30±0,09	9,3±0,6	10±1	I et II	TQ8 47±4 ka
ALCAN-10	TQ7	18,9±0,5	1,82±0,07	10,4±0,5			

D'après Calle et al. (2013) et Lewis et al. (2009), modifié.

(i) **La terrasse TQ5** de l'Alcanadre, qui est située entre +20-25 m et +55 m d'altitude relative, est datée à 44±2 ka (un seul âge OSL).

(ii) **La terrasse TQ6**, qui est située entre +25 m et +40 m d'altitude relative, est daté à 16,3±1 ka, 17,4±1,2 ka et 26,4±1,6, soit un âge pondéré moyen de 19±2 ka.

(iii) **La terrasse TQ7**, qui est située entre +3-5 et +10 m d'altitude relative, est datée à 9,3±0,6 ka et 10,4±0,5 ka, soit un âge pondéré moyen de 10±1 ka.

Cependant, il est surprenant de constater que les datations OSL indiquent un fort contraste d'âge entre les niveaux TQ5 et TQ6 alors que l'altitude relative et les stades d'encroûtement observés sur ces deux niveaux de terrasse sont très proches l'un de l'autre (cf. *supra*). De même, les données OSL de l'Alcanadre indiquent un contraste d'âge limité entre les niveaux TQ6 et TQ7 alors que 15 m de dénivelé vertical et un écart notable des stades d'encroûtement sépare ces deux niveaux de terrasse (cf. *supra*). Enfin, il est intéressant de signaler que les terrasses du Cinca et de l'Alcanadre qui sont caractérisées par des stades d'encroûtement comparables ne sont jamais associées à des âges OSL comparables (cf. Tabl. 3.6). Par exemple, la terrasse TQ7 du Cinca, qui est caractérisée par des stades d'encroûtement de II, II^+ et III, est assimilable de ce point de vue aux terrasses TQ5 et Q6 de l'Alcanadre. Or, sur le Cinca, TQ7 est daté par OSL à 61±4 ka alors que, sur l'Alcanadre, TQ5 est daté à 44±2 et TQ6 à 19±2 ka. De même, la terrasse TQ8 du Cinca, qui est caractérisée par des stades d'encroûtement de I et II, est assimilable de ce point de vue à la terrasse TQ7 de l'Alcanadre. Or, sur le Cinca, TQ8 est daté à 47±4 ka alors que sur l'Alcanadre, TQ7 est daté à 10±1 ka. Cet ensemble d'observations conduisent à penser que les données géochronologiques disponibles sur l'Alcanadre sont des résultats préliminaires qu'il serait utile de compléter avant de les exploiter en termes de temporalité des cycles climato-sédimentaires et/ou de quantification de l'incision et du soulèvement vertical sur ce bassin fluvial au cours du Pléistocène.

2.1.4. Des données OSL plus ponctuelles sur trois autres bassins fluviaux

Des datations OSL sont également disponibles sur les bassins fluviaux de l'Aragón, du Valira et du Gave de Pau. Dans tous les cas, les données sont relativement ponctuelles et ne renseignent que 1 ou 2 niveaux de la séquence fluviale. Sur l'Aragón comme sur le Valira, les datations sont cantonnées aux hautes vallées et concernent uniquement les complexes morainiques et/ou fluvioglaciaires de ces bassins fluviaux (García-Ruiz et al., 2013 ; Turu et al., 2017). Les données OSL disponibles sur le Gave de Pau concernent quant à elles des limons éoliens qui coiffent les terrasses de la vallée morte de Morlaàs (Hernandez et al., 2012).

La figure 3.17 représente la séquence morainique et fluvioglaciaire du haut bassin de l'Aragón. Elle montre que la terrasse à + 60 m de Castiello de Jaca est topographiquement raccordée à la moraine M1, et que la terrasse à +15-20 m est topographiquement raccordée à la moraine secondaire m1 et surtout à la moraine M2. Enfin, la terrasse à +7-8 m est topographiquement raccordée aux moraines secondaires m2, m3 et m4. Faute de lentilles de sable suffisamment fréquentes dans ces matériaux glaciaires et fluvioglaciaires, seulement 4 datations OSL ont été obtenus sur cette séquence de dépôts.

Un âge à 68±7 ka a été obtenu sur la terrasse à +20 m ; cet âge est relativement proche de celui obtenu sur la moraine M2 qui est datée à 51±4,5 ka. La moraine M1 est quant à elle datée à 171±22 ka mais la terrasse à + 60 m, qui est topographiquement raccordée à la moraine M1, n'a pas pu être directement datée. L'âge à 263±4,8 ka publié dans ce travail provient en fait d'une nappe alluviale caractérisée par des sols rouges comparables à ceux observés sur la nappe à +60 m de Castiello de Jaca mais qui localisée à Javierregay, dans une vallée pyrénéenne voisine, l'Aragón Sobordán, qui conflue avec l'Aragón 18 km en aval de Jaca. Faute de raccord topographique continu entre la nappe à +60 m de Castiello de Jaca et la nappe datée par OSL de Javierregay, il est impossible d'affirmer que ces deux lanières alluviales sont effectivement synchrones.

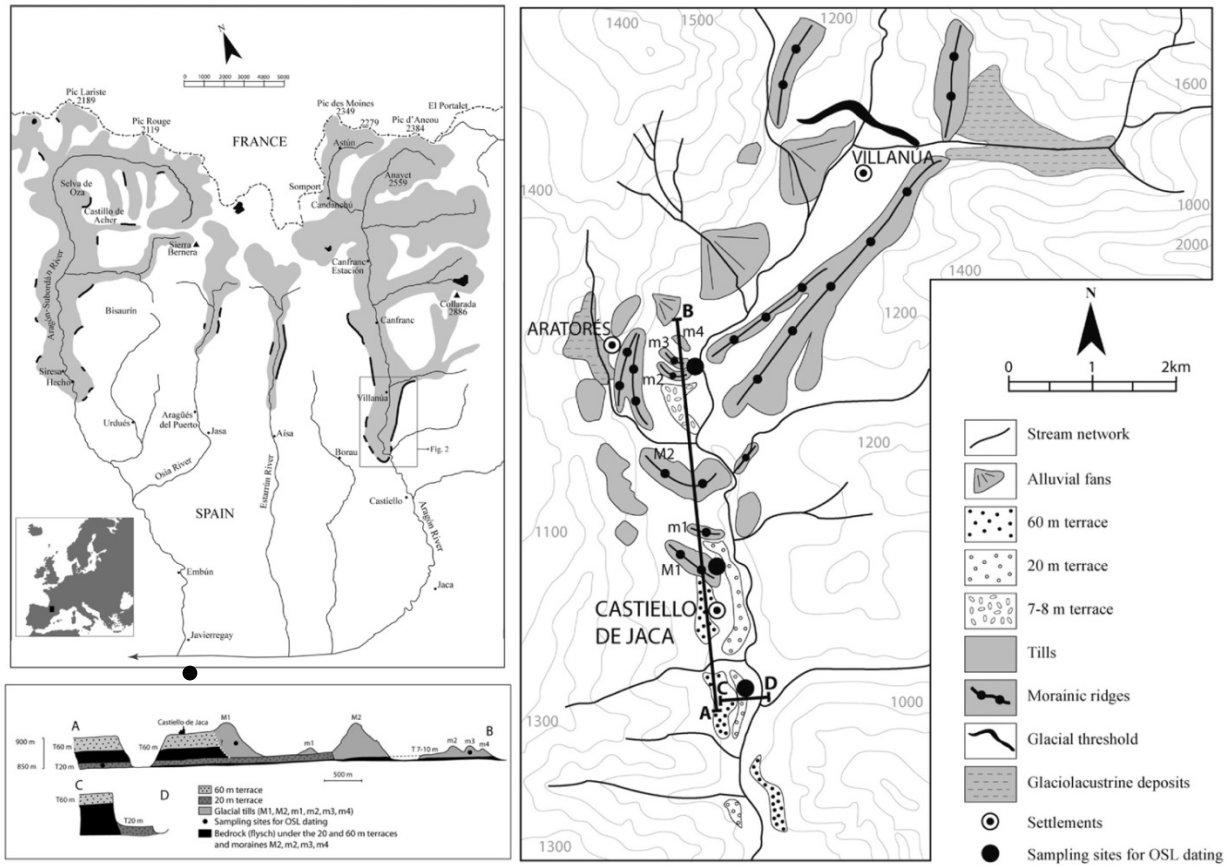


Figure 3.17. Le complexe morainique et fluvioglaciaire du Rio Aragón.
Extrait de Garcia Ruiz et al. (2013), modifié.

Sur le Valira, 5 datations OSL sont actuellement disponibles dans la haute vallée : un âge à 32,789±1,187 ka sur des dépôts fluvioglaciaires situés à + 10-15 m d'altitude relative au débouché de Riu d'Aubinyà qui conflue avec le Valira immédiatement en aval de St Julia Lòria, un âge à 125±11,25 ka sur une nappe fluvioglaciaire située à +30 m d'altitude relative au niveau de centre commercial de La Senyoreta, 1,7 km en aval de St Julia Lòria, un âge à 120±11,25 ka et deux autres âges supérieurs à 350 ka sur la nappe fluvioglaciaire de Les Garbes, qui est localisée à + 40 m d'altitude relative, en rive droite du Valira, 5 km en aval de la Seu d'Urgell (Turu & Peña, 2006 ; Turu et al., 2017).

Enfin, sur la façade nord des Pyrénées, les sites archéologiques de Duclos et de Romentères (Fig. 3.15) sont associés à une épaisse couverture limoneuse qui se caractérise, comme dans le nord de l'Europe, par une succession de paléosols mis en place au cours des différents interglaciaires du Pléistocène (Hernandez et al., 2012 ; Antoine et al. 2003, 2007, 2011). Ces deux sites archéologiques ont fait l'objet de 18 datations OSL sur les limons éoliens et de 4 datations TL sur les artéfacts lithiques afin de préciser la chronologie des paléosols et des industries lithiques associées à ces sédiments. Les âges obtenus à la base de ces gisements, notamment celui de Duclos (348±22 ka à 2,9 m de profondeur, cf. Tabl. 3.7) intéressent notre propos dans la mesure où la couverture limoneuse datée surmonte une haute terrasse du Gave de Pau qui est située à + 130 m d'altitude relative dans la vallée morte de Morlaàs. A ce titre, ces datations OSL indiquent que la nappe sous-jacente est nécessairement antérieure au MIS 11.

Tableau 3.7 : Datations OSL disponibles sur les limons de Duclos et Romentères

Extrait de Hernandez et al. (2012).

					Débits de dose (µGy/an)					paléodose			
éch.	prof. (m)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	alpha	beta	gamma	cosmique	**Total**	méthode	OD (%)	**CAM (Gy)**	**Age (ka)**
DOSL6b	0.7	0.84 ± 0.02	3.53 ± 0.05	10.28 ± 0.13	241 ± 45	1189 ± 17	941 ± 9	209	2533 ± 49	OSL	3 ± 1	32.0 ± 0.2	**13± 1**
DOSL5	1.2	0.66 ± 0.02	3.17 ± 0.04	9.93 ± 0.12	200 ± 42	1027 ± 14	856 ± 7	213	2297 ± 45		12 ± 2	104 ± 2	**45 ± 3**
DOSL1	1.3	0.63 ± 0.02	3.35 ± 0.04	9.55 ± 0.12	201 ± 43	1017 ± 13	850 ± 7	206	2274 ± 45		6 ± 1	103 ± 1	**45 ± 3**
DOSL2	1.7	0.64 ± 0.02	3.56 ± 0.04	10.84 ± 0.11	221 ± 47	1073 ± 12	925 ± 7	213	2432 ± 49		10 ± 1	459 ± 11	**189 ± 13**
DOSL3	1.9	0.60 ± 0.02	2.99 ± 0.04	10.52 ± 0.12	200 ± 43	974 ± 14	848 ± 7	207	2231 ± 45	TT-OSL	9 ± 1	524 ± 17	**235 ± 17**
DOSL4	2.2	0.61 ± 0.02	3.05 ± 0.04	10.64 ± 0.13	203 ± 43	991 ± 14	862 ± 8	195	2252 ± 46		5 ± 1	616 ± 10	**274 ± 18**
DOSL7	2.5	0.74 ± 0.02	3.24 ± 0.04	11.80 ± 0.13	222 ± 47	1125 ± 14	956 ± 8	178	2481 ± 50		9 ± 1	633 ± 11	**255 ± 18**
DOSL8	2.9	0.85 ± 0.02	2.95 ± 0.04	12.10 ± 0.14	216 ± 46	1167 ± 16	962 ± 8	173	2517 ± 50		8 ± 1	877 ± 14	**348 ± 22**
ROSL10	0.46	0.63 ± 0.01	2.90 ± 0.03	8.15 ± 0.09	177 ± 38	951 ± 11	763 ± 6	226	2117 ± 40	OSL	6 ± 1	4.7 ± 0.1	**2.2 ± 0.1**
ROSL11	0.85	0.85 ± 0.02	3.26 ± 0.03	9.40 ± 0.10	202 ± 43	1171 ± 12	899 ± 6	231	2503 ± 45	OSL	2 ± 1	65.0 ± 0.5	**26 ± 2**
										TT-OSL	11 ± 1	63 ± 2	**25 ± 2**
ROSL1	1.08	0.70 ± 0.02	3.13 ± 0.04	8.95 ± 0.11	193 ± 41	1048 ± 14	836 ± 7	195	2272 ± 44		14 ± 2	143 ± 5	**63 ± 5**
ROSL2	1.24	0.79 ± 0.02	2.98 ± 0.04	9.59 ± 0.12	195 ± 41	1104 ± 16	867 ± 8	211	2378 ± 45		16 ± 2	181 ± 6	**76 ± 6**
ROSL3	1.46	0.72 ± 0.02	3.27 ± 0.04	9.43 ± 0.11	202 ± 43	1086 ± 13	873 ± 7	204	2366 ± 45		12 ± 2	231 ± 5	**98 ± 7**
ROSL4	1.71	0.80 ± 0.02	3.35 ± 0.05	9.78 ± 0.13	209 ± 44	1157 ± 17	913 ± 9	196	2474 ± 48	TT-OSL	16 ± 2	234 ± 8	**94± 7**
ROSL5	1.95	0.67 ± 0.02	3.48 ± 0.04	10.57 ± 0.12	221 ± 47	1104 ± 13	932 ± 7	186	2443 ± 49		13 ± 2	410 ± 11	**168± 12**
ROSL6	2.26	0.66 ± 0.01	3.56 ± 0.04	10.70 ± 0.10	225 ± 48	1108 ± 11	942 ± 6	209	2485± 49		22 ± 3	570 ± 25	**229± 18**
ROSL7	2.56	0.61 ± 0.01	3.30 ± 0.03	10.62 ± 0.10	216 ± 46	1043 ± 10	903 ± 6	198	2360 ± 48		14 ± 2	749 ± 20	**317± 23**

2.2. Les données ESR et la datation des hautes terrasses

2.2.1. Une méthode de datation de type paléo-dosimétrique

La méthode de datation par résonance de spin électronique (*Electron Spin Resonance*, ESR) des quartz blanchis optiquement exploite l'accumulation au cours du temps, piégés dans les défauts du réseau cristallin du quartz (lacunes, macles, traces de fission), d'électrons libérés par les radiations ionisantes (*alpha*, *bêta* et *gamma*), émises lors de la désintégration des éléments radioactifs, principalement ^{238}U, ^{235}U et ^{232}Th, présents dans le sol et les roches. La **dose totale (D_E)** de radiation reçue par un échantillon de sables quartzeux au cours de son histoire post-dépositionnelle est fonction du débit de **dose annuel (d_a)** et du **temps d'exposition (t)** aux rayons ionisants (équation 3.1). La datation par ESR repose donc sur la détermination de deux grandeurs physiques : la dose de radiations reçue par l'échantillon en une année (d_a) et la dose totale de radiations reçue par l'échantillon depuis le moment que l'on cherche à dater (D_E), ici le dépôt de la nappe alluviale au sein de laquelle les grains de quartz ont été échantillonnés (Fig. 3.18).

Figure 3.18. Echantillonnage d'une lentille de sable en vue d'une datation par la méthode ESR. Site de la Llabanère, niveau T3b de la séquence fluviale de la Têt, octobre 2014.

$$D_E(t) = \int_{t=0}^{t=T} d_a\,(t).\Delta t \qquad \text{(Eq. 3.1)}$$

où D_E est la paléodose en gray (Gy), d_a le débit de dose annuelle (μGy.a^{-1}) et T le temps d'exposition, c'est-à-dire l'âge de l'échantillon.

La dose annuelle de radiations reçues par les échantillons est déterminée grâce à l'emploi de spectromètres *gamma* de terrain, d'une part, et un spectromètre *gamma* de laboratoire à haute sensibilité, d'autre part. Le calcul final doit également tenir compte de plusieurs facteurs environnementaux tels que l'épaisseur des sédiments situés au-dessus de l'échantillon et, surtout, leur teneur en eau qui est mesurée en laboratoire immédiatement après les prélèvements. La paléodose, c'est-à-dire la dose totale de radiation reçue par les échantillons au cours de leur histoire post-dépositionnelle (D_E), est déterminée en utilisant la **méthode « de l'addition »**. Les traitements ne portent que sur les grains de quartz dont la taille est comprise entre 100 et 200 µm. L'échantillon est séparé en portions de poids identique (*aliquotes*). Un *aliquote* est mis de côté pour déterminer l'intensité du signal naturel, un autre est réservé au blanchiment par illumination artificielle (simulateur solaire durant 28 jours), tous les autres (c'est-à-dire 8 à 9 *aliquotes*) sont irradiés à des doses croissantes connues de rayonnements *gamma* (264, 431, 653, 1048, 1663, 2640, 4460, 8010 Gy, et éventuellement 12500 Gy). Les *aliquotes* irradiés et l'*aliquote* naturel sont ensuite mesurés par spectrométrie ESR. Sur ces bases, il est possible de tracer un graphe montrant l'évolution de l'intensité du signal ESR en fonction de la dose de rayonnement *gamma* reçue (Fig. 3.19).

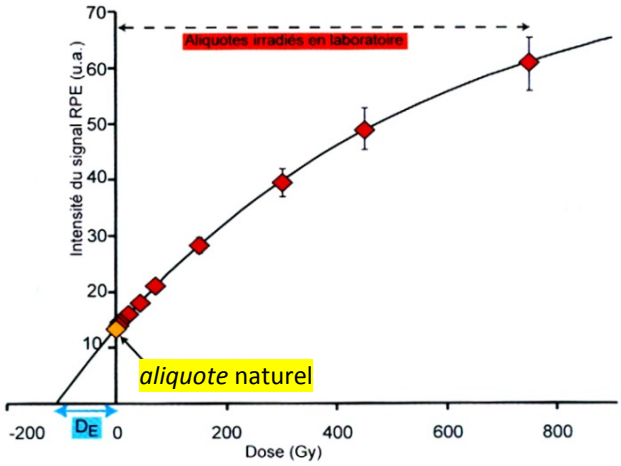


Figure 3.19. Détermination de la paléodose (D_E) par la méthode « de l'addition ».

Les intensités RPE (Résonance de Spin Electronique) obtenues pour les différents aliquotes sont reportées graphiquement en fonction de la dose d'irradiation qu'ils ont reçue. La courbe de croissance ainsi obtenue est extrapolée jusqu'à une intensité RPE nulle, permettant de déterminer la dose reçue par l'échantillon depuis sa formation ou son dépôt.
Extrait de Desprié et al. (2012).

L'extrapolation, grâce à une fonction mathématique, de la courbe obtenue jusqu'à une intensité ESR nulle permet de déduire la paléodose (D_E) acquise dans le sédiment échantillonné. Dès lors, connaissant la paléodose (D_E) et le débit de dose annuelle (d_a), il est possible de calculer la durée au cours de laquelle les électrons libérés par la radioactivité naturelle se sont accumulés dans les pièges du réseau cristallin (équation 3.2), donc l'âge du sédiment, à condition cependant que le chronomètre ait été remis à zéro avant le dépôt.

$$T = \frac{D_E}{d_a} \qquad \text{(Eq. 3.2)}$$

En effet, contrairement aux dents, aux ossements ou à la calcite, dans le cas des sables quartzeux d'une nappe alluviale on ne date pas la formation du minéral mais la vidange des centres-pièges paramagnétiques radiosensibles. Cette vidange naturelle des centres paramagnétiques, appelée « blanchiment », peut être la conséquence d'une chauffe (foyer, coulée volcanique) ou d'une exposition prolongée au rayonnement solaire. Dans le cas du centre Aluminium du quartz, le phénomène de blanchiment provoque une diminution du nombre de centres paramagnétiques jusqu'à une valeur "plateau" (ou dose résiduelle) propre à chaque quartz. Pour calculer précisément la paléodose, il faut connaître cette intensité résiduelle, qui est déterminée en laboratoire, et la soustraire à la dose préalablement déterminée. Les centres Titane, quant à eux, sont dotés d'une capacité de blanchiment plus rapide mais ils sont aussi plus facilement saturés.

2.2.2. Les datations ESR actuellement disponibles dans les Pyrénées

Elles ne concernent pour le moment que deux secteurs respectivement localisés sur la façade sud de la chaîne et dans l'est des Pyrénées (Fig. 3.15).

2.2.2.1. Les hauts niveaux TQ1 et TQ2 du système Cinca-Alcanadre

Sur la façade sud de la chaîne, la haute terrasse TQ1 du système Cinca-Alcanadre a fait l'objet de deux datations ESR à 1504±229 ka et à 1606±187 ka sur la base des mesures réalisées à partir des centres Aluminium. Les mesures effectuées sur ces deux mêmes échantillons à partir des centres Titane indiquent respectivement 1282±139 ka et 1269±157 ka (Tabl. 3.8). Les auteurs considèrent que ceux deux derniers résultats sont les plus fiables (Sancho et al., 2016 ; Duval et al., 2015) car la vitesse de blanchiment des centres Titane au cours du transport des sables quartzeux est plus rapide que celle des centres Aluminium (Toyoda et al., 2000). Les données paléomagnétiques produites parallèlement sur ce niveau de terrasse vont dans le même sens (Calle et al., 2013). Elles fournissent un signal relativement complexe caractérisé par une forte occurrence des polarités inverses, probablement associées à la période Matuyama, mais aussi quelques polarités normales attribuées aux nombreuses inversions de courte durée qui caractérisent la période Matuyama (sous-période normale de *Cobb Mountain* entre 1,22 et 1,24 Ma d'après Ogg, 2012, entre 1,189 à 1,221 Ma d'après Singer, 2014).

Tableau 3.8 : Datations ESR des niveaux TQ1 et TQ2 du système Cinca-Alcanadre

Sample	ALC1201	ALC1202	ALC1203	ALC1204
	TQ1	TQ1	TQ2	TQ2
Depth (m)	4±2	14±2	3±2	2.5±1
Assumed water content (%)	20±5	18±5	16±5	20±5
Internal dose rate (mGy/a)	50±30	50±30	50±30	50±30
Alpha dose rate (mGy/a)	18±15	17±14	26±22	15±13
Beta dose rate (mGy/a)	672±54	601±53	1012±79	534±42
Gamma dose rate (mGy/a)	356±33	256±24	495±44	309±28
Cosmic dose rate (mGy/a)	126±44	37±8	141±25	152±28
Total dose rate (mGy/a)	1222±97	961±79	1724±124	1060±79
D_E (Gy) Al center	1827±237	1535±128	1443±157	1389 ± 130
D_E (Gy) Ti-Li center	1566±115	1221±115	1381 ± 113	1478 ± 119
Age (ka) Al center	1504±229	1606±187	842 ± 109	1317 ± 159
Age (ka) Ti-Li centre	1282±139	1269±157	801 ± 87	1394 ± 152

Extrait de Duval et al. (2015)

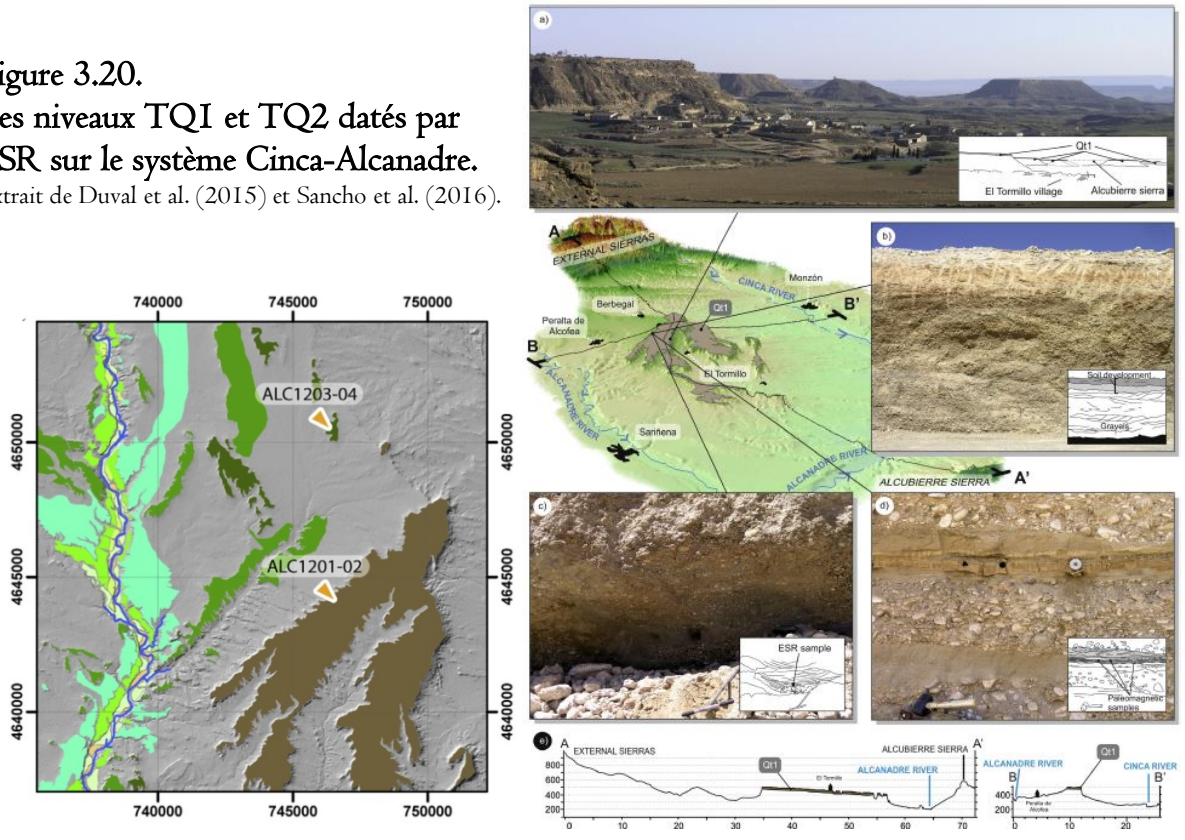
La datation de ce haut niveau de terrasse permet de situer dans le temps un évènement majeur de l'évolution géomorphologique du bassin de l'Ebre dans la mesure où cette terrasse matérialise à la fois :

(i) la fin d'une longue période initiée lors de l'ouverture exoréique du bassin de l'Ebre vers la Méditerranée, entre 12 et 7,5 Ma d'après García-Castellanos et al. (2015) ; période caractérisée par une forte tendance à la divagation latérale des cours d'eau et par la construction de larges épandages alluviaux dans le cadre de bassins versants peu différenciés en position de piémont.

(ii) En même temps, la terrasse TQ1 correspond au premier niveau d'un étagement de *strath terraces* qui traduit une tendance à l'incision des cours d'eau sur le long terme ; les périodes caractérisées par l'aggradation des nappes alluviales peu épaisses (quelques mètres) qui forment les *strath terraces* sont minoritaires par rapport aux périodes caractérisées par une incision verticale des cours d'eau.

La datation vers 1,3 Ma de ce haut niveau de terrasse montre que cette rupture radicale du fonctionnement des systèmes fluviaux est contemporaine de la transition climatique majeure qui caractérise le Pléistocène moyen et marque le passage de cycles climatiques de 41 ka à des cycles climatiques de 100 ka. Selon les auteurs et selon les critères retenus, cette transition se situe à l'échelle globale entre 1260 et 781 ka (bornes stratigraphiques du Pléistocène moyen) ou entre 1,4 et 0,4 Ma (*Early-Middle Pleistocene transition* : *EMPT*, Head & Gibbard, 2005, 2015).

Figure 3.20.
Les niveaux TQ1 et TQ2 datés par ESR sur le système Cinca-Alcanadre.
Extrait de Duval et al. (2015) et Sancho et al. (2016).



Les deux datations ESR obtenues sur le niveau TQ2 fournissent quant à elles des résultats Al et Ti très proches l'un de l'autre pour les deux échantillons (842±109 ka et 801±87 ka respectivement pour ALC1203, 1317±159 ka et 1394±152ka respectivement pour ALC1204). Par contre, les âges obtenus sur ces deux échantillons sont très différents l'un de l'autre probablement en raison d'une estimation inexacte de la dose annuelle (cf. Tabl. 3.8 montrant des valeurs très différentes de la d_a :

total dose rate, µGy/a). Lorsqu'il se produit, ce phénomène est fréquemment lié à une perturbation du rayonnement α et β reçu par les échantillons (Duval et al., 2015).

2.2.2.2. Les 5 générations de terrasses du bassin fluvial de la Têt

Dans l'est des Pyrénées, une série de 13 datations ESR a récemment été publiée sur le bassin de la Têt (Delmas et al., 2018). Ces données couvrent l'ensemble de la séquence fluviale qui est constituée de 5 générations de terrasses notées T1 à T5 de la plus récente à la plus ancienne (cf. section 1.1 de ce chapitre, Fig. 3.6, 3.7, 3.21, 3.22 et 3.23).

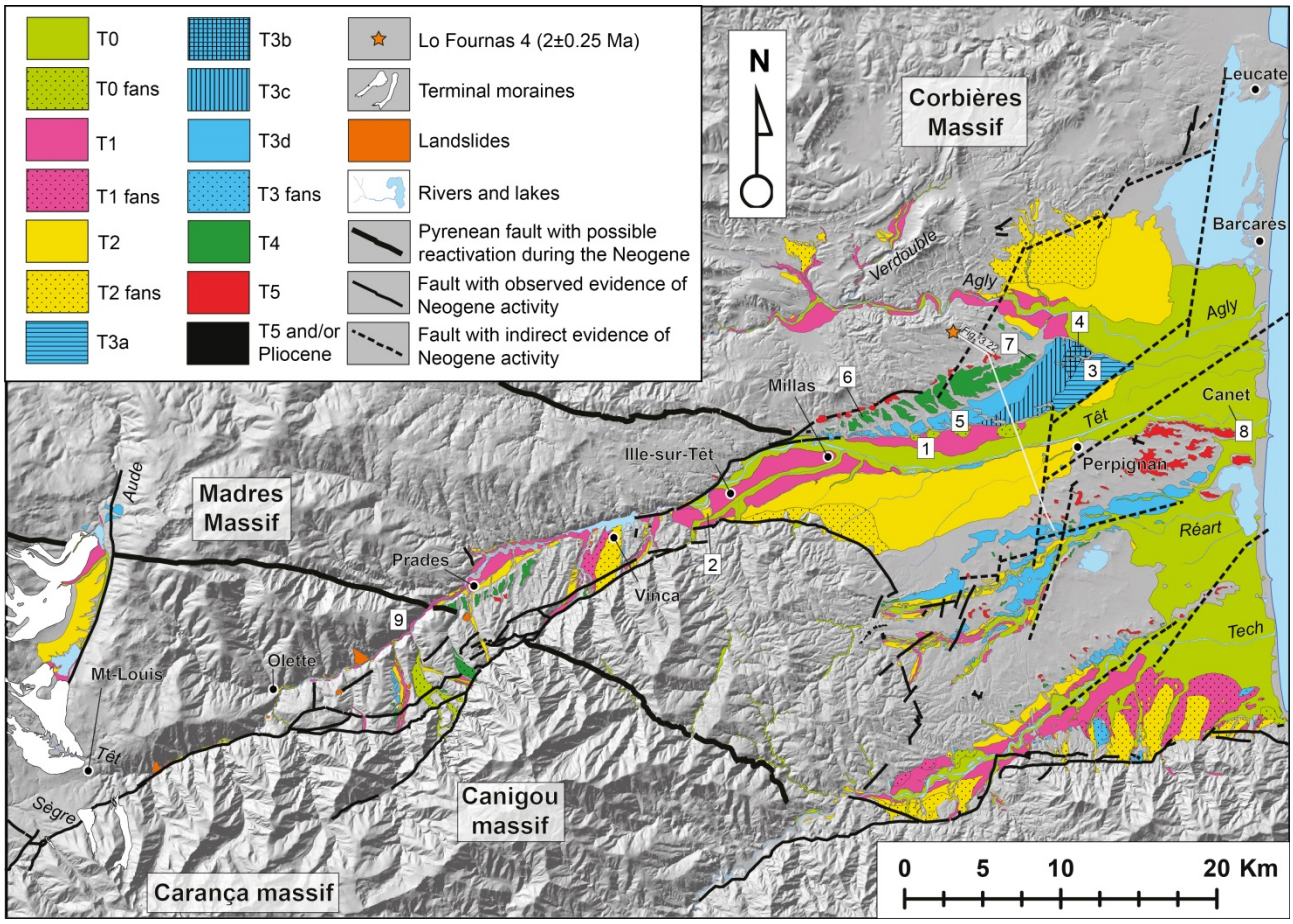


Figure 3.21. Les terrasses fluviales du Roussillon (Tech, Réart, Têt, Agly).

Extrait de Delmas et al., 2018

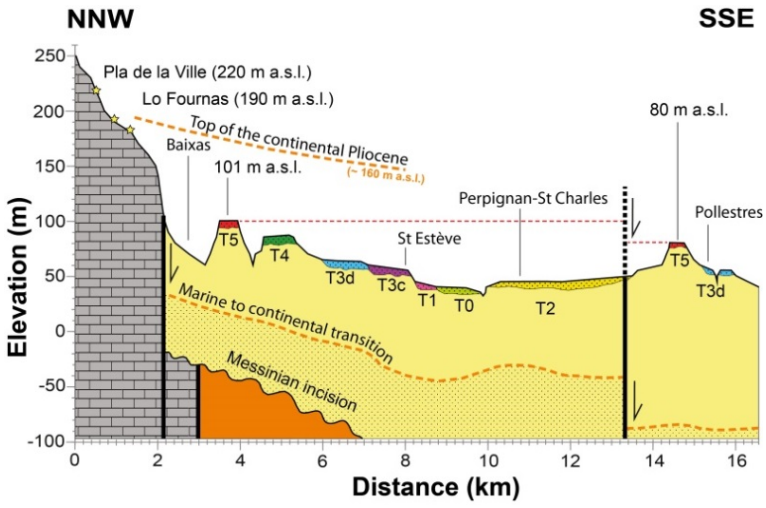


Figure 3.22. Coupe transversale de l'étagement des terrasses de la Têt en amont de Perpignan.

Extrait de Delmas et al. (2018).

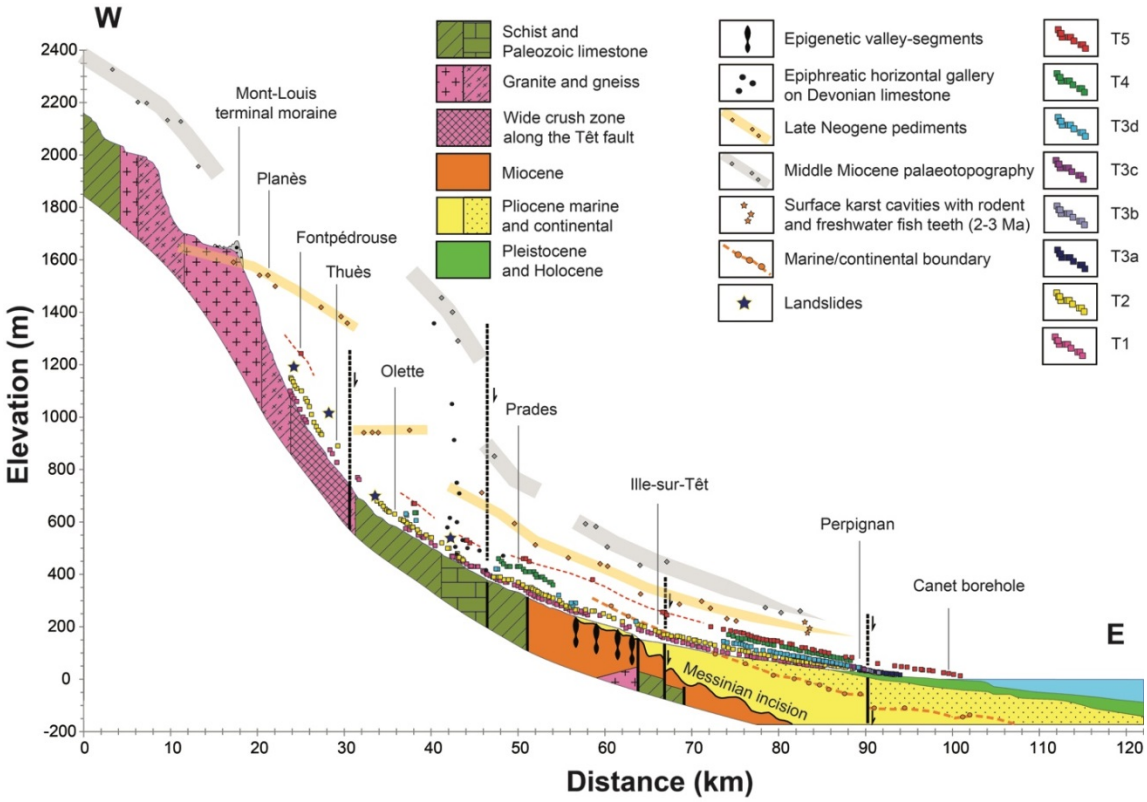


Figure 3.23. Profil en long de la séquence fluviale de la Têt des fronts morainiques à la plate-forme continentale. Extrait de Delmas et al. (2018).

Les résultats indiquent des âges ESR globalement décroissants vers les basses terrasses, à l'exception de T5 Canet. Cependant, les marges d'erreur sont dans un grand nombre de cas beaucoup trop larges pour permettre une attribution claire des nappes alluviales à tel ou tel stade isotopique (Fig. 3.24 et Tabl. 3.9). Par ailleurs, la figure 3.25 montre que la modélisation de la paléodose (D_E) repose sur l'ensemble des *aliquotes* uniquement pour 3 échantillons (15-02 du T5 Villefranche daté à 1099±179 ka, 14-04 du T3b de la Llabanère daté à 374±47 ka et 14-13b du T5 Canet daté à 197±37 ka). Pour tous les autres échantillons, un ou plusieurs aliquotes sont dû être retiré du *fit* pour permettre une modélisation de la paléodose (D_E). Sur ces bases, les auteurs considèrent que la série de datations ESR acquise sur la Têt fournit des indications géochronologiques hautement fiables pour deux points :

(i) Le niveau T5 est daté entre 1 et 1,2 Ma et serait, comme le TQ1 du Cinca-Alcanadre, contemporain de la *Early-Middle Pleistocene transition* qui marque le passage à des cycles climatiques de 100 ka (Head & Gibbard, 2015).

(ii) La nappe T3b est attribuable au MIS 10.

La datation ESR à 174±44 ka est également retenue pour situer la mise en place de la nappe T2 dans le courant du MIS 6, en bon accord avec l'état d'altération et les types de sol relativement avancés qui caractérisent ce niveau de terrasse, et en dépit d'un ajustement imparfait (7 *aliquotes* sur 8) de la courbe destinée à quantifier la paléodose (D_E). En revanche, la datation à 153±30 ka obtenue sur la basse terrasse T1 est considérée comme trop ancienne pour rendre compte de l'âge de cette nappe incontestablement würmienne compte tenu de son état d'altération et de sa position

dans la séquence de formes, l'enjeu ici étant de trancher entre une mise en place dans le courant du MIS 2 ou du MIS 4. Inversement, l'âge à 197±37 ka sur T5 Canet est beaucoup trop jeune pour expliquer l'état d'altération très avancé de cette terrasse (Fig. 3.7h et i). Ce résultat aberrant s'explique par la présence de galets de quartz et de granite dans la lentille sableuse échantillonnée ; ces galets, totalement pulvérulents en raison de leur état d'altération, ont perturbé la mesure de la dose annuelle (d_a) au sein de la lentille sableuse en émettant un rayonnement ionisant beaucoup plus important que les grains de quartz de la lentille de sable ciblée (cf. d_a anormalement élevée sur TET14-13b, Tabl. 3.9).

Tableau 3.9 : Datations ESR des niveaux T1 à T5 du bassin fluvial de la Têt

Stratigraphy	Location[a]	Sample code	Water content[b]	δbl[c]	Dose rate[d]	Equivalent dose[e]	R^2	ESR Age
			%	%	(μGy/a±1σ)	(Gy±1σ)		(ka±1σ)
T1	1 Pézilla	TET 14-08	5	39	4960 ± 74	744 ± 288	0.973	153 ± 30
T2	2 Escatllars	TET 14-10	7	42	4529 ± 76	787 ± 402	0.937	174 ± 44
		TET 14-11	3	43	5129 ± 67	1259 ± 509	0.938	259 ± 90
T3b	3 Llabanère	TET 14-02	5	44	4163 ± 73	1528 ± 379	0.986	374 ± 47
		TET 14-03	11	37	4404 ± 67	1883 ± 329	0.994	440 ± 39
T3c	4 Courragade	TET 14-01	2	No data	3368 ± 52	No data	No data	No data
T3d	5 Quatre Chemins	TET 14-06	10	34	4635 ± 78	3324 ± 2404	0.98	744 ± 269
		TET 14-07	8	No data	4760 ± 85	No data	No data	No data
T4	6 Campeils	TET 14-09	4	No data	5006 ± 88	No data	No data	No data
	7 Peyrestortes	TET 14-04	7	43	4621 ± 76	2889 ± 1692	0.934	637 ± 188
		TET 14-05	6	49	4372 ± 75	2466 ± 771	0.995	582 ± 92
T5	8 Canet	TET 14-12	6	39	3761 ± 57	3932 ± 3690	0.927	1058 ± 498
		TET 14-13	6	38	3579 ± 62	1610 ± 919	0.976	456 ± 131
		TET 14-13b	6	40	4206 ± 65	799 ± 300	0.956	197 ± 37
	9 Villefranche	TET 15-01	5	41	4308 ± 39	5732 ± 1605	0.992	1133 ± 159
		TET 15-02	5	36	4544 ± 62	5606 ± 1811	0.987	1099 ± 179

Extrait de Delmas et al. (2018)

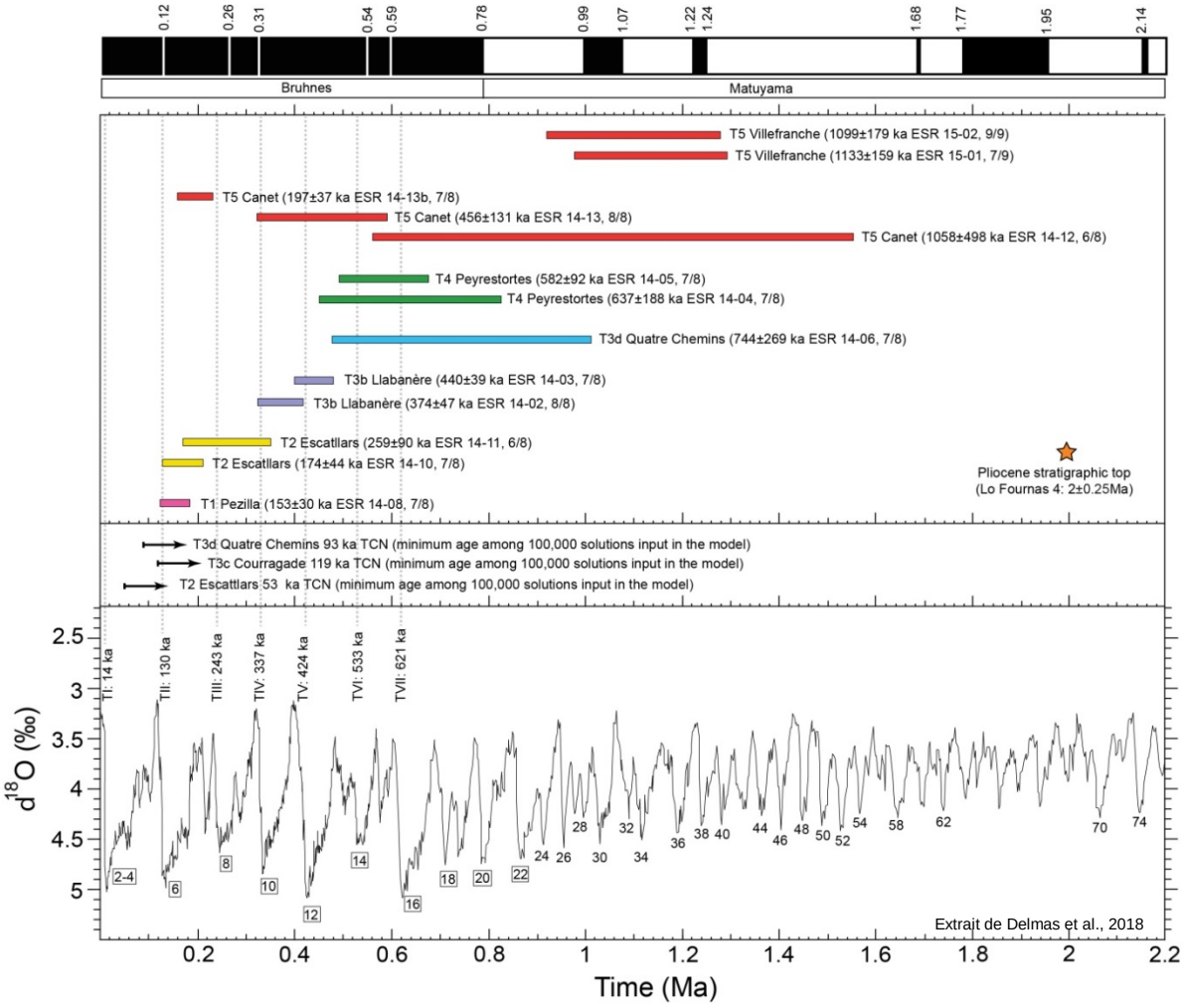


Figure 3.24. Essai de corrélation entre les âges ESR de la Têt et la courbe isotopique marine de Lisiecki and Raymo (2005).

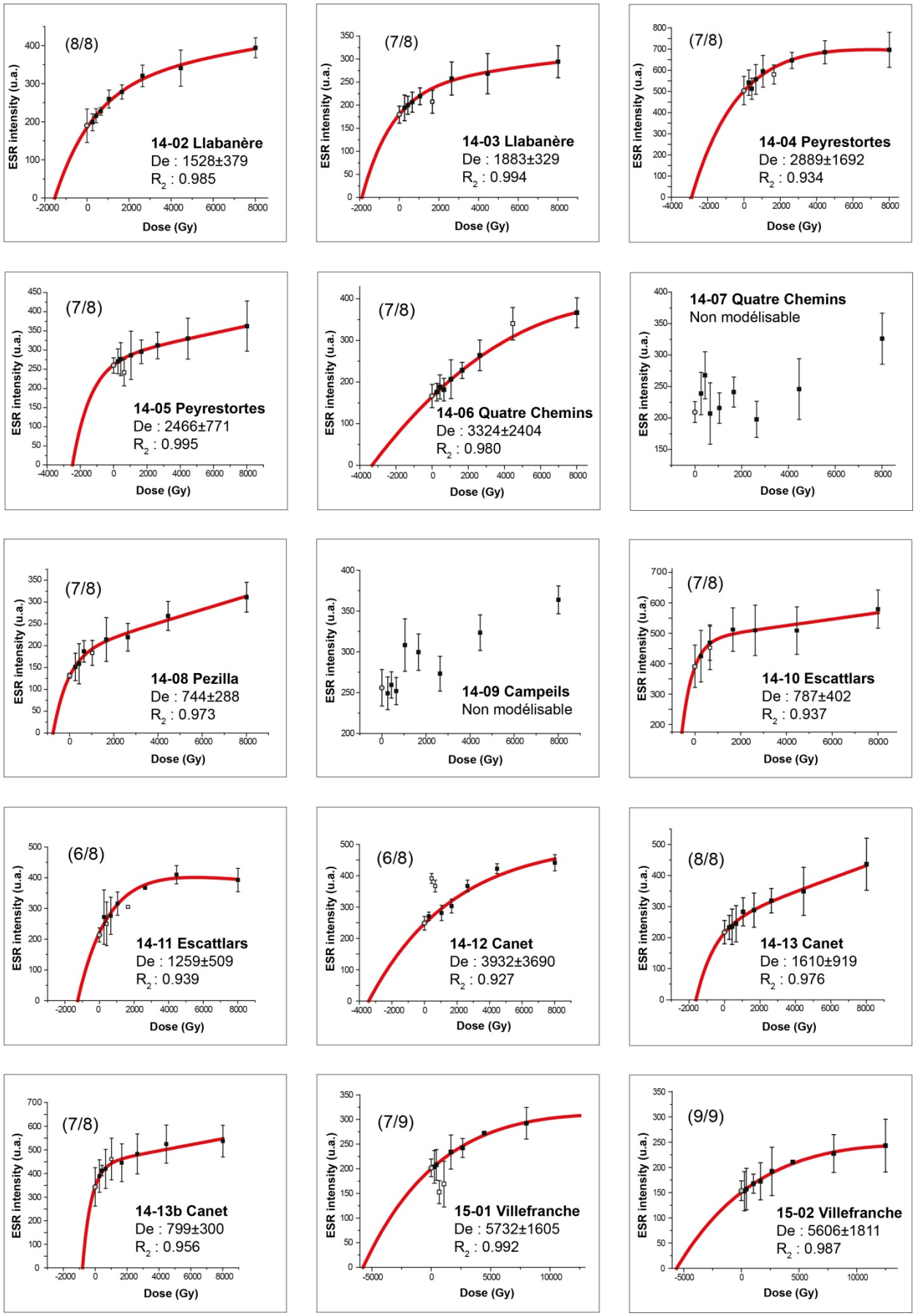


Figure 3.25. Détermination des paléodoses (D_E) sur la séquence fluviale de la Têt.

Extrait de Delmas et al. (2018).

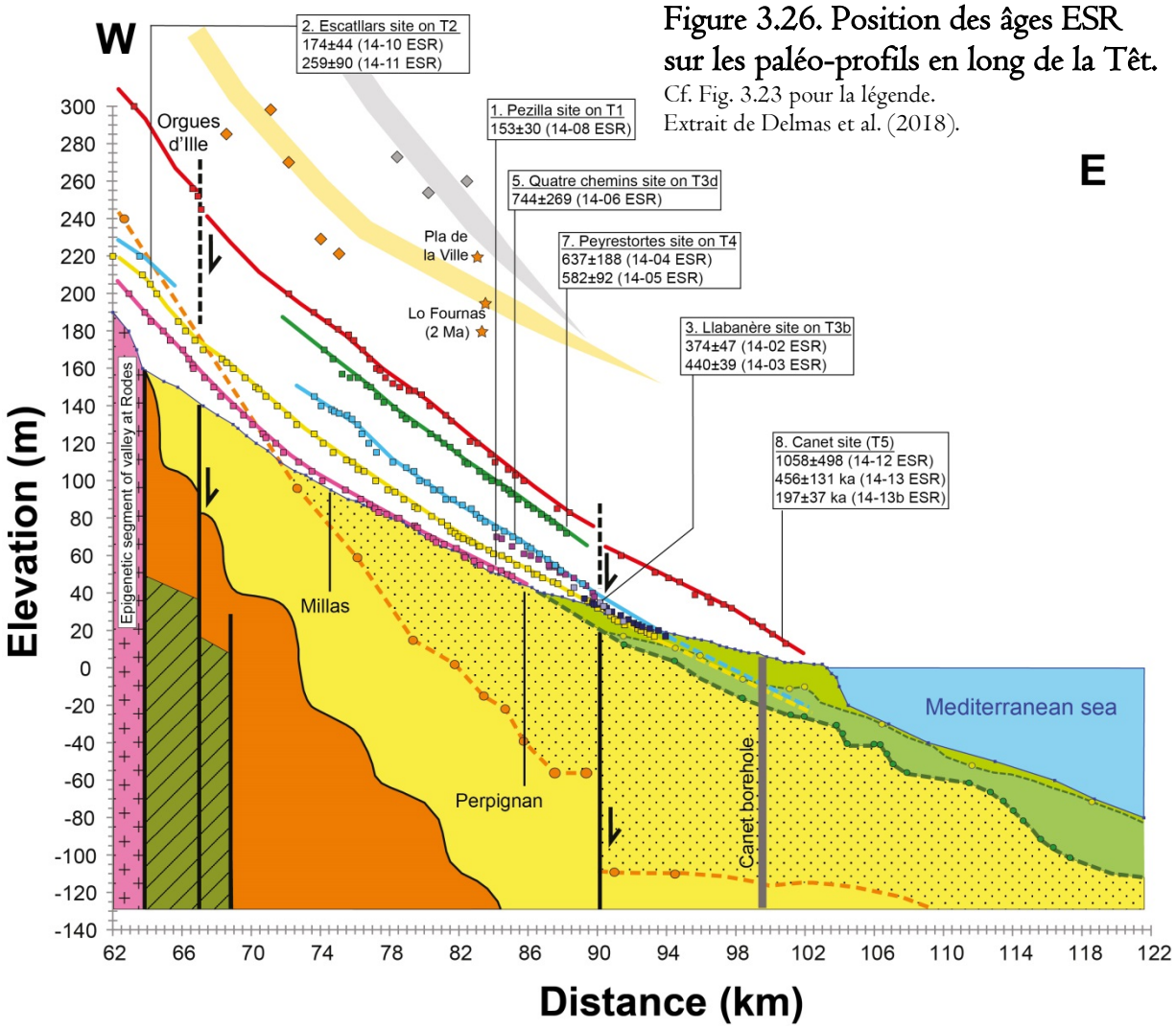


Figure 3.26. Position des âges ESR sur les paléo-profils en long de la Têt.
Cf. Fig. 3.23 pour la légende.
Extrait de Delmas et al. (2018).

2.3. Profils verticaux de TCN : de nouvelles perspectives géochronologiques ?

2.3.1. Le potentiel théorique et les contraintes d'échantillonnage

La méthode des profils verticaux de TCN exploite les propriétés différentes des neutrons et des muons (cf. section 4.1.3 du chapitre 1) pour estimer conjointement :

(i) **la durée d'exposition** au rayonnement cosmique enregistrée par un profil vertical grâce aux échantillons prélevés en profondeur (au-delà de 3 m) où le taux de production est très faible en valeur absolue et quasi exclusivement d'origine muonique, d'où une concentration en TCN susceptible de résider plus longuement dans le domaine linéaire.

(ii) **la vitesse de dénudation**, c'est-à-dire la vitesse à laquelle la topographie de surface s'est abaissée au cours du temps grâce aux échantillons situés au toit du profil où le taux de production est relativement élevé en valeur absolue et majoritairement (95%) d'origine neutronique, d'où une concentration en TCN capable d'atteindre plus rapidement le régime stationnaire.

La méthode consiste donc prélever plusieurs échantillons à différentes profondeurs le long d'un profil vertical établi à partir d'une topographie de surface et à rechercher le meilleur ajustement possible entre les concentrations mesurées à différentes profondeurs et le modèle concentration-profondeur qui régit l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre. Afin de prendre en compte les marges d'erreur qui encadrent les concentrations mesurées, on applique une « simulation Monte Carlo » qui travaille sur le principe de la « modélisation inverse » puisqu'elle calcule en sortie toutes les solutions âge, dénudation, héritage, densités acceptables dans le cadre d'une gamme de solutions âge, dénudation, héritage, densités définies en entrée par l'utilisateur. Chacune de ces solutions est associée à une valeur du χ^2 qui quantifie la qualité de l'ajustement entre les valeurs observées (concentrations en TCN mesurées sur le profil) et les valeurs théoriques (quadruplets de solutions en sortie). La plupart des profils verticaux publiés ces dernières années ont été modélisés à partir du simulateur (*^{10}Be profile simulator 1.2*) élaboré par Alan Hidy (2010). Ce simulateur fonctionne avec le logiciel *Matlab* ; il offre un interface commode à partir duquel l'utilisateur reporte en entrée (Fig. 3.27) :

(i) les données nécessaires au calcul du taux de production (latitude, longitude, altitude, écrantage topographie, enneigement…),

(ii) la gamme des valeurs âge, dénudation, héritage et densité fournies en entrée et au sein de laquelle la modélisation inverse va fonctionner,

(iii) le nombre de simulations qui sera effectué, généralement 50 000 à 250 000, et qui fournira autant de solutions en sortie.

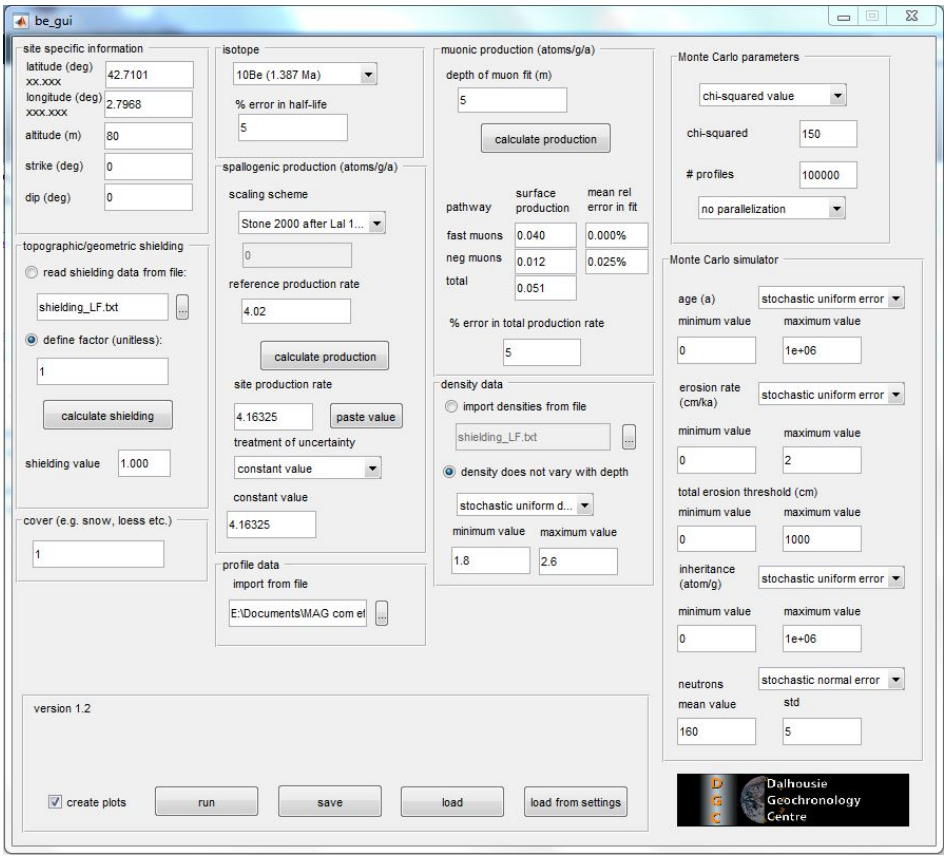


Figure 3.27. *^{10}Be profile simulator 1.2*. Interface à renseigner par l'utilisateur.
Les données reportées sur cet exemple sont celles du profil « Quatre Chemins » de la vallée de la Têt.

A l'issue de la modélisation, le simulateur propose par défaut une série de graphiques qui sont fréquemment reportés en l'état dans les publications (Stange et al., 2013, 2014, 2018 ; Mouchené et al., 2017). Parmi eux, le graphe âge-dénudation fournit de précieuses informations dans la mesure où il permet de visualiser à travers la distribution des solutions associées aux 100 meilleurs χ^2 si les échantillons situés à la base du profil sont encore dans le domaine linéaire, donc exploitables en termes de durée d'exposition, ou s'ils ont atteint le domaine asymptotique et ont par conséquent un moindre intérêt géochronologique. Outre les graphes proposés par défaut par le *^{10}Be profile simulator 1.2*, il est très utile d'exploiter le tableau brut des valeurs numériques livré au format txt dans un répertoire créé automatiquement lors de l'installation de l'application. C'est à partir de ce tableau que peuvent être sélectionnées les solutions acceptables associées à un χ^2 dans l'intervalle [χ^2 mini ; χ^2 mini+1]. Cet intervalle de solutions est reconnu fournir l'équivalent d'une marge d'erreur à 1σ (Bevington et Robinson, 2003). Enfin, il est important de signaler que le *^{10}Be profile simulator 1.2* (Hidy et al., 2010) ne livre en sortie que les solutions âge, dénudation et héritage mais pas les densités, ce qui est regrettable car les densités en sortie sont susceptibles d'apporter une information intéressante sur la qualité des ajustements et l'histoire d'exposition du profil.

Compte tenu de ces principes théoriques, l'application de cette méthode à la datation de terrasses fluviales nécessite de prélever des coupes suffisamment épaisses (minimum 3 à 4 m, idéalement une dizaine de mètres) pour que la concentration des échantillons situés à la base du profil soit exclusivement d'origine muonique et potentiellement encore dans le domaine linéaire. De plus, il est indispensable d'exploiter uniquement des coupes artificielles afin d'éviter une exposition latérale des échantillons qui aurait pour effet une perturbation du modèle de décroissance exponentielle de la production des TCN vers la profondeur. Il est par ailleurs indispensable que le profil vertical ne couvre qu'une seule unité sédimentaire et que cette dernière se soit mise en place sur laps de temps relativement bref afin que les concentrations mesurées à différentes profondeurs résultent de la même histoire d'exposition post-dépôt. De même, la méthode postule que l'héritage d'exposition potentiellement acquis par les sédiments avant leur dépôt est constant sur la totalité du profil. Or, on sait très bien que l'histoire d'exposition des particules qui forment une nappe alluviale est extrêmement variable, notamment en fonction de leur provenance sédimentaire dans le bassin versant. Compte tenu de cela, il est préférable d'échantillonner des amalgames de graviers et/ou de très petits galets (« *pebble* », 4 à 64 mm) afin de moyenner l'héritage d'exposition de chaque échantillon plutôt que de prélever des galets isolés, par exemple un galet unique par échantillon, car ces derniers ont toutes les chances de contenir des héritages d'exposition extrêmement variables (Carretier et al., 2009). Enfin, dans la mesure où la modélisation de profils verticaux fournit des durées d'exposition, la plage temporelle couverte par la méthode dépend fondamentalement du régime érosif qui a présidé à l'accumulation des TCN. La figure 1.18 montre que cette plage temporelle est de l'ordre de quelques millions d'années lorsque la dénudation en surface est nulle et de l'ordre de quelques centaines de millénaires pour une érosion de 10 m/Ma (cf. section 4.1.1 du chapitre 1). Dans le cas des terrasses fluviales, la préservation de la topographie subhorizontale qui caractérise ces formes construites peut être considérée comme l'évidence d'une accumulation post-dépôt des TCN dans le cadre d'un régime érosif très modéré. Cependant, afin de maximiser le potentiel géochronologique de cette méthode, il est préférable de localiser les profils verticaux au centre de larges lanières alluviales car la dénudation y est plus faible que sur les marges des plans de terrasse où la proximité des formes de ravinement et/ou du talus bordier tend à accélérer les processus de décapage superficiel. Lorsque toutes ces conditions sont réunies, on dispose avec cette

méthode d'un outil géochronologique qu'il est particulièrement intéressant d'appliquer aux terrasses fluviales car il permet de dater la **surface d'abandon** que représentent ces formes construites, c'est-à-dire le moment où le système fluvial bascule entre une tendance à l'aggradation et une tendance à l'incision. A ce titre, cette méthode de datation apparaît comme tout à fait pertinente au regard des questionnements qui intéressent la communauté des quaternaristes fluvialistes (cf. section 4.3.2 de l'introduction générale).

2.3.2. Les profils verticaux de TCN actuellement disponibles dans les Pyrénées

Depuis 2013, la méthode des profils verticaux de TCN a largement été appliquée aux séquences fluviales pyrénéennes (Fig. 3.15), d'abord sur le Sègre (n=4, Stange et at., 2013), puis sur la Garonne (n=2, Stange et at., 2014), l'Ariège (n=5, Delmas et al., 2015), la vallée d'Aspe (n=1, Nivière et al., 2016), la Neste (n=5, Mouchené et al., 2017) et, enfin, la Têt (n= 3, Delmas et al., 2018). Parallèlement, la couverture colluviale des larges topographies de glacis qui caractérisent la façade sud des Pyrénées ont fait l'objet de 4 profils verticaux de TCN sur les bassins versants du Fueva Alta et du Fueva Baja qui sont deux affluents de rive gauche du Cinca localisés immédiatement en aval d'Aínsa (Stange et al., 2018). Cette section synthétise les observations de terrain, données analytiques, modélisations et interprétations géochronologiques associées à cet ensemble de données. Elle propose aussi une remodélisation de l'ensemble des profils actuellement disponibles dans les Pyrénées sur la base de paramètres homogènes.

2.3.2.1. Les profils verticaux du bassin fluvial de la Têt

Les profils verticaux du bassin de la Têt concernent exactement les mêmes sites que ceux datés par ESR (T2 Escatllars, T3c Courragade et T3d Quatre Chemins), l'objectif étant de croiser les résultats issus de deux méthodes géochronologiques différentes (Delmas et al., 2018).

Le profil Escatllars est localisé sur une lanière alluviale de taille réduite (0.37 km^2) localisée à l'entrée du fossé du Roussillon (Fig. 3.21). La coupe échantillonnée correspond à un talus de bord de route qui est taillé en tranché sur 5 à 6 m d'épaisseur dans la masse alluviale. Le site échantillonné est localisé au milieu du plan de terrasse (Fig. 3.7c). Le profil initial compte 7 échantillons sur 4,75 m de profondeur mais l'un d'entre eux (éch. à 300 cm) n'a pas pu être mesuré faute de matière en quantité suffisante à l'issue des traitements chimiques (Fig. 3.28). Sur ce profil, comme sur les deux autres profils du bassin de la Têt, les échantillons correspondent systématiquement à des amalgames de galets de quartz, de granite et de gneiss de très petite taille (*pebble* de 1 à 3 cm de grand axe).

Le profil Courragade correspond au front de taille d'une carrière localisée au centre d'une lanière alluviale de plusieurs centaines de mètres de côté (Fig. 3.21). La coupe exploitée est subverticale ; elle montre au sommet un merlon de 0,5 à 1 m qui couvre le sol originel (Fig. 3.7e). Le profil compte 7 échantillons prélevés au niveau de la coupe entre le sol et 340 cm de profondeur. Trois échantillons supplémentaires ont été prélevés en surface dans la vigne située à proximité immédiate de la carrière, sur le même plan de terrasse, afin de contraindre au mieux la concentration TCN au toit de la nappe (Fig. 3.28).

Le profil Quatre Chemins correspond lui aussi un talus de route taillé en tranchée dans la masse alluviale. La coupe échantillonnée se situe à 150 m du talus bordier de la terrasse T3d, ce qui met les échantillons totalement à l'abri d'une exposition latérale au rayonnement cosmique et

préserve relativement le profil d'une dénudation accélérée. Le profil compte 9 échantillons dont 3 en surface et 6 en profondeur, tous les 40 à 60 cm pour les 5 premiers et à 3,80 m sous la surface pour le plus profond (Fig. 3.28). Sur ce profil, comme sur le profil Courragade, les concentrations en surface montrent une assez forte dispersion des valeurs qui peut s'expliquer à la fois par une forte variabilité des héritages d'exposition au sein de la masse alluviales et/ou une fonte sur place des alluvions qui est par ailleurs attestée par le fort enrichissement en quartz des plans de terrasses à partir de T3 (80 à 90% de quartz en surface sur 50 à 60 cm d'épaisseur contre ~20 % de quartz dans la masse alluviale initiale soit une fonte chimique de l'ordre de 2 à 3 m depuis la mise en place de la nappe).

Les trois profils du bassin de la Têt ont été modélisés sur la base de gammes de valeurs en entrée (âge, dénudation, densité, héritage) suffisamment larges pour permettre au simulateur (*^{10}Be profile simulator 1.2,* Hidy et al., 2010) de calculer les valeurs en sortie sans contraintes *a priori.* Les valeurs en entrée retenues pour ces modélisations « tous paramètres libres » sont 0 à 1 Ma pour les âges, 0 à 2 cm.ka^{-1} pour la dénudation, 0 à 10^6 at.g^{-1} pour l'héritage et 2 à 2,4 g.cm^{-3} pour la densité (Fig. 3.28). La figure 3.28 et le tableau 3.10 reportent les résultats en sortie (uniquement les solutions âge, dénudation et héritage) sur la base de deux critères différents, mais complémentaires.

(i) Les solutions en sortie associées à une valeur du χ^2 située dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]. Ces solutions sont représentées par un point bleu sur les graphes âge *versus* dénudation.

(ii) Les solutions en sortie associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2. Ces solutions sont représentées par un point jaune sur les graphes âge *versus* dénudation.

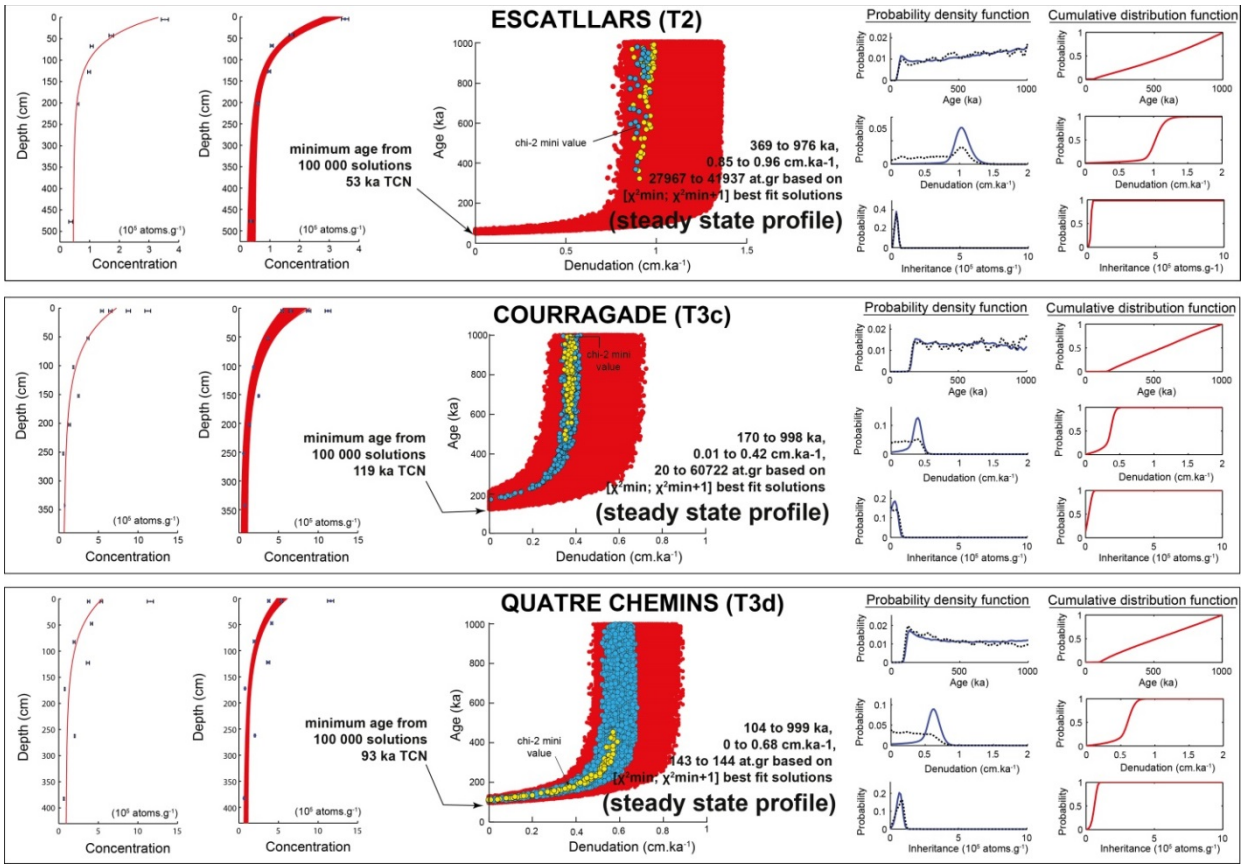


Figure 3.28. Modélisation des profils verticaux du bassin de la Têt.
Extraits de Delmas et al. (2018).

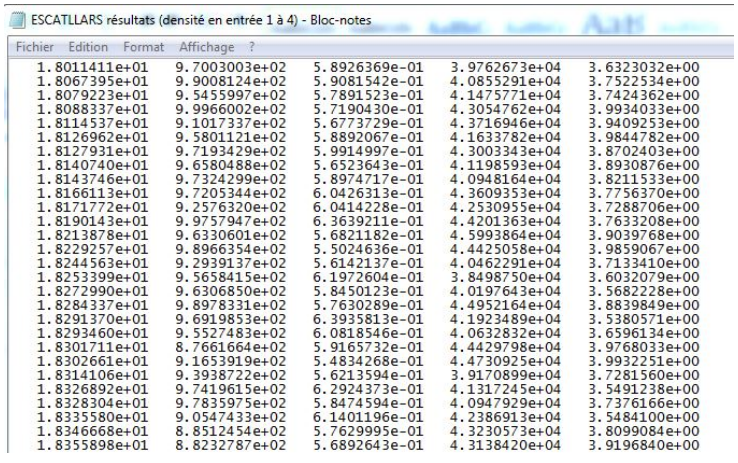
La distribution de ces deux catégories de points sur les graphes âge *versus* dénudation montre que la gamme des solutions âges en sortie est très large alors que la gamme des solutions dénudation est beaucoup plus restreinte (forme subverticale du nuage de points correspondants aux solutions acceptables jaunes et bleues). Cela signifie que les concentrations en TCN mesurées sur ces trois profils ont atteint le domaine asymptotique, y compris à la base des coupes. Dans ces conditions, la modélisation « tous paramètres libres » indique assez précisément à quelle vitesse le plan de terrasse s'est abaissé au cours du temps depuis son exposition initiale (dénudations en sortie dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1] entre 0,85 et 0,96 cm.ka^{-1} pour T2 Escatllars, entre 0,01 et 0,42 cm.ka^{-1} pour T3c Courragade, entre 0 et 0,68 cm.ka^{-1} pour T3d Quatre Chemins). Par contre, les durées d'exposition proposées en sortie par le simulateur doivent être comprises uniquement comme des âges minima. Cet âge minimum est de l'ordre de 50 ka pour T2 Escatllars, 120 ka pour T3c Courragade et 95 ka pour T3d Quatre Chemins.

Tableau 3.10 : Solutions acceptables « âge, dénudation, héritage » obtenues sur le bassin fluvial de la Têt

Sampling site	Range of solutions [χ^2min; χ^2min+1]			Ranges of solution constrained by top 100 χ^2min		
	Exposure time (ka)	Denudation (cm/ka)	Inheritance (at/g)	Exposure time (ka)	Denudation (mm/ka)	Inheritance (at/g)
T2-Escatllars	369–976	0.85–0.96	27 967–41 937	323–986	0.85–0.99	22 968–41 937
T3c-Courragade	170–998	0.01–0.42	20–60 722	472–994	0.34–0.39	371–36 513
T3d-Quatre Chemins	104–999	0–0.68	143–144	110–453	0–0.59	73 088–93 409

Extrait de Delmas et al. (2018)

Parallèlement à la lecture du graphe âge *versus* dénudation, il est intéressant d'analyser la distribution des solutions densités en sortie car ce complément d'information peut s'avérer utile pour apprécier la qualité des ajustements produits par le simulateur et, le cas échéant, comprendre l'histoire d'exposition du profil. Comme cette option n'est pas proposée par défaut par le *^{10}Be profile simulator 1.2* (Hidy et al., 2010), on propose ici une remodélisation des profils de la Têt en utilisant le même simulateur complété par un code *Matlab* mis à disposition par Régis Braucher. Ce code complémentaire permet de reporter dans le tableau brut des valeurs numériques livré au format txt. (Fig. 3.29) les solutions densité en sortie en même temps que les solutions âges, dénudation, héritage et les valeurs du χ^2. Ces nouvelles modélisations reposent sur des paramètres en entrée comparables à ceux appliqués précédemment (Delmas et al., 2018, cf. *supra*) à l'exception des densités, qui sont volontairement élargies au-delà de la gamme géologiquement acceptable. En effet, pour chaque profil, on propose une première modélisation sur la base de densités très larges, entre 1 et 4 g.cm^{-3}, puis on restreint la gamme des densités en entrée à des valeurs géologiquement acceptables, c'est-à-dire entre 1,8 et 2,4 g.cm^{-3} d'après Vincent & Chadwick (1994), Hancock et al. (1999) et Hidy et al. (2010).


ESCATLLARS résultats (densité en entrée 1 à 4) - Bloc-notes

Fichier Edition Format Affichage ?

1.8011411e+01	9.7003003e+02	5.8926369e-01	3.9762673e+04	3.6323032e+00
1.8067395e+01	9.9008124e+02	5.9081542e-01	4.0855291e+04	3.7522534e+00
1.8079223e+01	9.5455997e+02	5.7891523e-01	4.1475771e+04	3.7424362e+00
1.8088337e+01	9.9966002e+02	5.7190430e-01	4.3054762e+04	3.9934033e+00
1.8114537e+01	9.1017337e+02	5.6773729e-01	4.3716946e+04	3.9409253e+00
1.8126962e+01	9.5801121e+02	5.8892067e-01	4.1633782e+04	3.9844782e+00
1.8127931e+01	9.7193429e+02	5.9914997e-01	4.3003343e+04	3.8702403e+00
1.8140740e+01	9.6580488e+02	5.6523643e-01	4.1198593e+04	3.8930876e+00
1.8143746e+01	9.7324299e+02	5.8974717e-01	4.0948164e+04	3.8211533e+00
1.8166113e+01	9.7205344e+02	6.0426313e-01	4.3609353e+04	3.7756370e+00
1.8171772e+01	9.2576320e+02	6.0414228e-01	4.2530955e+04	3.7288706e+00
1.8190143e+01	9.9757947e+02	6.3639211e-01	4.4201363e+04	3.7633208e+00
1.8213878e+01	9.6330601e+02	5.6821182e-01	4.5993864e+04	3.9039768e+00
1.8229257e+01	9.8966354e+02	5.5024636e-01	4.4425058e+04	3.9859067e+00
1.8244563e+01	9.2939137e+02	5.6142137e-01	4.0462291e+04	3.7133410e+00
1.8253399e+01	9.5658415e+02	6.1972604e-01	3.8498750e+04	3.6032079e+00
1.8272990e+01	9.6306850e+02	5.8450123e-01	4.0197643e+04	3.5682228e+00
1.8284337e+01	9.8978331e+02	5.7630289e-01	4.4952164e+04	3.8839849e+00
1.8291370e+01	9.6919853e+02	6.3935813e-01	4.1923489e+04	3.5380571e+00
1.8293460e+01	9.5527483e+02	6.0818546e-01	4.0632832e+04	3.6596134e+00
1.8301711e+01	8.7661664e+02	5.9165732e-01	4.4429798e+04	3.9768033e+00
1.8302661e+01	9.1653919e+02	5.4834268e-01	4.4730925e+04	3.9932251e+00
1.8314106e+01	9.3938722e+02	5.6213594e-01	3.9170899e+04	3.7281560e+00
1.8326892e+01	9.7419615e+02	6.2924373e-01	4.1317245e+04	3.5491238e+00
1.8328304e+01	9.7835975e+02	5.8474594e-01	4.0947929e+04	3.7376166e+00
1.8335580e+01	9.0547433e+02	6.1401196e-01	4.2386913e+04	3.5484100e+00
1.8346668e+01	8.8512454e+02	5.7629995e-01	4.3230573e+04	3.8099084e+00
1.8355898e+01	8.8232787e+02	5.6892643e-01	4.3138420e+04	3.9196840e+00

Figure 3.29. Tableau brut des valeurs numériques issu de la modélisation du profil Escatllars.

Les colonnes représentent respectivement de la gauche vers la droite les valeurs du χ^2, l'âge, la dénudation, l'héritage et la densité. Le passage sur Excel de ces 5 séries de données permet de réaliser le traitement statistique et graphique des résultats, notamment d'isoler les quadruplets de solutions dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1] et ceux associés aux 100 meilleurs χ^2.

Les résultats issus de ces nouvelles modélisations confirment la tendance au *steady state* initialement observée sur les trois profils de la Têt (Delmas et al., 2018), comme le montre la forme subverticale des nuages de points jaunes et bleus (Fig. 3.30). De plus, on observe que les modélisations « tous paramètres libre » fondées sur de larges gammes de densité en entrée (1 à 4 g.cm^{-3}) produisent des densités en sortie aberrantes d'un point de vue géologique. Ce phénomène est particulièrement net sur le profil Escatllars qui livre des densités en sortie entre 3,22 et 3,99 pour les solutions dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1] et entre 3,39 et 3,99 pour les solutions associées aux 100 meilleurs χ^2 (Tabl. 3.11). Le phénomène est moins marqué mais tout de même bien présent sur les profils Courragade et Quatre Chemins (Tabl. 3.12 et 3.13).

Tableau 3.11 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Escatllars

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	18,011411	357	656–999	0,5–0,7	33 718–52 093	3,22-3,99	786–999	0,52–0,66	35 323–48 484	3,39–3,99
1,8 à 2,4	23,602774	4	521–997	0,88–0,97	27 670–33 208	2,3–2,4	81–999	0,39–1,05	24 985–41 562	2,29–2,39

Tableau 3.12 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Courragade

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	67,722332	480	170–995	0,04–0,43	54 650–89 333	2,04-2,7	179–995	0,04–0,4	60 324–82 561	2,15-2,55
1,8 à 2,4	67,727002	841	168–999	0,006–0,43	52 714–86 065	2,02–2,39	172–995	0,0064–0,41	57 061–80 415	2,14–2,39

Tableau 3.13 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Quatre Chemins

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]						Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2			
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	143,378320	5697	106–999	0,001–0,68	85 093–143 372	1,94-3,01	113–997	0,02–0,6	95 657–121 121	2,17-2,71
1,8 à 2,4	143,380460	5488	108–999	0,001–0,68	85 254–133 886	1,94–2,39	112–996	0,034–0,6	95 675–125 128	2,17–2,39

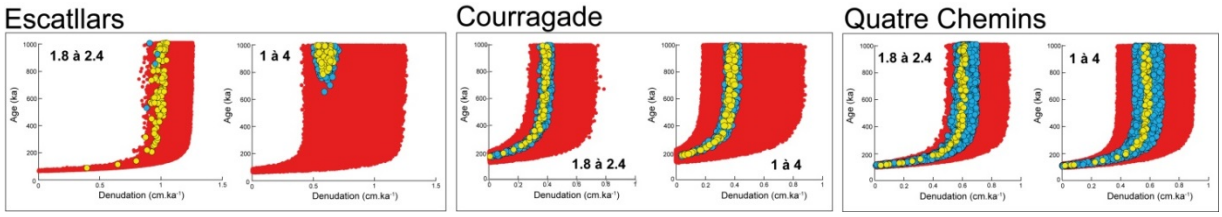


Figure 3.30. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils verticaux de la Têt.

Ces fortes densités en sortie sont caractéristiques des profils qui ont enregistré une érosion discontinue au cours de leur histoire d'exposition ; une érosion discontinue avec au moins un épisode de troncature brutale au toit du profil qui a eu pour effet de placer à faible profondeur des échantillons dont l'histoire d'exposition initiale s'est déroulée à plus grande profondeur. Lors de la modélisation du profil, cette « anomalie » (anomalie au regard du modèle d'accumulation des TCN dans la croûte terrestre) se traduit par la production de densités en sortie anormalement élevées afin de compenser les concentrations anormalement faibles de certains échantillons compte tenu de leur position/profondeur dans le profil au moment de l'échantillonnage. Inversement, lorsque les densités en sortie sont anormalement faibles, cela traduit une grande variabilité des héritages d'expositions au sein de la masse alluviale (ou une exposition latérale du profil échantillonné sur une coupe naturelle). Dans ce cas de figure, le simulateur a tendance à produire des densités en sortie anormalement faibles pour compenser des concentrations anormalement fortes à certaines profondeurs compte tenu de l'héritage moyen supposé. Dans tous les cas, la qualité des ajustements produits par le simulateur est relativement médiocre comme le montre les valeurs relativement élevées du χ^2 et/ou le faible nombre de solutions acceptables dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1].

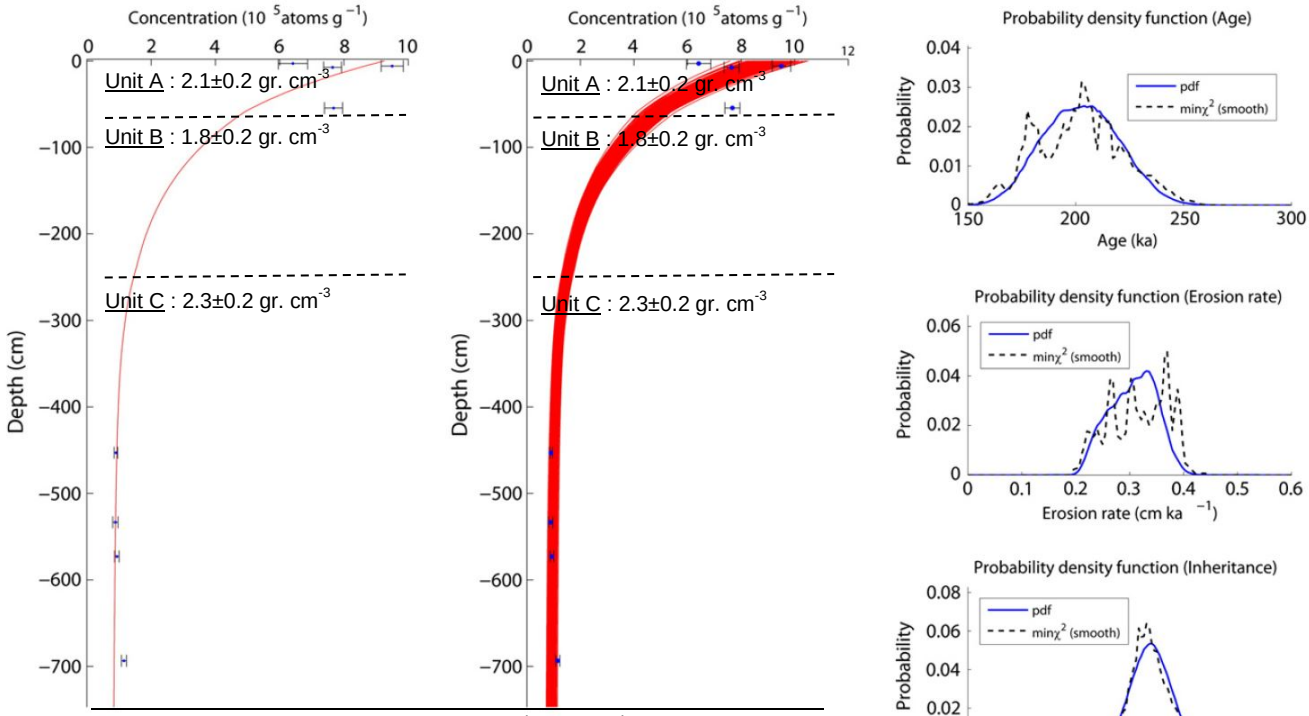
Ces remarques montrent à quel point la gamme des solutions âges obtenues en sortie par la méthode des profils verticaux est étroitement dépendante des gammes de valeurs sélectionnées en

entrée. Pour cette raison, la stratégie de modélisation des profils verticaux de TCN la plus fréquemment utilisée consiste à modéliser dans un premier temps le profil « tous paramètres libres », puis à restreindre progressivement les gammes de valeurs en entrée afin de zoomer le plus précisément possible sur les meilleurs triplets ou quadruplets de solutions obtenus en sortie à chaque modélisation successive. Malheureusement, ces différentes étapes de modélisation sont rarement exposées dans les publications, ce qui est regrettable car ces informations permettent de mieux percevoir la valeur géochronologique des données produites par cette méthode de datation.

2.3.2.2. Les profils verticaux localisés sur la façade sud des Pyrénées (Sègre et Fueva)

Les profils verticaux publiés sur le bassin fluvial du Sègre concernent quatre niveaux de terrasse différents (Stange et al., 2013).

Le profil TQ1 concerne les hauts niveaux de terrasse localisés en position d'interfluve entre la Noguera Ribagorçana et le Cinca (Fig. 3.10). Il correspond exactement au niveau N4 défini par Bomer (1979). Pour mémoire, cette terrasse surplombe de +120 m le cours actuel de la Noguera Ribagorçana et se situe en contrebas de deux autres niveaux culminants notés N5 et N6 dans la terminologie de Bomer (1979), TQ0 dans celle de Stange et al. (2013 ; cf. Tabl. 3.1). La coupe échantillonnée correspond à un talus de route entaillé dans la masse alluviale ; il s'agit donc d'une coupe artificielle. Le profil compte 9 échantillons, dont 3 ont été prélevés en surface afin de bien contraindre la concentration au toit du profil. L'échantillon le plus profond se situe à 695 cm. Les matériaux prélevés sont des « *cobbles* », c'est-à-dire des galets de 64 à 256 mm de quartzites, de granites, de gneiss et de conglomérats ; ces derniers étant constitués de nombreux petits galets (« *pebble* », 4 à 64 mm) de quartzites.



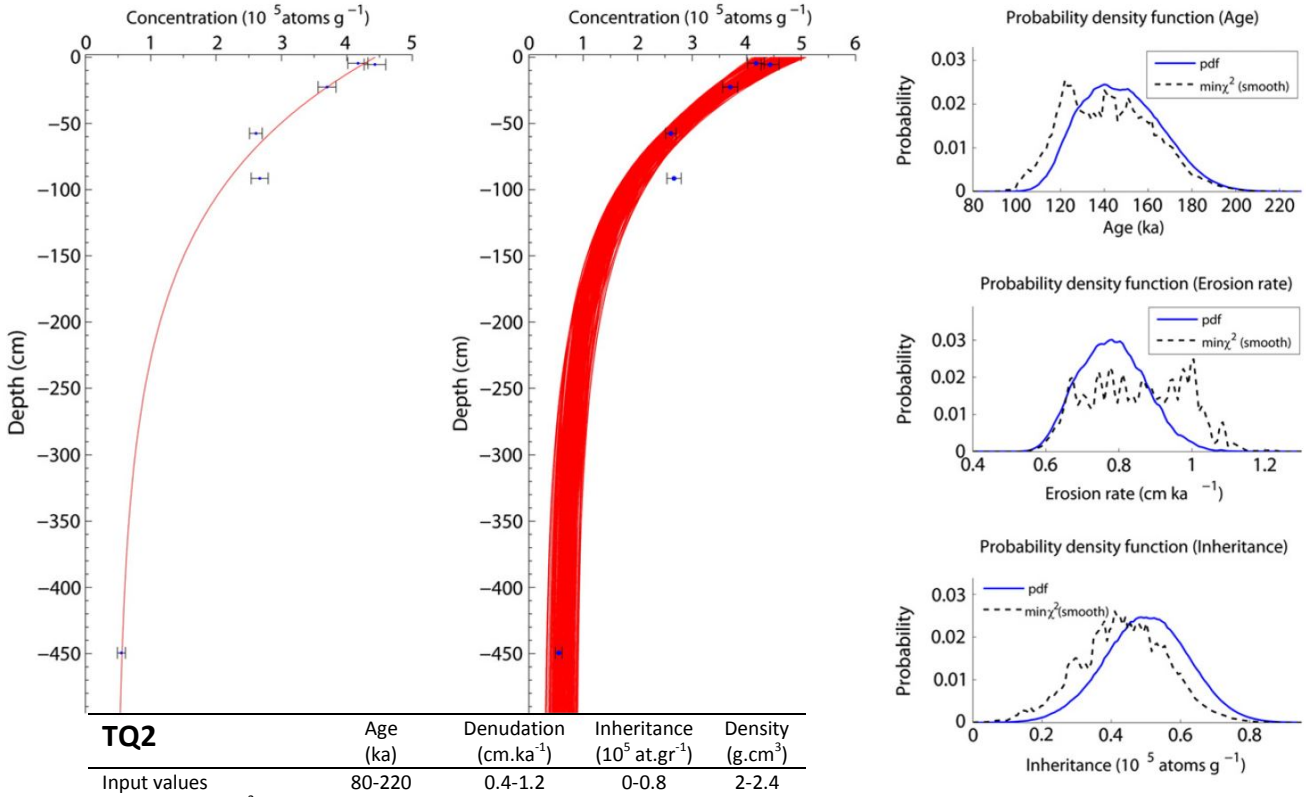
TQ1	Age (ka)	Denudation (cm.ka^{-1})	Inheritance (10^5 at.gr^{-1})	Density (g.cm^3)
Input values	150-300	0-0.6	0-1.5	cf. above
Output values (χ^2mini)	$201.6^{+35.3}_{-32.9}$ *	0.33	0.84	No data

*Stat bayésienne à 2σ livrée par le ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010)

Figure 3.31. Modélisation du profil vertical TQ1. Extrait de Stange et al. (2013), modifié.

La figure 3.31 reporte les valeurs en entrée et en sortie retenues et obtenues pour le profil TQ1. L'âge à $201{,}6^{+35{,}3}_{-32{,}9}$ ka obtenu pour ce haut niveau de terrasse conduit les auteurs à envisager une aggradation de la nappe TQ1/N4 dans le courant du MIS 8 et son abandon/incision au cours de la transition climatique MIS 8/MIS 7.

Le profil TQ2 se situe quant à lui dans la basse vallée du Sègre, à proximité de sa confluence avec le Cinca (Fig. 3.10). Ce niveau de terrasse est représenté sur le Sègre par des lanières alluviales isolées situées entre +77 m et +88 m d'altitude relative. Il correspond au niveau S4 de Bomer (1979). La coupe échantillonnée correspond à une carrière abandonnée localisée au centre de l'une de ces lanières alluviales. Le profil compte 7 échantillons, dont 3 ont été prélevés en surface afin de bien contraindre la concentration au toit du profil. L'échantillon le plus profond se situe à 450 cm. La figure 3.32 reporte les valeurs en entrée et en sortie associées au profil TQ2. Les résultats indiquent un âge de $138{,}8^{+46{,}7}_{-22{,}8}$ ka pour ce niveau de terrasse, soit une aggradation de la nappe TQ2/S4 dans le courant du MIS 6 et son abandon/incision au cours de la transition climatique entre le MIS 6 et l'interglaciaire éémien (MIS 5.5). Sur ces bases, les auteurs proposent de rapprocher le niveau TQ2 du Sègre avec la terrasse TQ5 du Cinca et la « haute terrasse » du Gállego qui présentent des évolutions pédologiques comparables et sont respectivement datée par OSL à 178±21 ka et 151±11 ka (Lewis et al., 2009).



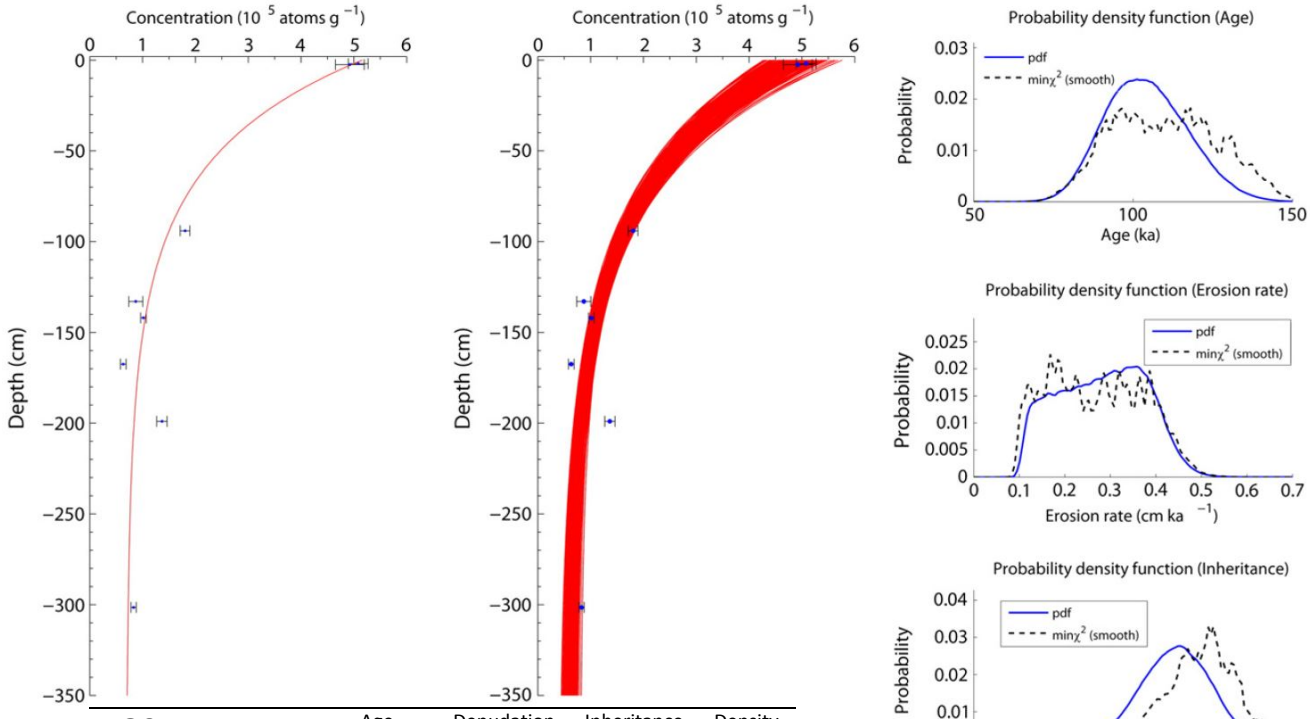
TQ2	Age (ka)	Denudation (cm.ka^{-1})	Inheritance (10^5 at.gr^{-1})	Density (g.cm^3)
Input values	80-220	0.4-1.2	0-0.8	2-2.4
Output values (χ^2mini)	$138.8^{+46.7}_{-22.8}$ *	0.8	0.486	No data

*Stat bayésienne à 2σ livrée par le ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010)

Figure 3.32. Modélisation du profil vertical TQ2. Extrait de Stange et al. (2013), modifié.

Le profil TQ3 se situe en rive droite du Sègre, en amont de sa confluence avec la Noguera Ribagorçana (Fig. 3.10). Ce niveau de terrasse est relativement continu sur le Sègre dans le secteur de Balaguer et dans la section aval de la Noguera Ribagorçana où il se situe entre +50 m et +60 m d'altitude relative. Il est noté S3 dans la terminologie de Bomer (1979). La coupe échantillonnée

correspond à l'entaille d'un ravin qui éventre la nappe alluviale. Le profil compte 9 échantillons dont 3 ont été prélevés en surface mais deux seulement sont retenus dans la modélisation car leur concentration est très proche, de l'ordre de 5.10^5 at.g^{-1}, alors que le troisième échantillon prélevé en surface indique une concentration de $0{,}74.10^5$ at.g^{-1}. L'échantillon le plus profond se situe à 310 cm. La figure 3.33 reporte les valeurs en entrée et en sortie associées au profil TQ3. Les résultats indiquent un âge de $99{,}6^{+31{,}1}_{-19}$ ka pour ce niveau de terrasse, soit une plage temporelle qui s'étire sur l'ensemble du MIS 5 et le début du MIS 4. Compte tenu de la faible ampleur du talus bordier qui délimite ce niveau de terrasse (~ 10 m), l'aggradation puis l'incision de la nappe TQ3 sont attribuées aux fluctuations climatiques secondaires qui caractérisent le début du dernier cycle glaciaire (bascule climatique entre le MIS 5.4 et le MIS 5.3 ou le MIS 5.2 et le MIS 5.1). Par ailleurs, cette datation s'accorde à l'âge OSL à 120±11,25 ka obtenu sur la nappe fluvioglaciaire de Les Garbes, qui est localisée à +40 m d'altitude relative dans le fossé de la Seu d'Urgell (Turu & Peña, 2006 ; Turu et al., 2017, cf. section 2.1.4). Elle s'accorde également avec l'âge OSL à 97±16 ka obtenu sur le niveau TQ6 du Cinca (Lewis et al., 2009) qui est situé vers +60 m d'altitude relative (Tabl. 3.1).



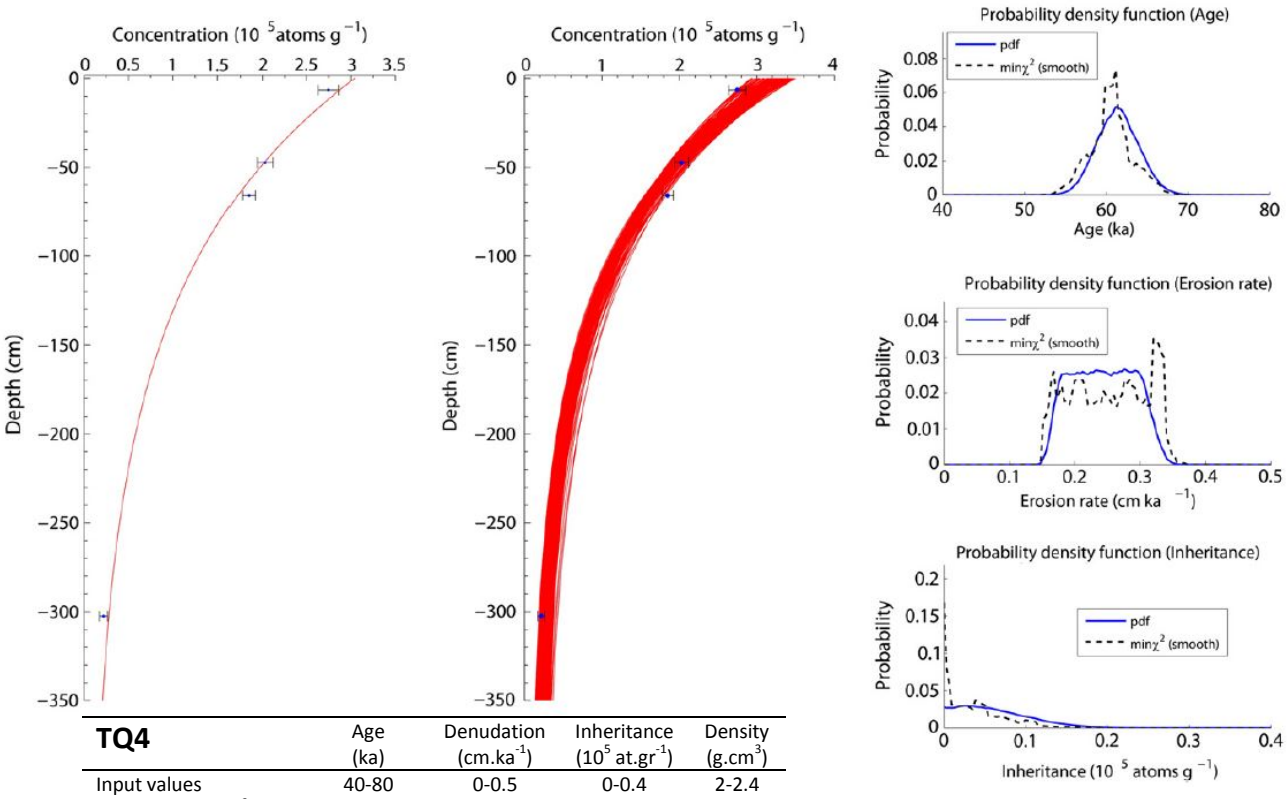
TQ3	Age (ka)	Denudation (cm.ka^{-1})	Inheritance (10^5 at.gr^{-1})	Density (g.cm^3)
Input values	50-150	0-0.7	0-0.8	2-2.4
Output values (χ^2mini)	$99.6^{+31.1}_{-19}$ *	0.36	0.518	No data

*Stat bayésienne à 2σ livrée par le ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010)

Figure 3.33. Modélisation du profil vertical TQ3. Extrait de Stange et al. (2013), modifié.

Le profil TQ4 est localisé en rive gauche du Sègre en amont de Balaguer (Fig. 3.10). Il est associé à un niveau de terrasse situé entre +35 m et +47 m au-dessus du cours actuel du Sègre dans ce secteur de vallée. Il domine de +25 à +35 m la basse terrasse (S1/TQ6) et correspond à la génération S2 identifiée par Bomer (1979). La coupe échantillonnée correspond au talus bordier de la terrasse mais l'entaille naturelle a été rafraichie à l'occasion de travaux de canalisation. Le profil compte 6 échantillons dont 3 ont été prélevés en surface. Sur ces trois échantillons de surface, seule la concentration la plus forte (274 418 at.g^{-1} ± 4,14%) est retenue pour la modélisation car les deux

autres échantillons indiquent des valeurs anormalement faibles (entre 5.10^4 et 7.10^4 at.g^{-1}). L'échantillon le plus profond se situe à 305 cm. La figure 3.34 reporte les valeurs en entrée et en sortie respectivement retenues et obtenues pour le profil TQ4. Les résultats indiquent un âge de $61{,}8^{+4{,}6}_{-5{,}4}$ ka pour ce niveau de terrasse, soit une plage temporelle correspondant exactement à la charnière entre le MIS 4 et le MIS 3. Par ailleurs, cette date semble s'accorder aux âges OSL obtenus sur la nappe TQ7 du Cinca qui domine de +35 m le cours actuel de la rivière. En effet, la nappe TQ7 du Cinca a fait l'objet de 14 datations OSL qui montrent une forte dispersion des résultats mais dont 6 d'entre elles sont très proches les unes des autres et indiquent un âge pondéré moyen de 61±4 ka (Lewis et al., 2009).



TQ4	Age (ka)	Denudation (cm.ka^{-1})	Inheritance (10^5 at.gr^{-1})	Density (g.cm^3)
Input values	40-80	0-0.5	0-0.4	2-2.4
Output values (χ^2mini)	$61.8^{+4.6}_{-5.4}$ *	0.33	0.029	No data

*Stat bayésienne à 2σ livrée par le ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010)

Figure 3.34. Modélisation du profil vertical TQ4. Extrait de Stange et al. (2013), modifié.

Au total, la série de datations par profil verticaux de TCN obtenues sur le Sègre montre une très forte cohérence interne des résultats avec des durées d'exposition systématiquement plus récentes vers les bas niveaux. Par ailleurs, les résultats semblent s'accorder avec les datations OSL préalablement obtenues sur le Sègre, le Cinca et le Gállego (cf. section 2.1). Ces données géochronologiques ont permis d'envisager un modèle d'évolution des systèmes fluviaux applicable à toutes les séquences fluviales de la façade sud des Pyrénées. Ce schéma s'accorde avec le modèle climato-sédimentaire défini dans les plaines et bas plateaux du nord de l'Europe (Maddy et al., 2001, cf. Fig. 0.22 et section de 4.3.2 de l'introduction générale) puisque les périodes d'aggradation semblent systématiquement correspondre aux périodes froides et les périodes d'incision aux transitions climatiques, en particulier aux transitions *cold to warm*. Cependant, l'ampleur des marges d'erreur qui encadrent les âges d'exposition issus des profils verticaux de TCN mais aussi la

dispersion des résultats OSL fragilisent la crédibilité de cette proposition qu'il faudra sans doute conforter par l'acquisition de nouvelles données chronologiques.

De plus, la remodélisation « tous paramètres libres » des profils verticaux indique des densités en sortie anormalement faibles pour TQ1, TQ2 et TQ4 et anormalement fortes pour TQ3 (Tabl. 3.14 à 3.17). Ces observations traduisent une histoire d'exposition complexe de la masse alluviale et/ou une grande variabilité des héritages d'exposition, cette dernière étant potentiellement liée à la granulométrie des échantillons prélevés sur les profils du Sègre, à savoir des « *cobbles* » (64 à 256 mm) de quartzites, de granites, de gneiss et de conglomérats. Dans le cas de TQ3, les fortes densités en sortie révèlent une histoire d'exposition caractérisée par une dénudation discontinue en surface et l'intervention épisodique de phénomènes de troncature au toit du profil qui ont perturbé le modèle concentration-profondeur sur lequel repose cette méthode de datation. D'ailleurs, il est intéressant de constater que cette troncature probable concerne un profil localisé sur la coupe naturelle d'un ravin dont l'évolution est contrôlée par l'érosion régressive dans un système de *badland*.

Tableau 3.14 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil TQ1

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	46,412854	149	149–983	0,009–0,889	85 767–127 834	1,1-1,58	149–946	0,009–0,84	88 420–119 371	1,1-1,55
1,8 à 2,4	48,119757	17	159–967	0,038–0,59	101 930–128 934	1,8–1,92	159–999	0,038–0,63	97 923–142 423	1,8–2,002

Tableau 3.15 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil TQ2

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	10,233291	144	90–829	0,075–1,64	17 086–57 996	1,05-1,57	90–784	0,07–1,64	20 352–57,996	1,05-1,54
1,8 à 2,4	9,583643	7	338–859	0,95–1,065	54 318–65 722	1,8–1,89	88–979	0,008–1,07	42 076–78 197	1,8–1,97

Tableau 3.16 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil TQ3

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	15,287405	135	100–984	0,006–0,605	64 189–96 816	2,55-3,71	100–984	0,006–0,59	64 189–95 849	2,55-3,51
1,8 à 2,4	17,346915	19	106–939	0,186–0,711	54 706–66 730	2,29–2,39	90–998	0,001–0,745	46 140–73 675	2,18–2,39

Tableau 3.17 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil TQ4

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	8,542763	10	66–139	0,22–1,56	91–2 477	1,2-1,42	60–318	0,001–1,89	11–8 130	1,12-1,49
1,8 à 2,4	22,914150	5	253–497	1,32–1,42	4 548–5 881	1,8–1,82	65–710	0,011–1,51	456–23 673	1,8–1,91

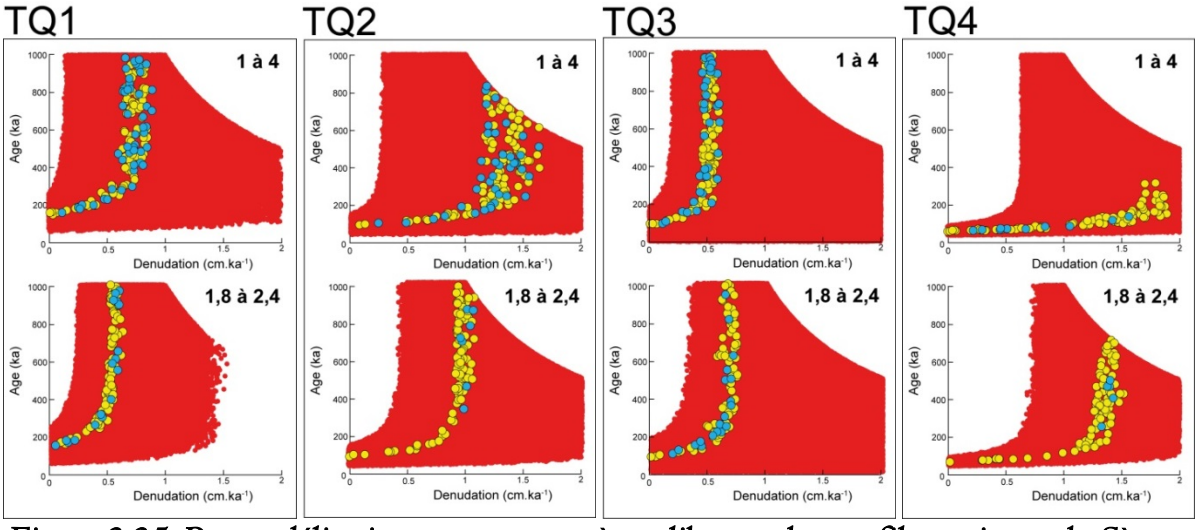


Figure 3.35. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils verticaux du Sègre.

Enfin, les graphes âge *versus* dénudation issus des modélisations « tous paramètres libres » montrent que les quatre profils du Sègre sont en situation de *steady state* (Fig. 3.35) et que, par conséquent, les âges d'exposition initialement publiés ($201{,}6^{+35{,}3}_{-32{,}9}$ ka, $138{,}8^{+46{,}7}_{-22{,}8}$ ka, $99{,}6^{+31{,}1}_{-19}$ ka et $61{,}8^{+4{,}6}_{-5{,}4}$ ka, Stange et al., 2013) doivent être considérés comme des valeurs minimales. Ces valeurs indiquent en fait la durée au terme de laquelle la concentration en TCN des échantillons a atteint le domaine asymptotique, y compris à la base des profils. Dans ces conditions, il n'y a pas de réelle contradiction entre les données TCN obtenues sur le niveau TQ1 de l'interfluve Sègre-Noguera Ribagorçana (Stange et al., 2013) et l'âge ESR à 1,2 Ma obtenue sur le niveau TQ1 du système Cinca-Alcanadre (Duval et al., 2015a ; Sancho et al., 2016), ce dernier étant, en dépit des incertitudes liées à la méthode multi-centre (cf. section 2.2.1), certainement celui qui date avec la meilleure exactitude le plus haut niveau de terrasse du piémont sud des Pyrénées.

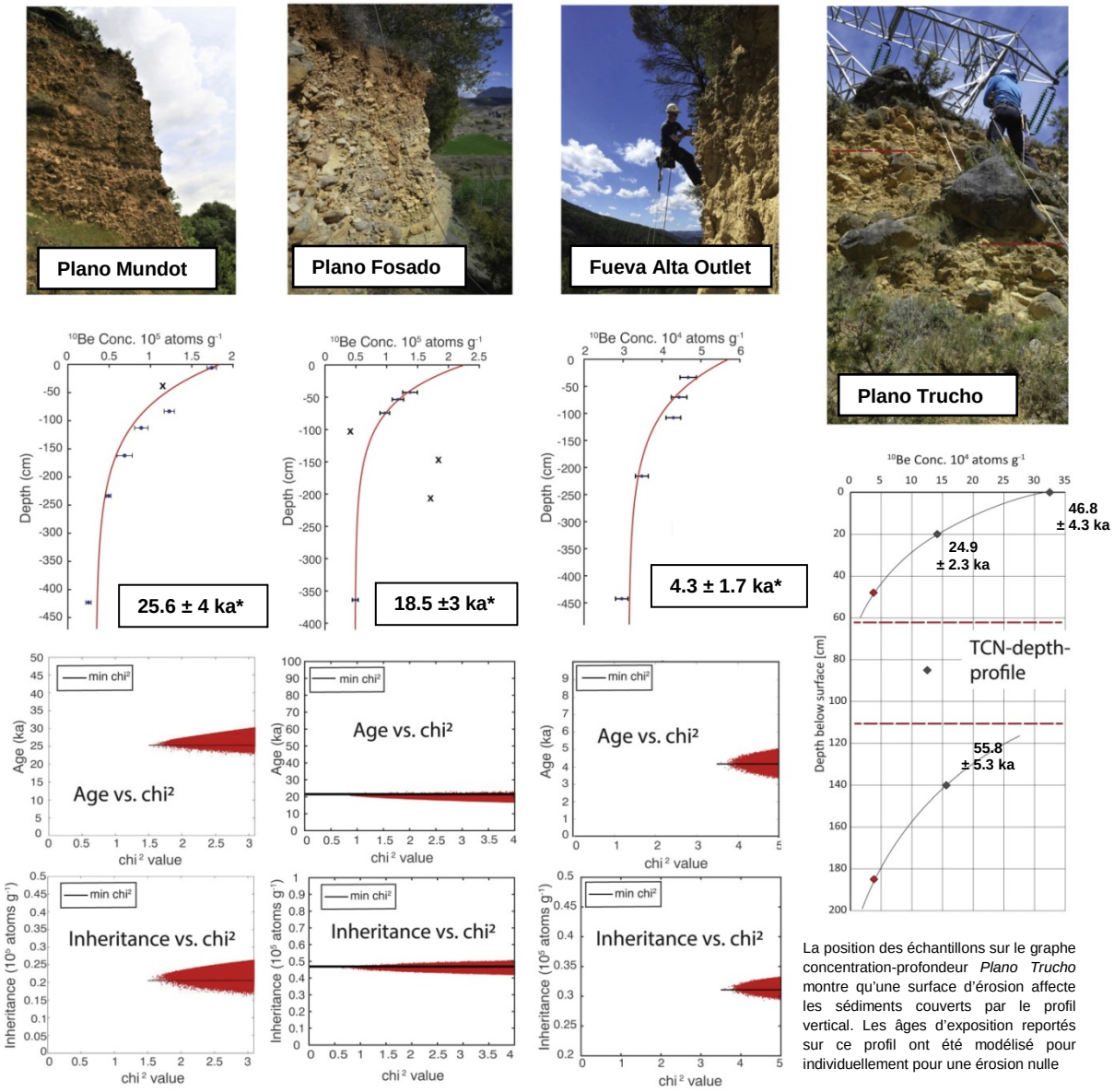


Figure 3.36. Modélisation des profils verticaux du Fueva.

Les gammes âge et héritage en entrée correspondent aux valeurs minimales et maximales reportées sur l'axe des ordonnées des graphes *age vs. chi² value* et *inheritance vs. chi² value*. Gamme des densités en entrée non spécifiée. Gamme des dénudations en entrée et en sortie non spécifiée. *Incertitude calculée sur la base d'une statistique bayésienne à 2σ fournie par le ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010). Extrait de Stange et al. (2018), modifié.

Les bassins versants du Fueva Alto et du Fueva Baja ont fait l'objet de 4 profils verticaux de TCN sur la couverture colluviale d'un même niveau de glacis situé entre +75 m et +100 m d'altitude relative par rapport au fond des ravins qui éventrent la zone (Stange et al., 2018). Les profils verticaux ont été prélevés sur des coupes naturelles correspondant aux talus qui délimitent les lanières de glacis (*Plano Mundot*, *Plano Fosado*, *Plano Trucho*). Par contre, le profil *Fueva Alta Outlet* provient d'un placage de colluvions de 7 à 8 m d'épaisseur assimilé à la même génération que la couverture colluviale du glacis principal en raison de sa position à +75 m d'altitude relative au-dessus du fond de vallée. Les échantillons correspondent à des amalgames de graviers et de petits galets (*pebble*, 4 à 64 mm) ou à des blocs et galets de taille plus conséquente (*cobble*, 64 à 256 mm). Ils ont été prélevés tous les 50 cm sur 3 à 4 m de profondeur. La position des échantillons sur le graphe concentration-profondeur *Plano Trucho* montre que les sédiments couverts par le profil appartiennent à deux unités séparées par une surface d'érosion à partir de laquelle des TCN se sont accumulés avant que l'unité supérieure se mettre en place. Par conséquent, les concentrations mesurées sur ce profil n'ont pas été modélisées conjointement à partir du *^{10}Be profile simulator 1.2.* Elles ont été modélisées individuellement pour une érosion nulle. Les durées d'exposition à 46,8±4,3 ka, 24,9±2,3 ka et 55,8±5,3 ka obtenus respectivement en surface, à 25 et à 85 cm de profondeur sont par conséquent des « âges apparents » qui ne datent pas directement la mise en place de la couverture de glacis mais fournissent des âges minimaux (Fig. 3.36).

Les trois autres profils (*Plano Mundot*, *Plano Fosado* et *Fueva Alta Outlet*) ont été modélisés conjointement à partir du *^{10}Be profile simulator 1.2*, mais les gammes de densités et de dénudation retenues en entrée pour ces modélisations ne sont pas précisées. Les résultats âges obtenus en sortie dans la publication initiale (Stange et al., 2018) indiquent respectivement 25,6±4 ka, 18,5±3 ka et 4,3±1,7 ka, soit des valeurs très proches de celles que nous obtenons à l'issue des modélisations « tous paramètres libres » que nous présentons ici (âge, dénudation, héritage et densité en entrée de 0-1 Ma, 0-2 cm.ka^{-1}, 0-10^{6} at.g^{-1}, 1 à 4 g.cm^{-3} puis 1,8-2,4 g.cm^{-3} respectivement, Tabl. 3.18 à 3.20).

Tableau 3.18 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Plano Fosado

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	0,245488	611	27,6–861	0,05–1,99	44 200–57 409	2,78-3,99	38,2–738	0,66–1,80	45 511–53 823	2,9-3,95
1,8 à 2,6	2.160511	73	22,7–43,5	0,035–1,98	45 235–50 090	2,14–2,39	22,2–43,5	0,03–1,98	45 235–50 090	2,14–2,39

Tableau 3.19 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Plano Mundot

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	1,534842	13	21,6–28	0,18–1,98	6 824–18 616	1,01-1,22	19,9–30,3	0,031–1,98	1 802–29 696	1,0-1,51
1,8 à 2,6	10.804378	10	23,2–27,7	0,37–1,94	28 037–34 710	1,8–1,89	20,3–30,7	0,0008–1,97	26 911–38 016	1,8–1,94

Tableau 3.20 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Fueva Alta Outlet

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	0,836131	37	3,21–4,24	0,04–1,99	26 954–30 666	1,0-1,28	3,01–4,44	0,006–1,99	26 383–31 884	1,002-1,51
1,8 à 2,6	3.617402	96	3,28–4,63	0,019–1,97	29 892–33 175	1,8–2,03	3,28–4,63	0,019–1,99	29 892–33 175	1,8–2,03

Cependant, l'analyse des densités en sortie issues de ces nouvelles modélisations conduit à penser que les âges d'exposition obtenus sur ces trois profils ne sont pas nécessairement utilisables pour dater la mise en place des glacis. Le cas du profil *Plano Fosado* est le plus significatif (Tabl. 3.18) car la modélisation « tous paramètre libres » montre des gammes de densité en sortie anormalement élevées (2,78 à 3,99 g.cm^{-3} pour les solutions dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1] et 2,9 à 3,95 g.cm^{-3} pour les solutions associés aux 100 meilleures valeurs du χ^2) lorsqu'on sélectionne en entrée des gammes de densités très larges (1 à 4 g.cm^{-3}), plus larges que ce qui est géologiquement

acceptable. D'ailleurs, lorsqu'on sélectionne en entrée des gammes de densité géologiquement acceptables (1,8 à 2,4 g.cm^{-3}), les densités en sortie « buttent » sur les valeurs les plus fortes : 2,14 à 2,39 g.cm^{-3} pour les solutions associés aux 100 meilleures valeurs du χ^2 et celles dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]. Cette tendance est caractéristique de profils qui ont subi des dénudations en surface très discontinues au cours du temps avec intervention ponctuelle de phénomènes de troncature au toit du profil qui ont eu pour effet de placer à faible profondeur des échantillons dont l'histoire d'exposition initiale s'est déroulée à plus grande profondeur. Ces résultats ne sont pas surprenants dans la mesure où le profil *Plano Fosado* a été prélevé sur une coupe naturelle liée à incision du glacis principal par les talwegs affluents du Fueva et du Cinca (Fig. 3.36). Sur ce type de profil, l'érosion régressive des talwegs est susceptible d'avoir prélevé brutalement des tranches de sédiments suffisamment épaisses pour perturber le modèle concentration-profondeur sur lequel repose cette méthode datation, voire pour remettre totalement à zéro le compteur ^{10}Be. Dans ces conditions, on ne dispose d'aucun argument objectif pour retenir les gammes plus restreintes de solutions âge en sortie (22,7 et 43,5 ka pour les solutions associés à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1] et 22,2 à 43,5 ka pour les solutions associés aux 100 meilleures valeurs du χ^2) obtenues sur la base de modélisations « tous paramètres libres » (densité 1,8 à 2,4).

Des phénomènes de troncature semblent également avoir affecté les profils *Plano Mundot* et *Fueva Alta Outlet.* Ces deux profils montrent des densités en sortie anormalement faibles (Tabl. 3.19 et 3.20) et, en même temps, une distribution des points sur les graphes âge *versus* dénudation caractéristique de profils dans le domaine linéaire, y compris lorsque les gammes de densité en entrée sont très larges (Fig. 3.37).

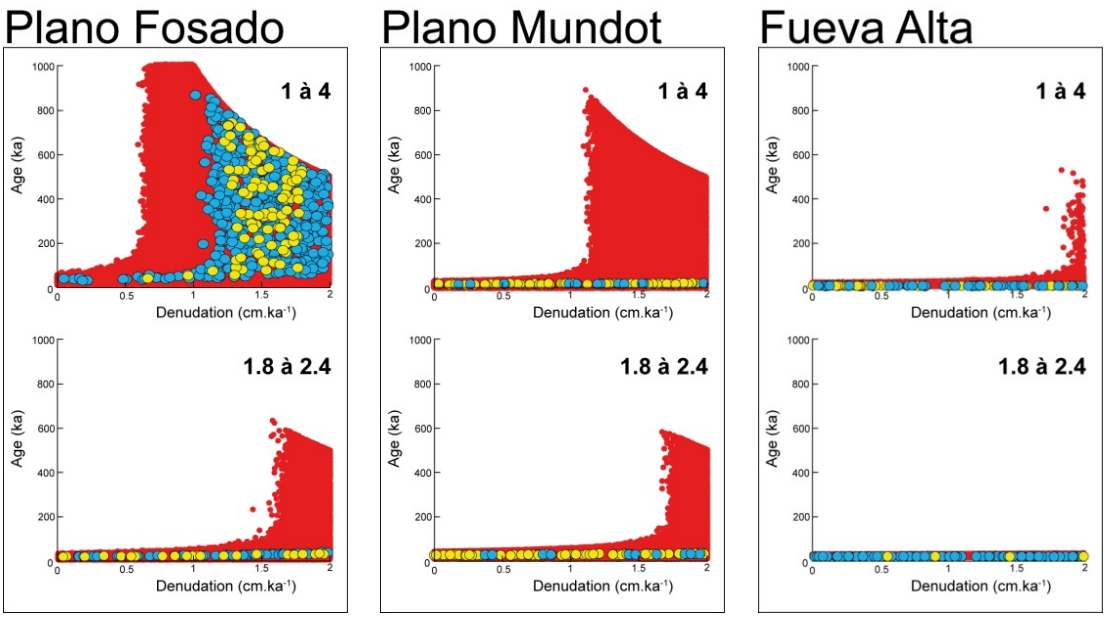


Figure 3.37. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils verticaux du Fueva.

Cela signifie que la durée d'exposition enregistrée par les échantillons est très bien contrainte ; elle est de l'ordre de 20 à 30 ka sur *Plano Mundot* et de l'ordre de 3 à 4 ka sur *Fueva Alta Outlet.* Pour autant, ces durées d'exposition ne datent ni la couverture colluviale qui coiffe le glacis principal, ni la phase d'incision qui a disséqué ces morphologies pour deux raisons :

(i) **<u>le premier argument réside dans la géométrie des dépôts pléistocènes localisés dans le secteur d'Aínsa</u>** (Fig. 3.11). En effet, dans ce secteur, la terrasse contemporaine du Global LGM est datée par deux âges ^{14}C à 15,2±0,1 ka BP et 22,1±0,2 ka, obtenus à la base d'un dépôt de laisse de crue qui coiffe la nappe graveleuse TQ9. Or, la terrasse TQ9 (+10 m d'altitude relative à Aínsa) se situe une soixantaine de mètres en contrebas du glacis principal du Fueva, à proximité de la confluence avec le Cinca. En revanche, ce dernier se situe dans le prolongement géométrique de la nappe TQ7 du Cinca qui n'est pas datée dans le secteur d'Aínsa mais, plus en aval, dans le secteur d'Albalate-Bellver où 14 datations OSL ont été publiées et un âge pondéré moyen de 61±4 ka retenu (Lewis et al., 2009). Ces éléments montrent que les âges à 20-30 ka (*Plano Mundot)* et à 3-4 ka (*Fueva Alta Outlet*) sont beaucoup plus jeunes que ce que suggère le contexte géomorphologique et géochronologique régional.

(ii) **<u>le deuxième argument réside dans les densités anormalement faibles issues de la modélisation « tous paramètres libres » de ces deux profils</u>**. Ces faibles densités s'expliquent ici par une exposition latérale des échantillons prélevés sur des coupes naturelles mises à jour il y a 20 à 30 ka sur *Plano Mundot*, il y a 3 à 4 ka sur *Fueva Alta Outlet*, suite à un épisode d'érosion régressive suffisamment important (troncature brutale < 3-4 m d'épaisseur) pour avoir placé en surface des échantillons antérieurement trop profonds pour avoir accumulé une quantité notable de TCN (cas d'une troncature suffisamment importante pour avoir remis à zéro le compteur ^{10}Be). Dans le cas de *Plano Fosado*, la troncature a été moins radicale car le profil montre une tendance au *steady state* lorsqu'on modélise les données sur la base de densités en entrée très larges (1 à 4 gr.cm^{-3}). En revanche, on retrouve une distribution caractéristique du domaine linéaire lorsqu'on modélise les données sur la base de densité en entrée géologiquement acceptables (1,8 à 2,4 g.cm^{-3}, cf. Tabl. 3.18). Dans ce cas de figure, la gamme d'âge en sortie est certes très large (25 à 80 ka pour les solutions dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1] et 23,6 à 80,8 ka pour les solutions associés aux 100 meilleures valeurs du χ^2) mais elle est compatible avec le contexte géomorphologique et géochronologique régional (cf. *supra*).

2.3.2.3. <u>Les profils verticaux de la façade nord des Pyrénées (Ariège, Garonne, Neste et Aspe)</u>

Sur la façade nord, les profils verticaux de TCN fournissent les seules datations numériques actuellement disponibles sur la plupart des bassins fluviaux (Ariège, Garonne, Neste et Aspe, Fig. 3.15). Cependant, l'existence d'une stratigraphie relative des séquences fluviales commune à l'échelle du piémont nord-pyrénéen, commune car fondamentalement adossée à l'état d'altération des nappes alluviales et aux types de sols développés à leur toit, permet de comparer sur des bases solides l'ensemble des profils verticaux de TCN prélevés sur les séquences fluviales de l'Ariège, de la Garonne, de la Neste et de la vallée d'Aspe.

- ***<u>Le niveau le plus investigué est la basse terrasse T1</u>***

Cette génération de terrasses est classiquement attribuée au cycle glaciaire würmien, sans distinction *a priori* entre le MIS 4 et le MIS 2, car elle se caractérise par une nappe alluviale faiblement altérée, sableuse et caillouteuse, et porte à son toit des sols bruns, lessivés et acides (Fig. 3.2 et section 1.1 de ce chapitre). Les raccords topographiques entre cette génération de terrasses et les constructions morainiques situées en amont sont plus ou moins préservés selon la configuration

topographique des bassins fluviaux et l'ampleur des organismes glaciaires. Sur l'Ariège, la Garonne, le Gave de Pau et le Gave d'Ossau, les fronts glaciaires ont atteint le piémont et développé d'imposants complexes morainiques et fluvioglaciaires qui sont aujourd'hui très bien préservés. Par contre, sur la Neste et sur la vallée d'Aspe, les fronts glaciaires sont restés cantonnés aux hautes vallées (secteur de Sarrancolin sur la Neste et secteur de Lescun sur la vallée d'Aspe) et les raccords topographiques entre les fronts morainiques würmiens et la nappe T1 ne sont pas préservés de manière continue.

Ce niveau de terrasse a fait l'objet de 8 profils verticaux de TCN, 3 sur l'Ariège (Delmas et al. 2015), 2 sur la Garonne (Stange et al., 2014), 2 sur la Neste (Mouchené et al., 2017) et 1 sur la vallée d'Aspe (Nivière et al., 2016).

Les profils verticaux prélevés en Ariège sont respectivement localisés à 4, 19 et 50 km en aval du front morainique de Garrabet qui est contemporain du Global LGM (Delmas et al., 2011) mais seul le profil de Montgaillard est situé sur le cône de transition fluvioglaciaire proprement dit (Fig. 3.38 et section 1.2.2.1 de ce chapitre). Les trois profils proviennent de coupes anthropiques situées au centre de larges lanières alluviales : la tranchée de l'autoroute dans le cas du profil Montgaillard (10 échantillons sur 646 cm de profondeur), le front de taille subvertical d'une carrière dans le cas des profils de Filatier (10 échantillons sur 700 cm de profondeur) et de Cintegabelle (10 échantillons sur 460 cm de profondeur).

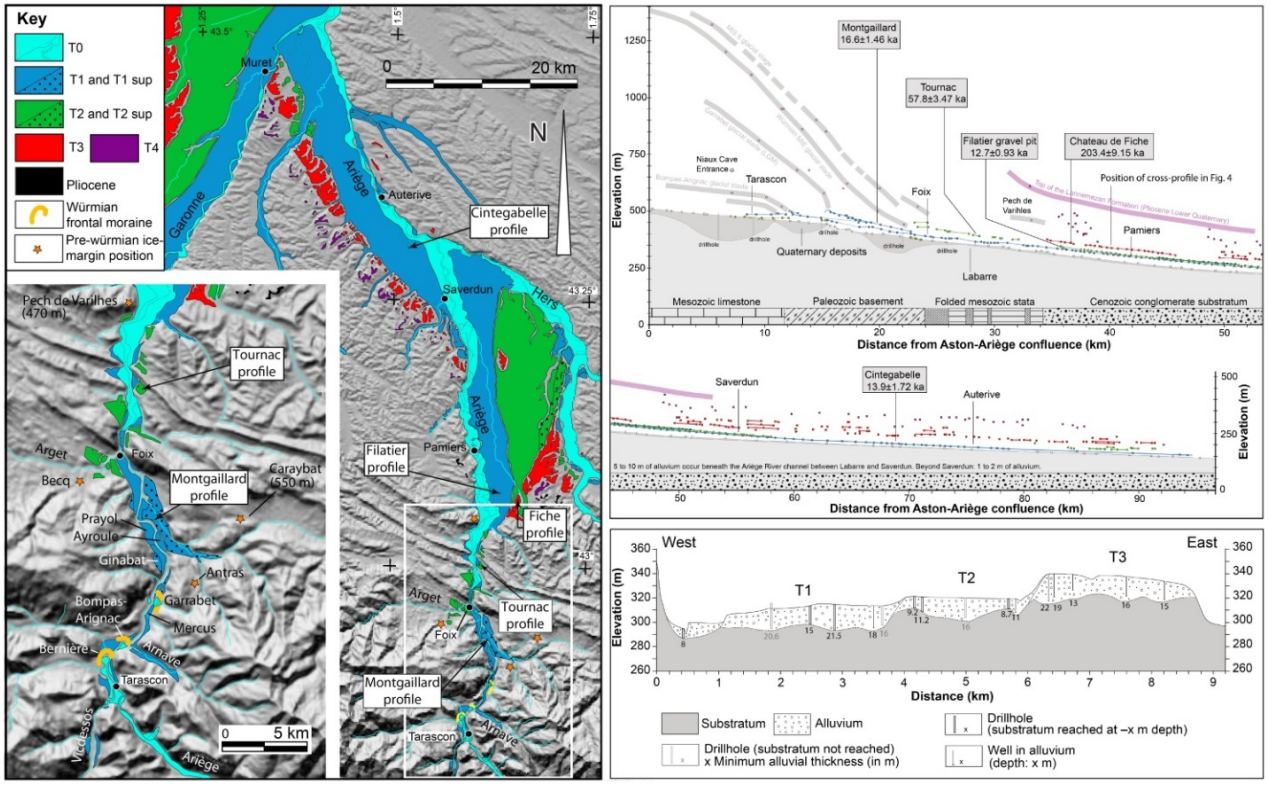


Figure 3.38. La séquence de nappes fluvioglaciaires du bassin de l'Ariège.
Extrait de Delmas et al. (2015), modifié.

A l'exception des deux échantillons de surface prélevés sur le profil Montgaillard qui sont des blocs erratiques de taille métrique pour l'un, pluri-métrique pour l'autre, tous les échantillons correspondent à des amalgames de sables, de graviers et de petits galets de quartz de 3 à 5 cm de grand axe. Les profils ont été modélisés « tous paramètres libres » pour l'âge et l'héritage (bornes

non reportées dans la publication) et dans le cadre de gamme de valeurs géologiquement acceptables pour la densité (1,8 à 2,4 g.cm^{-3} d'après Vincent & Chadwick, 1994 ; Hancock et al., 1999 ; Hidy et al., 2010) et pour la dénudation (0 à 2 cm.ka^{-1}). Les résultats en sortie indiquent des âges d'exposition entre 14 ka et 19,5 ka à Montgaillard, entre 13,4 ka et 17,4 ka à Filatier et entre 12,5 ka et 16,5 ka à Cintegabelle (Fig. 3.39 et Tabl. 3.21).

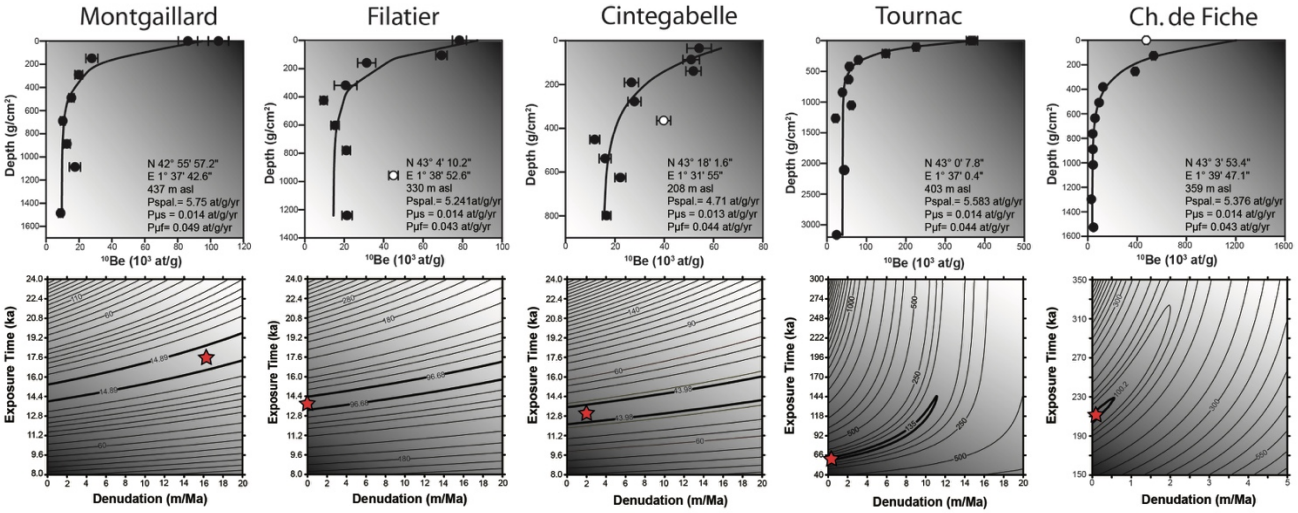


Figure 3.39. Modélisation des profils verticaux du bassin de l'Ariège.

L'étoile rouge localise les couples de solutions âge-dénudation associés à la plus petite valeur du χ^2.
Extrait de Delmas et al. (2015), modifié.

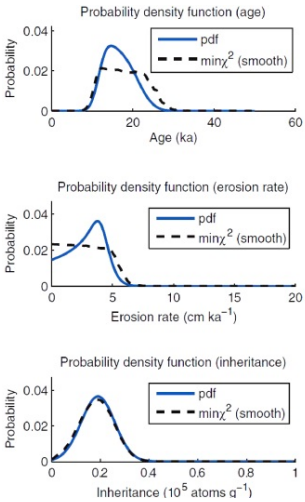
Tableau 3.21. Solutions acceptables issues de la modélisation des profils verticaux de TCN (Ariège)

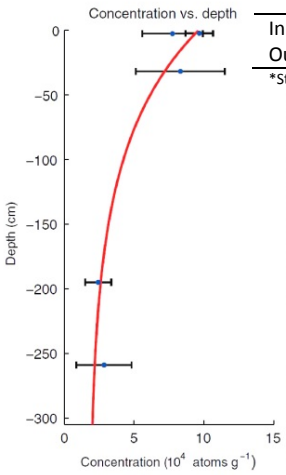
Site	Range of solutions within 1σ uncertainty		Quadruplets of solutions (constrained by χ^2 min)			
	Exposure time (ka)	Denudation (mm/ka)	Exposure time (ka)	Denudation (mm/ka)	Density (g/cm^3)	Nuclide inheritance (10^3 at/g)
Montgaillard	14 to 19.5	0 to 20	17.5	16.0	2.1	10.2
Filatier	13.4 to 17.4	0 to 20	13.8	0.0	1.8	14.5
Cintegabelle	12.5 to 16.5	0 to 20	13.0	2.0	1.8	15.0
Tournac	60 to 145	0 to 12	60.0	0.0	2.4	39.0
Château de Fiche	204 to 226	0 to 0.4	208.0	0.0	2.4	32.0

Note: 4.5% uncertainties on the production rate were added to the analytical uncertainties. Extrait de Delmas et al. (2015).

Sur ces bases, les auteurs montrent que la nappe alluviale faiblement altérée qui forme le plus bas niveau de terrasse de l'Ariège se met en place en phase avec les épisodes de progression glaciaire, peut-être à partir du MIS 4, assurément au cours du Global LGM, en phase avec la mise en place du vallum de Garrabet en aval de Tarascon (Fig. 3.38). En revanche, l'abandon de cette nappe alluviale n'est pas synchrone de la déglaciation de la vallée car, dès la fin du Global LGM, vers 19-20 ka, le glacier de l'Ariège est cantonné à sa haute vallée (Delmas et al., 2011) alors que l'aggradation se poursuit en position de piémont, au moins jusqu'à l'interstade Bölling-Alleröd (GI-1), peut-être jusqu'au début de l'Holocène, en raison de la crise érosive d'origine paraglaciaire qui affecte le bassin versant récemment déglacé. Le passage d'une tendance à l'aggradation à une tendance à l'incision au sein du système fluvial ariégeois n'est donc pas étroitement calé sur les fluctuations des fronts glaciaires et l'augmentation du *stream power* liée aux débits de pointe en période de fonte des glaces. Il est en revanche très étroitement calé sur l'histoire de la reconquête végétale, bien contrainte en Ariège grâce à l'analyse de plusieurs séquences polliniques localisées dans la section montagnarde du bassin versant (Jalut et al., 1992 ; Reille & Andrieu, 1993). Les profils verticaux obtenus sur la nappe T1 de la Garonne, de la Neste et de la vallée d'Aspe fournissent des résultats analogues (Stange et al., 2014 ; Mouchené et al., 2017 ; Nivière et al., 2016).

Sur la Garonne, le profil de Rivière se situe sur le cône de transition proglaciaire 6 km en aval du vallum würmien de Labroquère qui est réputé antérieur au Global LGM sur la base de datations par ^{14}C indirectes obtenues dans le remplissage glaciolacustre de Barbazan (Andrieu, 1991 ; Andrieu et al., 1988 ; Jalut et al., 1992 ; Fig. 2.9). La coupe échantillonnée correspond au front de taille d'une carrière localisée au centre d'une lanière alluviale de 2,5 km de large et 8 km de long. Le profil compte 8 échantillons, uniquement des *cobbles* de quartzite et de granite ; deux échantillons sont prélevés en surface et le profil couvre 430 cm d'épaisseur. Sur ces 8 échantillons, seulement 5 sont retenus à l'issue du processus de modélisation (stratégie de modélisation en plusieurs étapes, cf. *supra*). La figure 3.40 reporte les valeurs en entrée et en sortie retenues *in fine*.



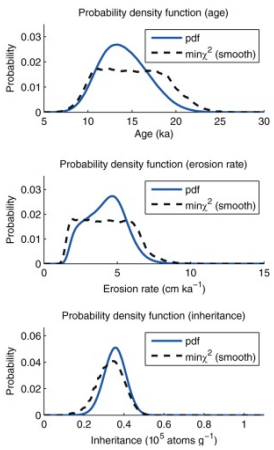


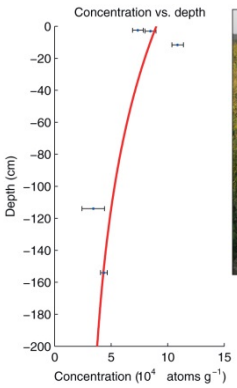
Rivière	Age (ka)	Denudation (cm.ka^{-1})	Inheritance (10^5 at.gr^{-1})	Density (g.cm^3)
Input values	0-60	0-20	0-1	2-2.4
Output values (χ^2mini)	$14.6^{-9.6}_{+4.3}$ *	3.8	19000	No data

*Stat bayésienne à 2σ livrée par le ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010)

Figure 3.40. Modélisation du profil vertical de Rivière. Extrait de Stange et al. (2014), modifié.

Le profil de Cazères se situe quant à lui 46 km en aval du vallum de Labroquère. La coupe échantillonnée correspond également au front de taille d'une carrière localisée au centre d'une large lanière alluviale. Le profil initial compte 7 échantillons et couvre une épaisseur de 390 cm. Les deux échantillons prélevés en surface indiquent des concentrations du même ordre de grandeur. En revanche les concentrations obtenues à la base sont anormalement élevées en raison d'une grande variabilité des héritages d'exposition au sein de la masse alluviale. Ces deux échantillons ont par conséquent été exclus de la modélisation finale. La figure 3.41 reporte les valeurs en entrée et en sortie finalement retenues.





Cazères	Age (ka)	Denudation (cm.ka^{-1})	Inheritance (10^5 at.gr^{-1})	Density (g.cm^3)
Input values	0-30	0-15	0-1	2-2.4
Output values (χ^2mini)	$13.1^{-6.7}_{+3.9}$ *	4.56	36200	No data

*Stat bayésienne à 2σ livrée par le ^{10}Be profile simulator 1.2 (Hidy et al., 2010)

Figure 3.41. Modélisation du profil vertical de Cazères. Extrait de Stange et al. (2014), modifié.

Sur la Neste, les fronts morainiques sont très mal préservés et la position des fronts glaciaires contemporains du MIS 4 et du Global LGM-MIS 2 sont très mal renseignées. Dans tous les cas, les langues de glace sont restées cantonnées à la haute vallée et ne semble pas avoir dépassé la gorge entre Sarrancolin et Camous. Les nappes fluvioglaciaires (Fy à Fv) sont en revanche très bien conservées quelques kilomètres en aval, à partir de Rebouc où les premières lanières alluviales (Fu) attribuables à la formation de Lannemezan sont situées à +50 m au-dessus du cours actuel de la Neste. Vers l'aval, la rivière dessine un coude en angle droit lié à la défluviation de la Neste vers la Garonne et à l'abandon du cône de Lannemezan entre la nappe Fu (qui forme le toit de la formation de Lannemezan) et la nappe Fv qui est perchée à +80 m d'altitude relative au-dessus de la plaine d'inondation actuelle (Fz) entre Labarthe de Neste et Montréjeau (Fig. 3.42a).

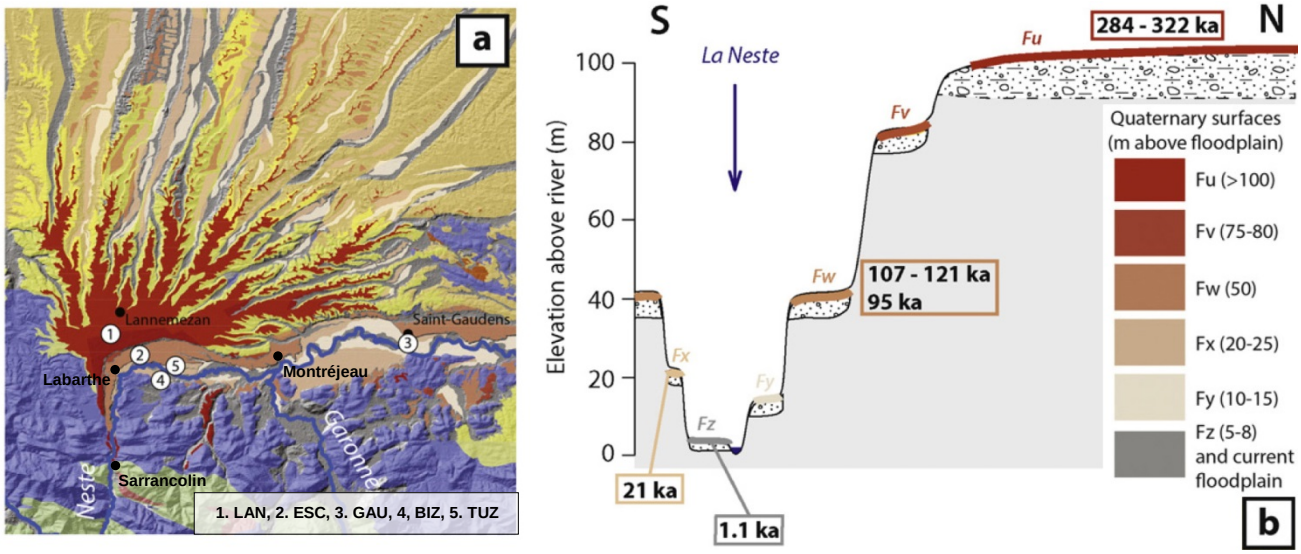


Figure 3.42. La séquence de nappes fluvioglaciaires du bassin de Neste.

Extrait de Mouchené et al. (2017).

Deux profils verticaux en lien avec les basses terrasses ont été échantillonnés sur la Neste. Faute de matrice sableuse en quantité suffisante, les prélèvements correspondent à des *cobbles* de quartzite et de granite. La stratégie de modélisation est comparable à celle appliquée par Stange et al., (2013, 2014, 2018, cf. *supra*). Le profil de Bizous a été échantillonné dans les fondations d'une maison en construction localisée à 510 m d'altitude (+20 m d'altitude relative) le long de la route entre les villages de Bizous et d'Esponne. Dans ce secteur, la carte géologique reporte une lanière de terrasse Fx qui correspond en fait à la génération T1 compte tenu de son très faible état d'altération (observation personnelle). Le profil compte 4 échantillons sur une épaisseur de 400 cm. Les résultats indiquent un âge d'exposition de 21^{+4}_{-5} ka (Fig. 3.43). Le profil Tuzaguet est situé à l'extrémité sud du village de Tuzaguet le long du canal d'irrigation qui parcourt la plaine d'inondation actuelle (Fz). Il se situe à quelques mètres d'altitude relative. Le profil initial compte 7 échantillons prélevés sur une épaisseur de 370 cm, deux d'entre eux n'ont pas pu être mesurés par AMS et l'un d'entre eux (éch. à 65 cm) a été éliminé de la modélisation compte tenu de sa concentration anormalement élevée (208 810 at. g^{-1}). Les résultats indiquent un âge d'exposition de $1{,}1^{+1{,}9}_{-0{,}7}$ ka (Fig. 3.43).

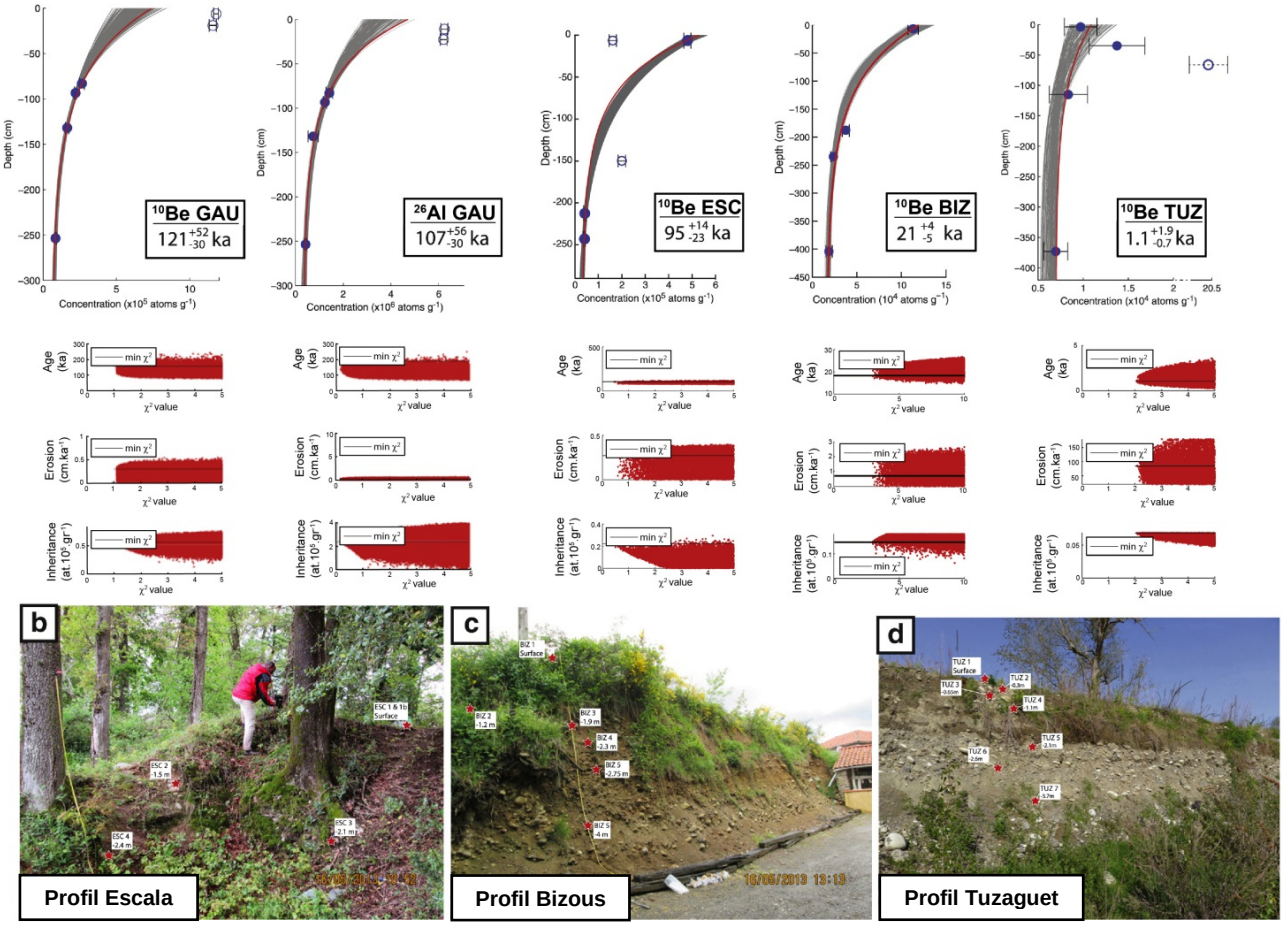


Figure 3.43. Modélisation des profils verticaux du bassin de la Neste.

Les gammes âge et héritage en entrée correspondent aux valeurs minimales et maximales reportées sur l'axe des ordonnées des graphes *age vs. chi² value*, *erosion vs. chi²* et *inheritance vs. chi² value*. Les densités en entrée sont de 2,2±0,2 g.cm-3. *Critère de sélection des solutions âges en sortie non précisé. Extrait de Mouchené et al. (2017), modifié.

Enfin, un profil vertical en lien avec la nappe T1 a été obtenu dans la vallée d'Aspe, sur la commune de Gurmençon. Il est important de signaler que la terminologie reportée sur la carte géologiques d'Oloron (Casteras, 1970) sont directement inspirées du modèle chronologique proposé par Alimen (1964, cf. Section 1.1 de ce chapitre) mais que les travaux de Hubschman (1984) ont ultérieurement montré que les nappes alluviales et constructions morainiques notées Fx et Gx sur la carte géologique présentent un très faible état d'altération caractéristique des dépôts würmiens (génération T1). Par ailleurs, les seuls dépôts morainiques présents dans cette vallée sont localisés une vingtaine de kilomètres en amont d'Asasp, sur la commune de Lescun, où ils jalonnent les marges de deux langues de glace engagées respectivement dans le vallon de Labadie et le Gave de Lescun. Un placage morainique est également signalé à Escot 6 km en amont d'Asasp. Dans les deux cas, on ne dispose pas de données géochronologiques directement associées à ces dépôts de marge glaciaire. La position des fronts glaciaires contemporains du MIS 4 et du Global LGM-MIS 2 est donc très mal renseignée dans cette vallée. En revanche, dans la vallée voisine d'Ossau, le front morainique de Buzy qui jalonne l'emprise würmienne maximale du glacier d'Ossau est supposée contemporain du MIS 4 sur la base de datations par ^{14}C dans le remplissage glaciolacustre d'Estarrès (Andrieu, 1987 ; Jalut et al., 1988 ; Andrieu et al., 1988 ; Fig. 2.8b). La nappe Fx d'Ogeu qui en est issu est topographiquement raccordée à la nappe Fx de Gurmençon au niveau d'Oloron Ste-Marie (Fig. 3.44).

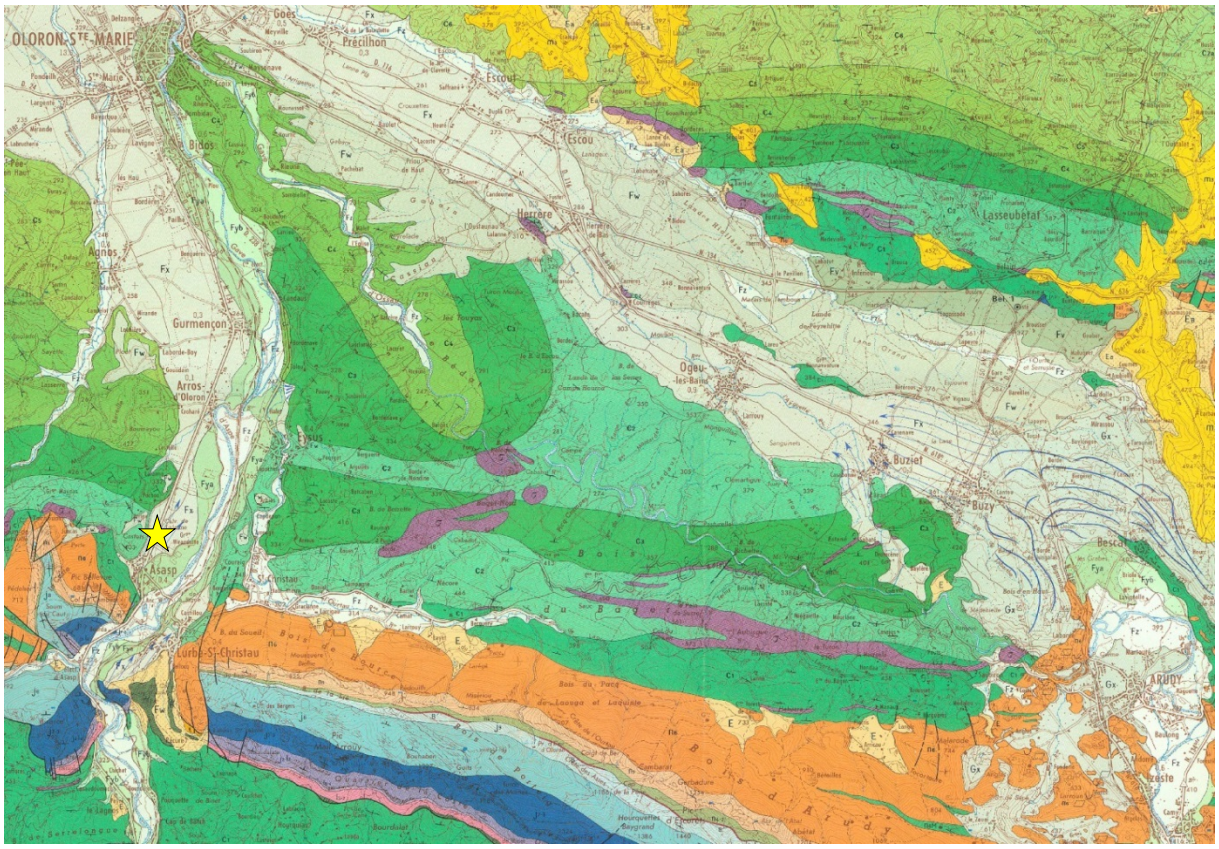
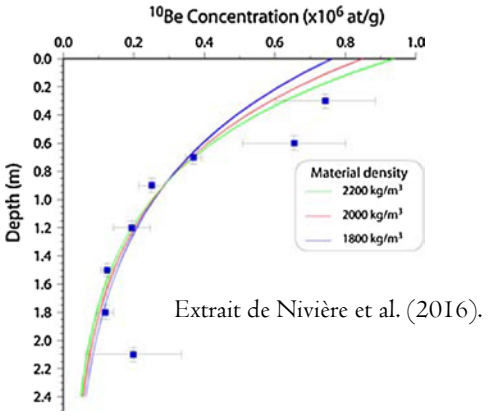


Figure 3.44. Le complexe morainique et fluvioglaciaire du Gave d'Ossau et de la vallée d'Aspe.
Carte extraite de la carte géologique au 1/50 000 (feuille Oloron Ste-Marie, Casteras, 1970).

Le profil de Gurmencon a été prélevé au centre de la lanière alluviale afin d'éviter une perturbation du profil par l'accumulation de colluvions issus du talus occidental et/ou par une dénudation accélérée liée à la proximité du talus bordier de la terrasse Fx à l'est (Fig. 3.44). La coupe échantillonnée correspond à une tranchée de 240 cm de profondeur ouverte spécifiquement pour les prélèvements et rebouchée immédiatement après. Le profil compte 8 échantillons sur 210 cm de profondeur. Aucun échantillon n'a été prélevé en surface en raison du remaniement superficiel des sédiments visibles sur 50 cm et mis sur le compte des labours (Fig. 3.45). Les prélèvements correspondent à amalgames de *pebbles* et de *cobbles* (10 cm grand axe maximum). Un seul échantillon (éch. à 70 cm) contient un fragment de blocs de 40 cm de grand axe. Le profil est modélisé dans le cadre de gammes de densités comprises entre 2 et 2,2 g.cm^{-3} et de dénudations comprises entre 0 et 1 cm.ka^{-1}. Les résultats en sortie indiquent un âge d'exposition de 18±2 ka (Nivière et al., 2016).



Extrait de Nivière et al. (2016).

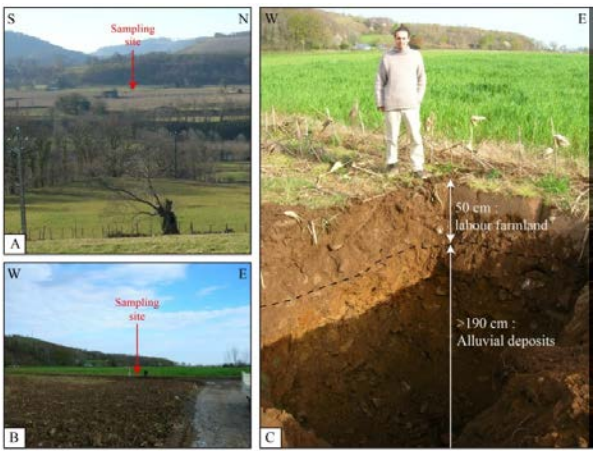


Figure 3.45. Le profil vertical de Gurmençon dans la vallée d'Aspe.

La remodélisation « tous paramètres libres » des profils localisés sur le niveau T1 des systèmes fluviaux nord-pyrénéens montre des résultats identiques à ceux initialement publiés en Ariège (Delmas et al., 2015) avec des gammes de densité en sortie assez peu étendues et centrées sur des valeurs géologiquement acceptables (Tabl. 3.22 à 3.24). Par ailleurs, les graphes âge *versus* dénudation montrent systématiquement des nuages de points (solutions dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1] et solutions associées aux 100 meilleurs χ^2) dont la forme horizontale est caractéristique de profils dans le domaine linéaire (Fig. 3.46), avec des gammes de solutions « âge » en sortie sont très réduites contrairement aux solutions « dénudation » qui couvrent des gammes aussi étendues que celle sélectionnées en entrée (0-2 cm.ka^{-1}).

Tableau 3.22 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Montgaillard

	Solutions associées à un χ2min dans l'intervalle [χ2min; χ2min+1]						Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ2			
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	2,282052	107	14,5–23,1	0,003–1,97	7 835–12 274	1,64–2,83	14,7–23,1	0,002–1,97	7 835–12 110	1,69–2,83
1,8 à 2,4	2,280070	754	14,5–23,4	0,006–1,99	7 696–12 327	1,8–2,39	15,3–21,5	0,007–1,99	9 021–11 096	1,8–2,38

Tableau 3.23 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Filatier

	Solutions associées à un χ2min dans l'intervalle [χ2min; χ2min+1]						Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ2			
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	19,183491	52	13,6–18,1	0,12–1,99	11 499–16 601	1,52–2,02	12,9–19,8	0,102–1,99	10 493–179 000	1,43–2,18
1.8 à 2.4	19,133529	317	13,2–19,2	0,0005–1,99	11 970–16 727	1,8–2,2	13,8–18,6	0,03–1,98	12 790–15 860	1,8–2,11

Tableau 3.24 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Cintegabelle

	Solutions associées à un χ2min dans l'intervalle [χ2min; χ2min+1]						Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ2			
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	7,228162	57	10,9–19,8	0,007–1,98	11 262–17 342	1,22–2,31	10,5–21,1	0,007–1,99	10 282–18 310	1,17–2,51
1,8 à 2,4	7,170456	409	11,7–20,9	0,0006–1,99	12 753–17 837	1,8–2,38	11,9–17,2	0,014–1,99	13 408–16 716	1,8–2,11

Ces nouvelles modélisations imposent cependant de nuancer nos conclusions concernant la nature des forçages environnementaux responsables de l'incision de la nappe T1. En effet, les âges obtenus en sortie sur le profil Montgaillard (14,5 à 23,4 ka) indiquent que l'incision du cône proglaciaire qui est topographiquement raccordé au front morainique LGM de Garrabet (Fig. 3.38) a potentiellement été déclenchée par le retrait fini-LGM de la glace vers les hautes vallées. En revanche, la remodélisation des profils de Cintegabelle, et surtout de Filatier qui donne une gamme d'âges en sortie plus réduite (11,5 à 20,5 ka et 13,3 à 18,8 ka respectivement), confirme que l'aggradation de la nappe T1 s'est prolongée durant une grande partie du Tardiglaciaire en lien avec la vague de sédiments d'origine paraglaciaire produite par les versants récemment déglacés. Ces données confirment par ailleurs que c'est dans le courant de l'interstade Bölling-Alleröd, peut-être seulement au début de l'Holocène, que la reconquête végétale du bassin versant a déclenché une incision généralisée de la nappe T1, généralisée car sensible à l'échelle de l'ensemble du bassin fluvial. Inversement, l'incision contemporaine de la déglaciation fini-LGM mentionnée ci-dessus n'a concerné qu'une section réduite du bassin fluvial car elle est strictement localisée au droit de l'ancien cône proglaciaire. Ce dernier est maintenant perché à 15-30 m d'altitude relative au-dessus de la nappe alluviale T1 inf. qui porte la ville de Foix et qui est corrélée vers l'amont à une série de banquettes alluviales situées en amont du front morainique de Bernière, ce qui confirme une tendance à l'aggradation de la nappe T1 inf. durant le Tardiglaciaire alors même que le bassin de l'Ariège était largement déglacé. En aval des cluses, la séquence fluviale ariégeoise ne compte qu'un seul niveau de terrasse T1, c'est ce niveau qui a été daté par les profils verticaux de Cintegabelle et de Filatier.

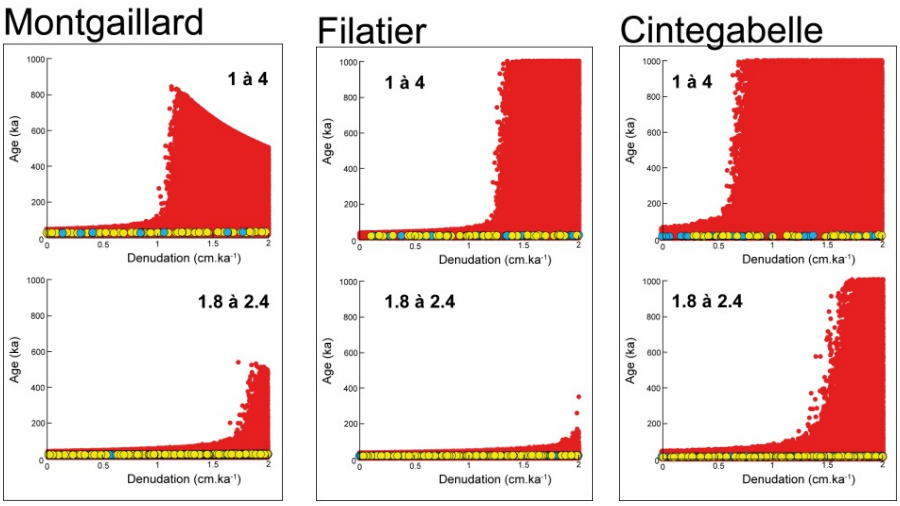


Figure 3.46. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils sur le niveau T1 de l'Ariège.

La modélisation « tous paramètres libres » des profils de Cazères sur la Garonne (Tabl. 3.25) et de Bizous sur la Neste (Tabl. 3.26) montre également des gammes de densité en sortie assez peu étendues et centrées sur des valeurs géologiquement acceptables ainsi qu'une distribution des solutions acceptables (points jaunes et bleus sur le graphe âge *versus* dénudation) caractéristique de profils dans le domaine linéaire (Fig. 3.47). Cela montre que les données géochronologiques initialement publiées (Stange et al., 2014 ; Mouchené et al., 2017) sont reproductibles quelle que soit les valeurs « âge », « dénudation », « densité » et « héritage » sélectionnées en entrée et qu'un âge würm récent (MIS 2) peut être retenu pour la mise en place de la nappe T1 dans les bassins fluviaux de la Garonne et de la Neste, tout comme en Ariège (cf. *supra*).

Tableau 3.25 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Cazères

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]						Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2			
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	17,535504	108	14,6–23,5	0,034–1,98	10 036–35 329	1,02–1,94	14,6–23,5	0,035–1,98	10 036–35 329	1,02–1,94
1.8 à 2.4	18,297172	543	12,9–20,1	0,002–1,99	26 323–40 305	1,8–2,39	13,7–18,7	0,002–1,99	29 773–37 238	1,8–2,2

Tableau 3.26 :Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Bizous

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]						Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2			
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	2,694324	36	16,8–21,6	0,004–1,96	9 263–17 818	1,23–1,82	15,6–22,2	0,004–1,97	8 995–19 304	1,13–1,99
1,8 à 2,4	3,230334	44	16,1–20,9	0,06–1,93	16 411–19 479	1,8–1,96	16,1–22,2	0,03–1,99	16 294–20 169	1,8–2,03

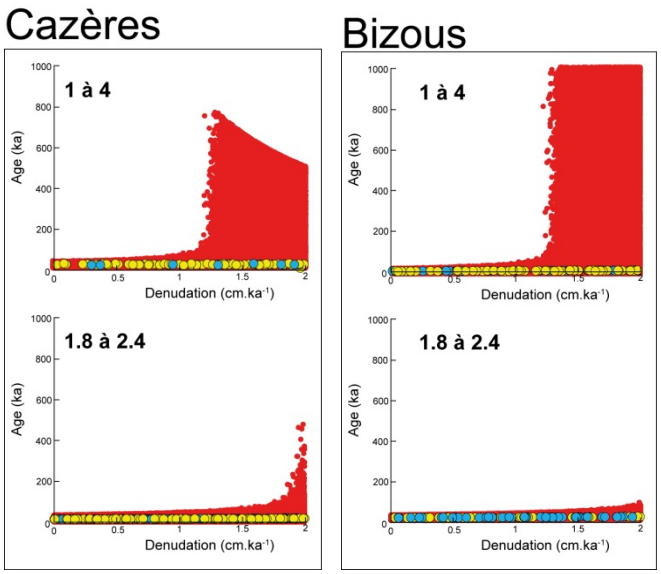


Figure 3.47. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils Cazères et Bizous.

En revanche, la modélisation « tous paramètres libres » des profils de Rivière, Tuzaguet et Gurmençon montrent des densités en sortie aussi larges que les gammes de densités en entrée. Il en va de même pour la dénudation mais pas pour l'héritage ni pour les durées d'exposition (Tabl. 3.27 à 3.29).

Tableau 3.27 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Rivière

	Solutions associées à un χ2min dans l'intervalle [χ2min; χ2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	0,000240	31084	0,008–999	0,0008–1,99	1–665 164	1,001–3,99	13,2–527	0,006–1,99	20–43 733	1,006–3,99
1,8 à 2,4	0,000237	29567	0,002–999	0,0006–1,99	18–520 291	1,8–2,39	8,18–50,5	0,042–1,99	352–49 719	1,8–2,39

Tableau 3.28 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Tuzaguet

	Solutions associées à un χ2min dans l'intervalle [χ2min; χ2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	1,840601	814	0,29–1,04	0,0015–1,99	5 078–8 202	1–3,76	0,47–0,87	0,05–1,98	6 034–7 497	1–1,75
1,8 à 2,4	2,104754	1494	0,23–0,99	0,003–1,99	5 955–8 401	1,8–2,39	0,47–0,79	0,02–1,91	6 736–7 617	1,8–2,3

Tableau 3.29 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Gurmençon

	Solutions associées à un χ2min dans l'intervalle [χ2min; χ2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	0,694987	1751	17,8–547	0,007–1,99	0,8–11 188	1,94–3,99	27,8–360	0,007–1,79	51–8 143	3,22–3,99
1,8 à 2,4	1,083106	1013	15,6–44,9	0,002–1,99	11–6 807	1,8–2,39	19,1–34,6	0,02–1,99	327–4 721	2,1–2,39

Sur le profil Tuzaguet, les modélisations « tous paramètres libres » donnent des résultats « âge » et « héritage » en sortie comparables quelle que soit la gamme de densités sélectionnée en entrée (1-4 g.cm^{-3} ou 1,8-2,4 g.cm^{-3}). Cela signifie que ces résultats sont parfaitement reproductibles et que ce profil vertical est effectivement au tout début de son histoire d'exposition.

Sur le profil Gurmençon, les modélisations « tous paramètres libres » donnent des résultats « âge » et « héritage » en sortie sensiblement différents selon la gamme de densités sélectionnée en entrée (1-4 g.cm^{-3} ou 1,8-2,4 g.cm^{-3}). En effet, les graphes âges *versus* dénudation montre une tendance au *steady state* lorsque les concentrations sont modélisée « tous paramètres libres » (densité 1 à 4) et un nuage de point parfaitement horizontal témoin d'un profil encore dans le domaine linéaire lorsqu'on modélise le profil « tous paramètres libres », sauf pour la densité qui est cantonnée à des valeurs géologiquement acceptables (1,8 à 2,4 g.cm^{-3}). Cela montre qu'il peut être judicieux de « forcer » le modèle en imposant des gammes de valeurs en entrée suffisamment réduites pour contraindre au mieux la durée d'exposition enregistrée dans le profil ; mais cela n'est possible que lorsqu'on dispose d'arguments géologiquement et/ou géomorphologiquement acceptables et totalement indépendants. Le cas précédemment exposé du profil *Plano Fosado* du Fueva correspond à un cas de figure similaire.

Enfin, sur le profil Rivière, les modélisations « tous paramètres libres » donnent des résultats « âge », « dénudation », « héritage » et « densité » en sortie exactement comparables aux gammes de valeurs sélectionnée en entrée, quelle que soit la gamme de densité retenu (1-4 g.cm^{-3} ou 1,8-2,4 g.cm^{-3}). Cela s'explique par le fait que les concentrations mesurées à différentes profondeurs sont trop variables et associées à des marges d'erreur trop étendues pour générer des résultats géochronologiques contraints. Dans ces conditions, on ne voit pas bien quel argument justifie la gamme d'âge en entrée restreinte à 0-60 ka qui a été retenue pour modéliser ce profil et qui a débouché sur un âge d'exposition relativement précis $14.6^{-9.6}_{+4.3}$ ka (cf. Fig. 3.40, Stange et al., 2014).

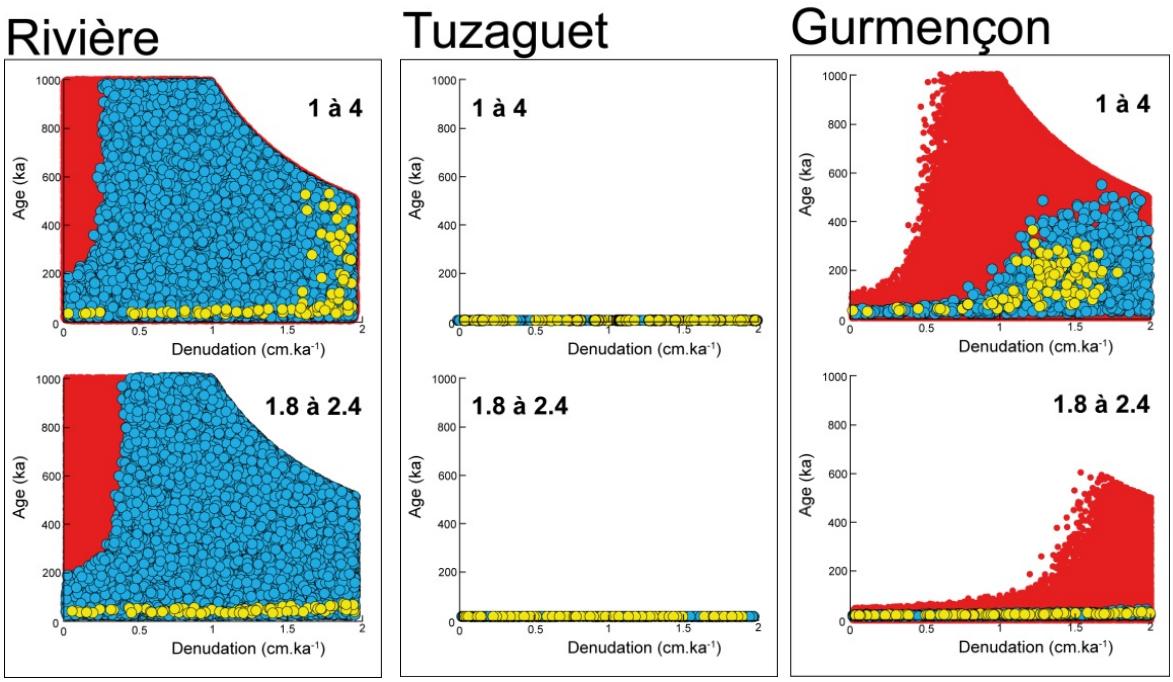


Figure 3.48. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils Rivière, Tuzaguet et Gurmençon.

- ***Les niveaux supérieurs des séquences fluviales nord-pyrénéennes***

Les terrasses fluviales nord-pyrénéennes ont fait l'objet de quatre profils supplémentaires respectivement localisés sur les niveaux T2/Fx et T3/Fw des séquences fluviales. Ces deux générations de terrasses se caractérisent par des états d'altération et des évolutions pédologiques sensiblement plus avancées que celles observées sur la nappe T1 (cf. section 1.1 de ce chapitre).

Le niveau T2 se caractérise par des profils d'altération relativement profonds, 4 à 5 mètres au moins, des matrices brun-ocre, discrètement enrichies en argile et en fer libre et des fractions grossières constituées d'au moins 50% de galets cristallins altérés (Fig. 3.3). Sur ces bases, cette nappe a été assimilée à la « glaciation immédiatement antérieure au dernier cycle glaciaire », c'est-à-dire le MIS 6 car, selon Hubschman (1975c), l'état d'altération de cette génération de dépôts est suffisamment avancé pour être antérieur à l'Eémien. Cependant, le profil vertical de Tournac (Ariège) ne permet pas vraiment de confirmer cette hypothèse (Fig. 3.38, 3.39 et Tabl. 3.21) car la gamme des solutions âges obtenues en sortie (60 à 145 ka) indique une plage temporelle qui englobe la fin du MIS 6 et l'ensemble du MIS 4. La coupe échantillonnée correspond à la marge d'une lanière alluviale de quelques centaines de mètres de côté largement ré-entaillée à l'occasion de travaux routiers sur la N20 et le chemin d'accès au hameau de Tournac. Le profil compte 12 échantillons, dont deux en surface, sur 1500 cm de profondeur. Tous les prélèvements correspondent à des amalgames de sables, de graviers et de petits galets de quartz de 3 à 5 cm de grand axe. Le profil a été modélisé « tous paramètres libres » pour l'âge et l'héritage (bornes non reportées dans la publication) et dans le cadre de gamme de valeurs géologiquement acceptables pour la densité (1,8 à 2,4 $g.cm^{-3}$ d'après Vincent & Chadwick, 1994 ; Hancock et al., 1999 ; Hidy et al., 2010) et pour la dénudation (0 à 2 $cm.ka^{-1}$).

Le niveau T3, comme les niveaux plus anciens lorsqu'ils sont représentés (cas sur la Neste, cf. Fv), se caractérise par un matériel profondément décomposé, une matrice rougeâtre enrichie en argile kaolinique en surface, des sols à horizons A2 très lessivés (*boulbènes*) et des Bt rouges, bariolés par l'hydromorphie (Fig. 3.4 et 3.5). L'état d'altération des galets, notamment l'épaisseur des cortex sur galets de quartzites, permet de différencier ces hautes terrasses sans argument cependant pour les corréler à telle ou telle glaciation du Pléistocène référencée dans les stratigraphies isotopiques marines. Ce niveau de terrasse a fait l'objet de 3 profils verticaux de TCN, 1 sur l'Ariège (Château de Fiche, Delmas et al., 2015) et 2 sur la Neste-Garonne (Escala et St Gaudens, Mouchené et al., 2017).

Le profil Château de Fiche compte 11 échantillons sur 600 cm de profondeur. Il a été prélevé sur le talus de la route D10 qui recoupe le plan de terrasse sur sa bordure occidentale. Les échantillons et les paramètres de modélisation en entrée sont comparables à ceux retenus sur le profil de Tournac (Delmas et al., 2015, Fig. 3.38, 3.39 et Tabl. 3.21).

Les profils Escala et St Gaudens comptent respectivement 5 et 7 échantillons sur 240 cm et 250 cm de profondeur. Ils correspondent dans les deux cas au talus bordier de la terrasse. Les prélèvements correspondent à des *cobbles* de quartzite et de granite. La stratégie de modélisation est comparable à celle appliquée aux profils de Bizous et de Tuzaguet (Mouchené et al., 2017, Fig. 3.42, 3.43).

Ces trois profils verticaux de TCN fournissent des résultats sensiblement différents puisque la gamme des solutions âge obtenue en sortie oscille entre 204 et 226 ka sur le profil Château de Fiche, entre 72 et 109 ka sur le profil Escalla et entre 77 et 163 ka sur le profil St Gaudens. Sur ces bases, et compte tenu aussi des densités en sortie relativement élevées (2,4) sur le profil de Tournac comme sur celui de Château de Fiche (Tabl. 3.21), Delmas et al. (2015) considère que la nappe T2 s'est mise en place dans le courant du MS 6 et qu'elle a été abandonnée au cours de la transition climatique entre le MIS 6 et le MIS 5.5 et que la nappe T3 s'est mise en place dans le courant du MIS 8 et qu'elle a été abandonnée dans le courant de la transition climatique entre le MIS 8 et le MIS 7. En revanche, Mouchené et al. (2017) considèrent que la nappe T3/Fw de la Neste et de la Garonne est contemporaine s'est mise en place dans le courant du MIS 6 et qu'elle a été abandonnée dans le courant de la transition climatique entre le MIS 6 et le MIS 5.5. Or la stratigraphie relative des séquences fluviales nord-pyrénéennes indiquent sur la base d'arguments géométriques et altérologiques nombreux que les niveaux T3 de la Neste, de la Garonne et de l'Ariège sont très probablement contemporains.

La modélisation « tous paramètres libres » de ces profils montre une nette tendance au *steady state* sur les profils Tournac, Château de Fiche et St Gaudens (Fig. 3.49). Sur le profil Tournac, les densités en sortie correspondent à des valeurs tout à fait acceptables d'un point de vue géologique (Tabl. 3.30). Cela montre que les TCN se sont accumulés dans la masse alluviale dans le cadre d'un régime érosif constant au cours du temps (absence de troncature érosive au cours de l'histoire d'exposition). Cependant, il semble que la dénudation en surface au toit du profil Tournac aient été suffisamment rapide (elle est estimée entre 1 et 1,3 $cm.ka^{-1}$) pour que la concentration des échantillons aient atteint le domaine asymptotique, y compris à la base du profil. Les profils Château du Fiche et St Gaudens montrent des tendances similaires avec cependant une évidence de

troncature au cours de leur histoire d'exposition qui est assez peu marquée sur le profil château de Fiche (Tabl. 3.31) et un peu plus nette sur le profil St Gaudens (Tabl. 3.32).

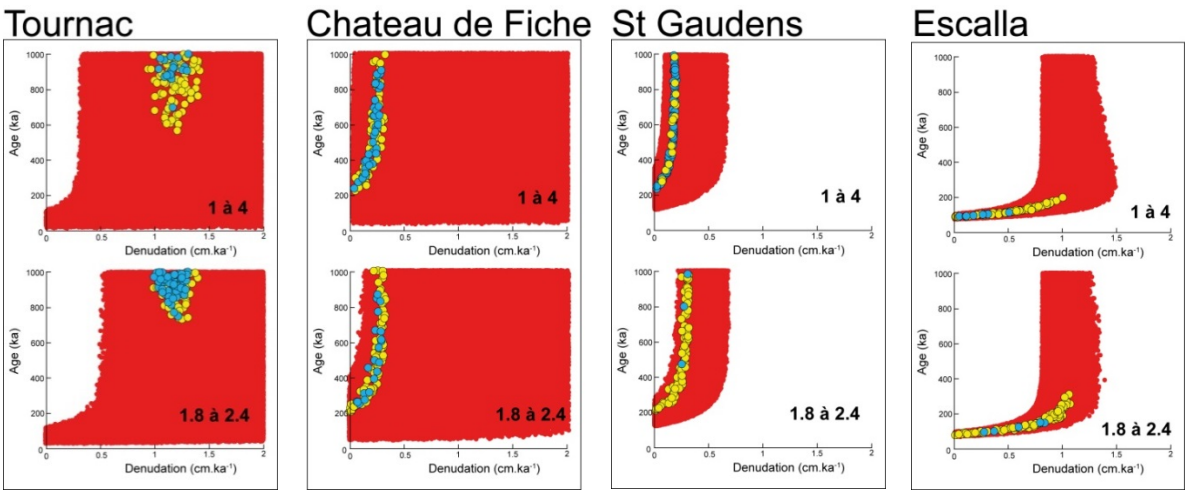


Figure 3.49. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils verticaux sur les niveaux T2 et T3 de la façade nord des Pyrénées.

Tableau 3.30 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Tournac

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	12,665325	19	698–998	1,046–1,319	9 493–18 771	1,83–2,27	568–998	0,945–1,426	4 686–21 545	1,67–2,38
1,8 à 2,4	12,463971	57	749–999	0,99–1,3	9 203–19 667	1,83–2,35	731–999	0,99–1,39	7 149–20 652	1,81–2,35

Tableau 3.31 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Château de Fiche

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	13,561986	41	233–903	0,013–0,264	17 832–35 269	2,28–2,79	218–992	0,013–0,301	13 823–36 031	2,24–2,87
1,8 à 2,4	14,096343	20	247–864	0,068–0,29	11 995–31 185	2,23–2,29	204–999	0,004–0,33	10 495–35 046	2,12–2,39

Tableau 3.32 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil St Gaudens

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	33,207848	85	240–996	0,02–0,201	60 653–91 152	3,08–3,66	240–996	0,019–0,201	60 653–91 742	3,07–3,66
1,8 à 2,4	53,626206	3	471–981	0,24–0,3	15 764–50 293	2,35–2,39	210–981	0,011–0,31	16–57 651	2,27–2,39

Par contre, sur le profil Escalla, la distribution des solutions acceptables (points jaunes et bleus sur le graphe âge *versus* dénudation) montre que les concentrations en TCN au sein de la masse alluviale sont encore dans le domaine linéaire quelle que soit la gamme de densités retenue en entrée (1 à 4 g.cm^{-3} *versus* 1.8 à 2.6 g.cm^{-3}) et que, par conséquent, la durée d'exposition enregistrée par ce profil est relativement bien contrainte (Tabl. 3.33). Pour autant, il n'est pas certain que ces durées d'exposition datent précisément la mise en place de la nappe T3 car ce profil est localisé précisément sur le talus de sapement fluvial qui borde le plan de terrasse ; cela signifie qu'une partie de la concentration mesurée sur les échantillons peut provenir d'une exposition latérale. D'autre part, il n'est pas exclu que des phénomènes d'érosion latérale aient largement affecté ce talus de terrasse au cours de l'incision post-T3 et que l'exposition initiale des sédiments échantillonnés sur le profil GAU soit en fait contemporaine d'une troncature érosive latérale sensiblement plus récente que la métamorphose fluviale responsable de l'incision de la nappe T3.

Tableau 3.33 :Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Escalla

	Solutions associées à un χ^2min dans l'intervalle [χ^2min; χ^2min+1]					Solutions associées aux 100 meilleures valeurs du χ^2				
densité en entrée	χ^2min	[χ^2min; χ^2min+1] (n)	exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)	Exposition (ka)	dénudation (cm/ka)	héritage (at/g)	densité (g/cm^3)
1 à 4	112,079170	8	85–107	0,04–0,50	23–958	1,58–1,71	81–192	0,007–0,99	11–3 475	1,52–1,84
1,8 à 2,4	114,857420	5	97–151	0,27–0,83	144–3 278	1,8–1,86	80–311	0,006–1,066	38–6 873	1,8–1,91

- **<u>Une tentative de datation du toit de la formation de Lannemezan</u>**

La formation de Lannemezan désigne un épandage continental exclusivement siliceux et à matrice décarbonatée qui surmonte par une discordance de ravinement l'ensemble des terrains de la façade nord-pyrénéenne (terrains crétacés et paléogènes plissés des zones nord- et sous-pyrénéennes, conglomérats de Palassou, molasses néogènes marines et continentales). Cet épandage détritique s'étale jusqu'au plateau des Landes et de l'Entre-deux-Mers. Au pied des Pyrénées, il s'organise en *megafans* installés au débouché des principales vallées : cône de Lannemezan sur la Neste (Boule, 1894 ; Patin, 1967 ; Icole, 1968, 1969 ; Hubschman, 1975d), plateau de Ger sur le Gave de Pau, cônes de taille plus modestes sur l'Adour (Cieutat-Orignac), le Gave d'Oloron, le Salat (Lasserre-Lahitère), lambeaux restreints au débouché de l'Arbas, de l'Arize et de l'Ariège. L'accumulation atteint 60 à 80 m sur le cône de Ger et celui d'Orignac-Cieutat, 90 à 110 m sur le Lannemezan central et oriental, 170 m sur le Lannemezan occidental.

La base de cette formation détritique est très bien datée à Orignac par un niveau ligniteux qui a livré une faune de mammifères diversifiés, parmi lesquels *Hipparion* (Astre, 1932 ; Richard, 1948 ; Crouzel, 1957), est attribué sans ambiguïté au Vallésien MN 10 (Antoine et al., 1997) — soit 9,9 Ma au plus. Les unités supérieures sont quant à elles attribuées au Pliocène *sensu lato* mais l'âge du toit n'est pas précisément daté. Par ailleurs, cette puissante accumulation détritique est ravinée à son toit par une nappe alluviale peu épaisse, sensiblement plus grossière que l'unité sous-jacente et qui est attribuée à un Pléistocène ancien, noté Fu sur les cartes géologiques. Cette nappe alluviale marque le passage d'un régime en aggradation sur la longue durée (mise en place de la formation de Lannemezan durant Miocène supérieur et Pliocène) à un régime fluvial dominé par l'incision des vallées et la mise en place d'un système de terrasses étagées dans le courant du Pléistocène. Sur la Neste, une défluviation vers l'est intervient juste après le dépôt de la nappe Fu, d'où la préservation du cône de Lannemezan vers le nord et l'étagement vers l'est des nappes Fv à Fy dans l'axe de l'actuelle vallée de la Neste qui est drainée vers la Garonne (Fig. 3.42). L'opportunité de dater la nappe Fu permettra donc de situer dans le temps un évènement majeur de l'évolution post-orogénique des Pyrénées et, sur ces bases, raisonner sur les facteurs de contrôle, et les phénomènes de rétroaction entre le climat et la tectonique, responsables de l'évolution du relief à l'échelle des grands volumes montagneux.

Tableau 3.34. Datation par exposition modélisées individuellement pour une érosion nulle (Fu LAN)

Lannemezan	Depth	^{10}Be Exposure age (ka)	^{10}Be External uncertainty (ka)	^{26}Al Exposure age (ka)	^{26}Al External uncertainty (ka)
LAN 1	20	340.940	21.377	289.149	19.164
LAN 3	20	40.833	2.576	31.132	2.290
LAN 4	10	303.383	19.827	292.672	19.377
LAN 5	70	113.317	6.770	109.078	7.147
LAN 6	5	322.557	19.425	269.937	17.671

^{10}Be and ^{26}Al ages of samples from the abandonment surface of the megafan in Lannemezan site, calculated using the CRONUS online TCN age calculator. Extrait de Mouchené et al. (2017), modifié.

La nappe Fu a récemment fait l'objet d'un profil vertical de TCN (Mouchené et al., 2017). Ce profil est localisé immédiatement au sud du Château de Barbet sur la commune de Lannemezan. Il compte 5 échantillons sur 70 cm de profondeur. Les concentrations obtenues le long de ce profil vertical n'ont pas pu être modélisées conjointement en raison de l'écart beaucoup trop important entre les concentrations mesurées à différentes profondeurs et le modèle qui régit l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre. Par conséquent, les auteurs se sont rabattus sur une modélisation

individuelle des échantillons prélevés à différentes profondeurs. Le tableau 3.34 reporte les âges d'exposition obtenus à chaque profondeur pour une érosion nulle ; mais comme l'érosion survenue au toit de la nappe Fu depuis son exposition initiale est loin d'être nulle, ces âges doivent être considérés comme des valeurs minimales. Il est d'ailleurs tout à fait possible que ces différents échantillons aient atteint un régime stationnaire et que les durées reportées sur ce tableau correspondent en fait au temps d'intégration (cf. section 4.1.1.2 du chapitre 1).

Ailleurs dans les Pyrénées, le plus haut niveau de terrasse des systèmes fluviaux étagés est daté par ESR vers 1,2 Ma sur l'interfluve Cinca-Alcanadre (Sancho et al., 2016) et à 1 Ma, également par ESR, sur le bassin versant de la Têt, dans l'est des Pyrénées (Delmas et al., 2018). Il est donc tout à fait plausible que la terrasse Fu qui coiffe la formation de Lannemezan soit, comme dans les deux cas précédent, contemporaine de la *Early-Middle Pleistocene transition* qui marque le passage à des cycles climatiques de 100 ka (Head & Gibbard, 2015). Enfin, sur le Gave de Pau et l'Adour, les seules datations numériques actuellement disponibles concernent la couverture limoneuse qui coiffe la terrasse Fv du Gave de Pau (+ 130 m d'altitude relative dans la vallée morte de Morlaàs). Cette dernière a fait l'objet de 18 datations OSL dont les plus anciennes, à la base des limons éoliens (348±22 ka, Hernandez et al., 2012), indiquent que la nappe sous-jacente est nécessairement antérieure au MIS 11.

3. Conclusions et perspectives de recherche

3.1. Bilan des données géochronologiques

Le *corpus* de datations numériques acquis ces dernières années sur les séquences fluviales pyrénéennes est relativement important mais le bilan des acquis géochronologiques est encore mitigé car :

(i) ***L'information actuellement disponible est répartie de manière très inégale.*** Par exemple, sur la façade sud, l'essentiel des données concerne le Cinca et le Gállego alors que les datations publiées sur le Sègre et l'Aragón sont très peu nombreuses. De même, sur la façade nord, l'Ariège, la Garonne et la Neste concentrent l'essentiel des données mais rien n'est encore publié sur les petits bassins fluviaux inscrits dans la formation de Lannemezan (le Midou, la Douze, la Baïze, le Gers, l'Arrats, la Gimone, la Save…) et seulement quelques données ponctuelles sont disponibles sur les bassins de l'Adour, du Gave de Pau et du Gave d'Oloron. Enfin, parmi les petits bassins côtiers de la façade méditerranéenne, seule la vallée de la Têt a fait l'objet d'une série complète de datations numériques mais rien n'est encore publié sur le Llobrégat, le Ter, le Tech et l'Aude, où les séquences fluviales pléistocènes sont pourtant connues et cartographiées (Fig. 3.1 et 3.15).

(ii) ***De plus, les datations publiées ne couvrent que très rarement l'ensemble des séquences fluviales.*** Sur la façade nord, la basse terrasse T1 est de très loin le niveau le plus investi avec un total de 8 profils verticaux de TCN sur l'Ariège, la Garonne, la Neste et la vallée d'Aspe contre seulement 4 sur les niveaux T2 et T3 de l'Ariège et de la Neste auxquels il faut ajouter la datation indirecte de la nappe Fv du système Gave de Pau-Adour grâce aux données OSL acquises sur les limons éoliens sus-jacents des sites archéologiques de Duclos et de Romentères. Sur façade sud, les niveaux datés sont plus nombreux car les données OSL

couvrent l'ensemble des terrasses basses et moyennes du Cinca, de l'Alcanadre et du Gállego jusque vers + 50 à +80-90 m d'altitude relative, mais aussi parce qu'un âge ESR a permis de dater le très haut niveau de terrasse (TQ1, + 240 m) situé sur l'interfluve entre le Cinca et l'Alcanadre. Enfin, sur la Têt, en dépit d'une série de datations ESR couvrant l'ensemble de la séquence fluviale (T1 à T5), seulement deux niveaux de terrasse sont précisément datés et respectivement attribués à la *Early-Middle Pleistocene transition* qui marque le passage à des cycles climatiques de 100 ka (T5 daté à 1 Ma) et au MIS 10 (T3b daté à 374±47 ka). Sur la Têt, comme sur les autres bassins fluviaux, les profils verticaux de TCN ne fournissent des résultats concluants que sur les bas niveaux de terrasses tandis que la plupart des profils acquis sur les niveaux supérieurs des séquences fluviales se caractérisent par des concentrations en TCN dans le domaine asymptotique et, par conséquent, peu opérante d'un point de vue géochronologique.

(iii) Enfin, ***la dispersion des résultats géochronologiques et les marges d'erreur associées*** ne permettent pas toujours de contraindre l'âge des nappes alluviales avec la précision nécessaire pour pouvoir identifier les stades isotopiques au cours desquels elles se sont mises en place et, sur ces bases, caractériser les forçages environnementaux responsables de perturbations des systèmes fluviaux suffisamment durables et/ou intenses pour engendrer des vagues d'aggradation puis d'incision sensibles à l'échelle du bassin versant.

Il est donc essentiel de poursuivre l'effort de datation entrepris ces dernières années en veillant à croiser les méthodes mises en œuvre afin de contourner les écueils méthodologiques associés à chacune d'entre elles. Cela dit, le bilan des datations numériques actuellement disponibles est bien évidemment positif, au moins pour deux raisons.

(i) Les données obtenues sur le plus bas niveau de terrasse (T1-Fy dans les Pyrénées françaises, également notée 1 dans la terminologie de Bomer (1979) sur la façade sud, Tabl. 3.1) fournissent un modèle de fonctionnement des cycles aggradation-incision en contexte fluvioglaciaire transposable aux niveaux supérieurs des séquences fluviales.

(ii) La datation ponctuelle de plusieurs niveaux de terrasses dans des secteurs clés de l'orogène pyrénéen permet de proposer un premier bilan quantifié de la variabilité spatiale et temporelle de l'incision pléistocène des vallées. Sur ces bases, il est possible de caractériser l'ampleur des mouvements verticaux de la croûte terrestre depuis 1 Ma.

3.2. Forçages environnementaux et métamorphoses fluviales pléistocènes

3.2.1. Les moteurs des métamorphoses fluviales pléistocènes dans les montagnes des latitudes moyennes

L'opportunité de disposer sur un même bassin versant de données chronologiques bien contraintes concernant les fluctuations des fronts glaciaires, d'une part, et le toit des nappes alluviales, d'autre part, a permis de mettre en évidence :

(i) une aggradation des systèmes fluviaux au cours des épisodes de progression glaciaire contrôlée par le volume considérable de sédiments produit par les bassins versants englacés,

(ii) une incision déclenchée par la récession des langues de glace vers les hautes vallées mais strictement cantonnée à l'apex des nappes fluvioglaciaires car principalement liée à la régularisation des profils en long au droit des anciens cônes proglaciaires,

(iii) une aggradation généralisée des nappes alluviales durant plusieurs millénaires après la déglaciation quasi intégrale des bassins versants, car l'ajustement paraglaciaire des zones récemment déglacées produit des volumes importants de sédiments qui engorgent les fonds de talwegs au-delà de ce que les cours d'eau sont capables de transiter.

(iv) une incision généralisée, sensible à l'échelle de l'ensemble du bassin fluvial, contrôlée non pas par l'augmentation du *stream power* en période de fonte des glaces mais par la reconquête végétale du bassin versant qui clôture la crise érosive d'origine paraglaciaire précédemment évoquée.

Ce modèle est très bien renseigné en Ariège, où la position des fronts glaciaires contemporains du Global LGM est identifiée sur la base de datations par exposition (TCN) sur les blocs erratiques des complexes morainiques de Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière (Delmas et al., 2011) et où la nappe T1 a fait l'objet de trois profils verticaux de TCN qui datent la surface d'abandon vers 14,5-23,4 ka à Montgaillard, à l'apex du cône fluvioglaciaire (T1 sup.), vers 13,2-19,2 ka à Filatier et vers 11,7-20,9 ka à Cintegabelle, c'est-à-dire 4, 19 et 50 km en aval du front morainique de Garrabet (Delmas et al., 2015). Ces données montrent que le déboitement de la nappe T1 en deux niveaux de terrasse (T1 sup. et T1 inf.) dans le bassin de Foix, donc à proximité des anciens fronts glaciaires, est contemporain de la déglaciation fini-LGM mais que l'aggradation des fonds de vallée se poursuit sur l'ensemble du bassin fluvial (construction de la nappe T1 inf. dans le bassin de Foix et son prolongement aval T1 en position de piémont) au moins jusqu'à l'interstade Bölling-Alleröd (GI-1), peut-être jusqu'au début de l'Holocène, en raison de la crise érosive d'origine paraglaciaire qui affecte le bassin versant en cours de déglaciation à partir de 19-20 ka (Delmas et al., 2011). L'incision généralisée de la nappe T1 est quant à elle étroitement liée à la reconquête végétale du bassin fluvial dont l'histoire est très bien contrainte en Ariège par plusieurs séquences polliniques localisées dans la section montagnarde du bassin versant (Jalut et al., 1992 ; Reille & Andrieu, 1993).

Les datations numériques nombreuses et concordantes obtenues ces dernières années sur le plus bas niveau de terrasse des séquences fluviales pyrénéennes (T1-Fy dans les Pyrénées françaises, S1, N1 et C1 dans la terminologie de Bomer (1979) sur la façade sud, Tabl. 3.1) indiquent que des forçages environnementaux comparables à ceux observés en Ariège se sont exprimés sur l'ensemble des bassins fluviaux pyrénéens au cours du MIS 2 (Global LGM et dernière Terminaison Glaciaire). Par exemple, les âges OSL et les datations par ^{14}C obtenus sur le niveau TQ9 du Cinca indiquent une aggradation potentielle de cette nappe durant le Global LGM (Lewis et al., 2009). De même, les profils verticaux de TCN obtenus sur la nappe T1 de la Garonne, de la Neste et de la vallée d'Aspe confirment une incision potentielle de ces basses terrasses durant la dernière Terminaison Glaciaire (Stange et al., 2014 ; Mouchené et al., 2017 ; Nivière et al., 2016 ; synthèse et remodélisations in Delmas et al., 2018 et section2.3 de ce chapitre).

Par ailleurs, ces données pyrénéennes s'accordent très bien au modèle climato-sédimentaire selon lequel les phases d'incision majeures, sensibles à l'échelle des bassins fluviaux, sont préférentiellement associées aux transitions climatiques *cold to warm* (Maddy et al., 2001, Fig. 0.22). Dans ce modèle établi à partir des séquences fluviales des plaines et bas plateaux du nord de

l'Europe, les forçages environnementaux mis en avant pour expliquer les métamorphoses fluviales pléistocènes et la succession des cycles climato-sédimentaires (aggradation-incision) sont la densité de la couverture végétale qui contrôle la dénudation des versants, donc le volume et la granulométrie de la charge solide en transit dans le système fluvial (Vandenberghe et al., 1984 ; Huisink, 2000 ; Millar, 2000 ; Van Huissteden & Kasse, 2001). L'intensité et le régime saisonner des précipitations entrent aussi en ligne de compte car ils contrôlent la puissance de l'écoulement plus efficacement que d'autres paramètres climatiques tels que les précipitations moyennes annuelles ou les températures moyennes annuelles. Enfin, plusieurs auteurs soulignent le rôle du permafrost, qui imperméabilise les sols et accélère le ruissellement de surface (Woo, 1993).

On montre ici que, dans les montagnes des latitudes tempérées concernées par des paléoenglacements pléistocènes, l'ajustement paraglaciaire des versants consécutif à la déglaciation des vallées joue un rôle central dans l'aggradation des systèmes fluviaux au même titre que les périodes d'englacement généralisées qui contribuent, elles aussi, à la mise en place de nappes alluviales en position de piémont. Inversement, les phases majeures d'incision se produisent au moment où le volume de sédiments en transit dans le système fluvial diminue drastiquement en raison de la reconquête végétale du bassin versant ; l'incision généralisée des systèmes fluviaux dans les montagnes des latitudes tempérées est donc, comme dans les domaines de plaines et de bas plateau du nord de l'Europe, plutôt en phase avec les transitions climatiques *cold to warm*.

Dès lors, et bien que les datations numériques obtenues sur les niveaux supérieurs des séquences fluviales pyrénéennes soient encore loin d'offrir la précision nécessaire pour le vérifier (dispersion des âges OSL sur les terrasses du Cinca et du Gállego, profils verticaux de TCN sur les terrasses hautes et moyennes du Sègre, de l'Ariège et de la Neste dans le domaine asymptotique), il est tout à fait probable qu'un scénario analogue se soit produit à la fin de chaque épisode de progression glaciaire survenu dans les Pyrénées au cours du Pléistocène. Il est pourtant essentiel de poursuivre l'effort de datation des niveaux supérieurs des séquences fluviales pyrénéennes, non pas pour rechercher quels forçages environnementaux sont responsables des métamorphoses fluviales pléistocènes (il y a peu de chances que les terrasses hautes et moyennes aient préservé une information aussi détaillée que celle contenue dans les bas niveaux), mais pour tenter de cerner la temporalité des changements environnementaux pléistocènes suffisamment durables et/ou intenses pour avoir notablement impacté les systèmes fluviaux pyrénéens.

3.2.2. Temporalité des métamorphoses fluviales pléistocènes dans les Pyrénées

Il est généralement admis que les séquences fluviales pléistocènes se sont développées en phase avec les cycles climatiques de 100 ka (Bridgland, 2000, 2006; Lewis et al. 2001 ; Vandenberghe & Maddy, 2001 ; Vandenberghe, 2003, 2015 ; Macklin et al., 2012). Cependant, plusieurs travaux indiquent que les changements climatiques survenus au cours du dernier cycle glaciaire ont pu être suffisamment durables et/ou intenses pour provoquer des métamorphoses fluviales sensibles à l'échelle du bassin versant, et par conséquent entraîner la formation d'un nouveau plan de terrasse en contrebas du précédent lorsque la zone concernée est en cours de soulèvement vertical (Macklin et al., 2002, 2012 ; Panin et al., 2017).

Dans les Pyrénées, les données actuellement disponibles sur la façade nord et la façade méditerranéenne de la chaîne plaident plutôt en faveur d'une mise en place des séquences fluviales pléistocènes au rythme des cycles climatiques de 100 ka. Mais ce schéma repose en grande partie sur

des arguments stratigraphiques relatifs (état d'altération des matériaux, sols développés sur les plans de terrasse) qui ne sont pas suffisamment étalonnés pour être totalement convaincants. Par exemple, dans les Pyrénées françaises, les nappes T1 sont assimilées à la totalité du cycle glaciaire würmien (MIS 2 à 5d) et les nappes T2 au cycle glaciaire immédiatement antérieur, donc le MIS 6, car l'état d'altération des matériaux et les sols développés sur ce niveau de terrasse ont été perçus comme suffisamment avancés pour être antérieurs à l'Eémien (Icole, 1974; Hubschman, 1973, 1975a,b,c). Or, à ce jour, la nappe T2 n'a fait l'objet que de deux datations numériques, qui certes ne démentent pas les attributions chronologiques initiales mais demeurent beaucoup trop insuffisantes pour que cette proposition soit considérée comme un acquis général. En effet, en Ariège, le profil vertical de Tournac se caractérise par des concentrations dans le domaine asymptotique, ce qui réduit considérablement l'intérêt géochronologique du profil (Tabl. 3.30 et Fig. 3.49). Sur la Têt, la datation ESR à 174±44 ka de la nappe d'Escatllars repose sur un ajustement imparfait (7 *aliquotes* sur 8) de la courbe destinée à quantifier la paléodose (D_E), mais cet âge a tout de même été retenu par les auteurs en raison de son adéquation avec la stratigraphie relative établie à l'échelle régionale selon laquelle le niveau T2 est contemporain du MIS 6 (Delmas et al., 2018).

Un constat analogue peut être dressé concernant les niveaux supérieurs (T3-Fw à T5-Fu), avec une tendance à attribuer chaque niveau de terrasse à un cycle de 100 ka alors que les datations numériques disponibles sur ces terrasses hautes et moyennes sont très peu nombreuses et souvent assorties de marges d'erreur très larges. Cependant, il faut citer en Ariège le profil vertical de Château de Fiche qui a livré un âge minimum à 240 ka pour la nappe T3 qui est, par conséquent, potentiellement contemporaine du MIS 8. Sur la Têt, l'âge ESR à 374±47 ka sur la nappe T3b de la Llabanère indique une mise en place de ce niveau de terrasse dans le courant du MIS 10. Enfin, l'âge OSL à 348±22 ka obtenu à la base des limons éoliens du site archéologique de Duclos permettent d'envisager pour la nappe Fv du système Adour-Gave de Pau une mise en place nécessairement antérieure au MIS 11, donc peut-être MIS 12.

Par contre, sur la façade sud des Pyrénées, le schéma qui se dégage est celui d'un couplage des cycles aggradation-incision sur des cycles climatiques plus courts. Le fait le plus patent est la mise en évidence d'une aggradation contemporaine du MIS 4 (âges OSL à 61±4 ka sur TQ7 du Cinca, Lewis et al., 2009) suivie d'une incision contemporaine de la transition climatique MIS 4/3 (profil TCN datant la surface d'abandon TQ4 du Sègre vers $61{,}8^{+4{,}6}_{-5{,}4}$, Fig. 3.34, Stange et al., 2013), mais la remodélisation du profil TQ4 que nous proposons ici montre que les données TCN ne permettent pas d'être aussi formel concernant l'incision de ce niveau de terrasse (cf. Tabl. 3.16 et Fig. 3.35). De même, la remodélisation du profil TQ3 montre que l'hypothèse d'une incision du Sègre au cours des périodes de transition climatiques situées au début du dernier cycle glaciaire (MIS 5d/5c ou 5b/5a) ne repose pas sur un calage chronologique robuste car ce profil vertical est en situation de *steady state*. Dès lors, on est en droit de se demander si le contraste chronologique observé entre les deux façades de la chaîne correspond à une réalité (dont l'explication reste à trouver : climat, tectonique, lithologie ?) ou s'il résulte d'un artéfact lié à la complexité et à la diversité des méthodes de datation mises en œuvre, des paramétrages choisis pour obtenir les modèles d'âge, et des interprétations qui sont faites. En effet, il ne faut pas oublier la grande dispersion des âges OSL obtenus, notamment sur le niveau TQ7 du Cinca qui a fait l'objet de 14 datations OSL dont seulement 6 ont été retenues pour calculer la moyenne pondérée à 61±4 ka mentionnée ci-dessus. Pour répondre, il faudra bien sûr multiplier les datations et, de préférence, croiser les méthodes géochronologiques afin de mieux cerner les biais inévitablement liés à chacune d'entre elles.

3.2.3. L'enjeu prioritaire est la datation du niveau 2 des séquences fluviales pyrénéennes

Le niveau 2 des séquences fluviales pyrénéennes (T2-Fx dans les Pyrénées françaises, également noté 2 sur la façade sud dans la terminologie de Bomer, 1979 ; équivalent TQ7-8 sur le Cinca et TQ4-5 sur le Sègre, cf. Tabl. 3.1) mérite d'être privilégié pour les deux raisons suivantes :

(i) Cette génération de terrasses correspond à des nappes assez bien préservées sur l'ensemble des bassins fluviaux pyrénéens et les méthodes de datation applicables sont nombreuses (OSL, TCN, ESR) car la plage temporelle concernée est assurément inférieure à 200 ka. En effet, il s'agit de savoir si le niveau 2 des séquences fluviales pyrénéennes s'est mis en place dans le courant du MIS 4, comme l'indiquent notamment les 6 âges OSL retenus sur le niveau TQ7 du Cinca, ou si cette génération de terrasses est antérieure au cycle glaciaire würmien, par exemple contemporaine du MIS 6, comme l'indique la datation ESR à 174±44 ka obtenue sur la terrasse d'Escatllars du bassin de la Têt.

(ii) La datation de ce niveau de terrasse (MIS 4 ou MIS 6) permettra de mieux comprendre ce qu'il s'est passé dans les Pyrénées durant le MIS 3.

Cette question a été soulevée au chapitre 2 (cf. section 3.2), mais les réponses apportées par les héritages d'exposition sur verrou rocheux polis par la glace, mis en évidence dans l'axe de certaines vallées pyrénéennes (Ariège et Têt en particulier), n'apportent pas des preuves suffisamment robustes de l'existence de fluctuations majeures des fronts glaciaires pyrénéens durant le MIS 3 en réponse aux changements climatiques perceptibles sur les séquences isotopiques marines et glaciaires (Lisiesky & Raymo, 2005 ; Rasmussen et al., 2014). Par ailleurs, l'analyse des remplissages glaciolacustres de la Massana en Andorre et de Linás de Broto dans les Pyrénées centrales espagnoles confirme la sensibilité des fronts glaciaires pyrénéens aux fluctuations climatiques survenues en Europe occidentale au cours du Pléistocène supérieur (Turu et al., 2017 ; Sancho et al., 2018). Ces séquences glaciolacustres n'apportent toutefois qu'une information très ponctuelle sur le plan spatial car elles ne permettent de percevoir l'ampleur des fluctuations glaciaires qu'en un point précis du bassin versant.

Par contre, les réseaux karstiques développés dans les calcaires des zones nord- et sud-Pyrénéennes enregistrent avec une bonne résolution les changements environnementaux survenus à l'échelle régionale car le dépôt de planchers stalagmitiques en régime vadose suppose une déglaciation intégrale des vallées adjacentes, une disparition du permafrost dans les massifs karstifiés mais aussi le développement d'une couverture végétale et de sols suffisamment épais pour fournir en CO_2 les eaux de drainage. Par exemple, les datations U-Th obtenues dans la galerie Aranzadi de la Pierre St-Martin (Pyrénées Atlantique) montrent que des planchers stalagmitiques se sont accumulés au cours des interglaciaires MIS 7 et MIS 9 (Quinif & Maire, 1998). De même, dans le système Niaux-Sabart-Lombrives, les datations récemment acquises montrent que des planchers stalagmitiques se sont déposés dans le réseau au cours des interglaciaires MIS 5e (MIS 5.5), MIS 9 et MIS 11 (Sorriaux et al., 2016) mais aussi durant l'interstade MIS 5.3, alors que le stade MIS 5.4, plus froid, n'est pas représenté ; et durant le MIS 6, ce qui est plus surprenant *a priori* mais s'explique probablement par les pics plus tempérés vers 143-148 ka (Ni13-22 correspondent au MIS 6.3) et vers 160 ka (Ni13-22 7,5 : 160,7±1,1 ka correspond exactement au MIS 6.41). En revanche, les spéléothèmes de Niaux n'ont pas livré d'âge contemporain du MIS 3, mais cela ne signifie pas pour autant qu'il n'existe pas de spéléothèmes contemporains de cette période dans cette cavité car le

dépôt de ces formations, et *a fortiori* leur échantillonnage, sont extrêmement aléatoires. De plus, si des spéléothèmes se sont effectivement déposés au cours des brefs interstades du MIS 6, il est tout à fait envisageable que des phénomènes analogues se soient également produits dans le courant du cycle glaciaire würmien, en particulier durant le MIS 3.

Le niveau 2 des séquences fluviales pyrénéennes apparaît comme l'archive sédimentaire idéale pour documenter cette période car :

(i) elle est très facile d'accès,

(ii) elle est bien préservée et largement représentée sur l'ensemble des bassins fluviaux (cf. *supra)*,

(iii) elle est datable par plusieurs méthodes (OSL, ESR, profils verticaux de TCN),

(iv) et l'opportunité de vérifier si elle est contemporaine du MIS 4 ou du MIS 6 permettra de vérifier si les bassins fluviaux pyrénéens ont subi (ou pas) dans le courant du MIS 3 un changement environnemental suffisamment important et durable pour avoir engendré une vague d'incision sensible à l'échelle de l'ensemble du bassin versant.

Si la nappe T2 est contemporaine du MIS 4, cela signifie que le MIS3 s'est traduit dans les Pyrénées par un changement environnemental suffisamment marqué (avec déglaciation majeure des vallées et recolonisation végétale au moins partielle des versants) pour avoir déclenché une vague d'incision sensible à l'échelle du bassin fluvial. Par contre, si la nappe T2 est contemporaine du MIS 6, cela signifie que l'incision de T2 s'est produite au début de l'interglaciaire éémien et que les Pyrénées n'ont pas connu de changements environnementaux majeurs au cours du dernier cycle glaciaire avec des paléoenglacements relativement stables et une aggradation continue de T1 du MIS 4 au MIS2-Global LGM, sans interruption notable au MIS 3.

3.3. Variabilité spatiale et temporelle de l'incision fluviale pléistocène

En dépit des imperfections géochronologiques mentionnées ci-dessus, les datations actuellement disponibles dans les Pyrénées permettent de proposer un premier bilan quantifié de l'incision fluviale pléistocène :

(i) **depuis 1 Ma** en utilisant le niveau supérieur des séquences fluviales pyrénéennes qui est daté sur la Têt (T5) et sur l'Alcanadre (TQ1) mais pas encore sur le Lannemezan (Fu).

(ii) **depuis le MIS 6** en considérant que les données numériques actuellement disponibles sur le niveau T2 des Pyrénées françaises et le niveau TQ7 du Cinca datent effectivement cette génération de nappe alluviale. Le niveau 2 des séquences fluviales pyrénéennes est privilégié ici, plutôt que le niveau 1 qui est pourtant mieux daté (cf. *supra*), car l'objectif est d'établir un bilan moyen de l'incision fluviale pléistocène sur une plage de temps suffisamment longue pour absorber plusieurspériodes d'aggradation. C'est le cas de l'incision post-MIS 6, qui moyenne l'incision survenue au minimum au cours de deux cycles aggradation-incision (MIS 6-Eémien et MIS 4/2-Holocène). Inversement, l'incision post-T1 ne permettrait de capter que l'incision survenue depuis 10 à 20 ka.

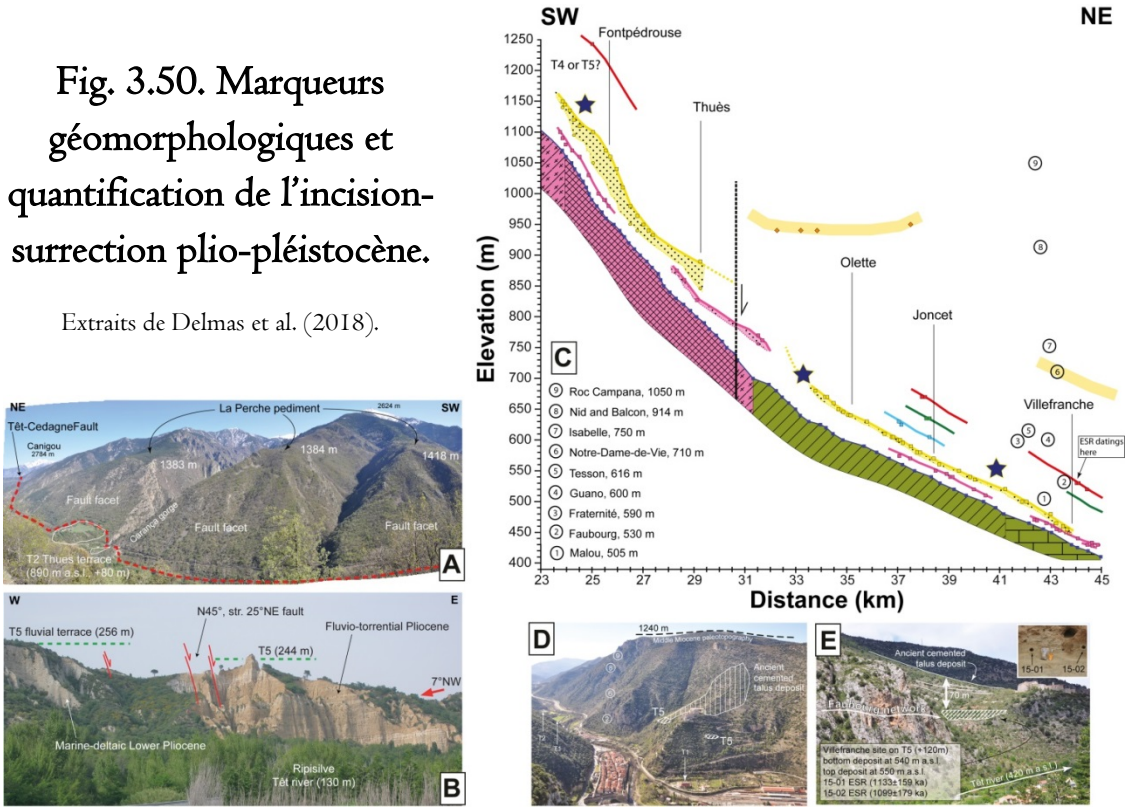
Cependant, compte tenu de l'emprise spatiale des paléoenglacements pléistocènes (Fig. 3.15), c'est seulement dans l'est des Pyrénées que l'étagement des terrasses fluviales et la continuité des profils en long permettent d'apprécier la variabilité spatiale (montagne *versus* piémont) de l'incision fluviale pléistocène et du soulèvement vertical qui l'a contrôlé. En effet, sur le bassin de la Têt, les paléo-profils en long que forment les terrasses fluviales sont préservés en continu de la haute chaîne axiale, au débouché immédiat des fronts glaciaires, aux plaines littorales méditerranéennes où l'étagement des terrasses est de moins en moins déboité vers l'aval, avec croisement des niveaux à proximité du littoral actuel et empilement stratigraphique normal des nappes alluviales raccordées à de bas niveaux marins sur la plate-forme continentale (Fig. 3.23 et 3.26). Par ailleurs, l'intérêt du bassin fluvial de la Têt réside dans le fait qu'il renferme plusieurs marqueurs géomorphologiques (pédiment néogène de la Perche, étagement des galeries épiphréatiques du karst de Villefranche) et sédimentologiques (transition marin-continental dans le Gilbert delta zancléen et toit du remplissage pliocène du Roussillon), permettant d'élargir le bilan quantifié de l'incision-surrection au Plio-Quaternaire (Delmas et al., 2018).

3.3.1. Une accélération de l'incision des vallées au cours du Pléistocène moyen et supérieur

Sur le temps long, l'incision de la Têt sous le plateau de la Perche depuis 6 Ma, dans son cours amont, s'est faite à une vitesse de 53 à 88 mm/ka selon les points (+ 320 m au droit de Planès, +530 m en aval à Fontpédrouse, Fig. 3.50a,b). Mais il s'agit d'un minimum car le plan d'érosion de la Perche a pu rester fonctionnel pendant une bonne partie du Pliocène. A Villefranche, la grotte de N.D. de Vie à +265 m, dont les alluvions sont datées entre 4 et 5 Ma (Calvet et al., 2015b, Fig. 3.50c,d,e), indique un taux d'incision de 53 à 66 mm/ka. Dans le bassin du Roussillon, l'incision sous le toit du Pliocène daté à 2 Ma par les sites karstiques de bordure (+ 177 m, Aguilar et al., 2007 ; Bachelet et al., 1990) s'est produite à un rythme de 88 mm/ka.

Fig. 3.50. Marqueurs géomorphologiques et quantification de l'incision-surrection plio-pléistocène.

Extraits de Delmas et al. (2018).



Depuis 1,1±0,1 Ma, l'incision fluviale s'accélère avec des vitesses de l'ordre de 60 mm/ka au droit de Baixas (T5 à + 66 m), de 98 mm/ka à Ille-sur-Têt (T5 à + 108 m), de 109 mm/ka à Villefranche (T5 à + 120 m), en bon accord avec l'âge enfouissement mesuré dans le réseau karstique du Faubourg, immédiatement sous le plan de T5 (Fig. 3.50c,d,e), et enfin de l'ordre de 113 mm/ka à Joncet (T5 à + 125 m). Le record se situe dans la haute vallée, à Fontpédrouse, avec un lambeau alluvial attribuable à T4/T5 à + 236 m et un taux de 206 mm/ka, soit des valeurs 2 à 3 fois plus rapides que l'incision postérieure aux pédiments fini-néogène du plateau de la Perche et à la mise en place de la galerie épiphréatique de N.D. de Vie. Les vitesses d'incision mesurées sur les deux autres façades pyrénéennes sont du même ordre de grandeur mais les valeurs maximales sont localisées sur le piémont méridional, avec 205,8 mm/ka sur le Cinca (+247 m pour Qt1) et 145,8 mm/ka sur la Noguera Ribagorçana (+172 m pour le plus haut niveau de TQ0). Sur le piémont nord des Pyrénées, les vitesses sont un peu plus faibles avec un minimum de 93,3 mm/ka à Montréjeau (+ 112 m) sur la Garonne et un record au cœur du bassin avec 144,1 mm/ka au droit de Toulouse (+173 m) et 129,1, 124,1 et 135 mm/ka aux racines des piémonts du Lannemezan (+ 155 m à Lortet), du Ger (+ 149 m à Ossun) et d'Ossau (+162 m à Belair).

Depuis le MIS 6, une nouvelle accélération de l'incision fluviale est perceptible à partir du dénivelé vertical mesuré sous la nappe T2 du bassin de la Têt. Comme précédemment, les vitesses d'incision ne sont pas régulières sur l'ensemble du bassin fluvial (Fig. 3.23 et 3.26); elle passe de 91 mm/ka à Perpignan-St Charles (+ 16 m), à 143 mm/ka à Millas (+ 25 m), puis atteint un maximum en aval de la gorge de Rodès, avec 218 mm/ka en amont d'Ille (+ 28 m aux Escatllars) et 275 mm/ka au débouché de la gorge (+ 48 m). Dans le bassin de Prades et jusqu'à Joncet, les vitesses retombent entre 189 et 178 mm/ka (T2 respectivement à +33 et +31 m). Puis le niveau T2 se cambre brutalement à partir d'Olette (Fig. 3.50c), avec des vitesses d'incision passant de 206 à 298 mm/ka de part et d'autre de cette localité, pour atteindre des valeurs considérables, de Thuès (+ 94 m ; 540 mm/ka) à Fontpédrouse (+ 93 m ; 534 mm/ka). Sur ce segment, la nappe est continue et anormalement puissante (45 m) ; si on mesure la seule incision dans le bedrock, les valeurs, avec 252 à 287 mm/ka, sont à peine supérieures à celles calculées aux environs d'Olette, où la nappe est au mieux épaisse de 5 à 10 m. L'anomalie majeure du segment amont de la gorge de Thuès résulte donc plus de l'aggradation T2 que de l'incision véritable de la vallée. Une accélération récente de l'incision caractérise aussi le piémont de l'Ariège (Delmas et al., 2015). Dans le bassin de Pamiers, on enregistre une incision moyenne de 160 mm/ka depuis le toit du Lannemezan estimé à 1.2 Ma (+ 192 m), 180 mm/ka depuis le toit de T3 (MIS 8, + 45 m) et 200 mm/ka depuis le toit de T2 (MIS 6, + 30 m). Le même constat peut être fait sur l'ensemble des cours d'eau du versant sud, avec un record encore pour le Cinca sous Qt5 (+ 80 m ; daté OSL à 178 ka, soit 449 mm/ka, Lewis et al., 2009, 2017), et pour le Sègre sous TQ2 (+ 88 m), si on se fie à l'âge de 139 ka produit par Stange et al. (2013), soit 633 mm/ka ; mais c'est un peu moins sur le Gállego, pour la "Upper terrace" T09 (+ 40 à 72 m ; ~150 ka OSL, Lewis et al., 2009 ; Benito et al., 2010), avec 266 à 480 mm/ka.

3.3.2. Exploiter les séquences fluviales en termes de marqueur de la néotectonique pléistocène

La géométrie des profils en long est exploitable également en termes des déformations néotectoniques survenues dans le courant du Pléistocène. Sur la Têt, le dispositif en éventail des différents niveaux de terrasse, avec croisement des nappes alluviales près du littoral, empilement stratigraphique normal sur la plate-forme offshore, déboitement et étagement de plus en plus marqué vers l'amont, indique un basculement ouest-est de l'ensemble du système autour d'un point

neutre situé à proximité du littoral actuel. Par ailleurs, l'examen de la transition marin-continental dans la séquence Pliocène du Roussillon (Fig. 3.26), dont le basculement est conforme mais de plus grande ampleur que celui des terrasses, confirme et permet de quantifier cette déformation. Ce niveau repère se place vers -200 m NGF au forage de Canet et à +280 à Vinça en 41 km, soit une pente moyenne de 1,17%. Si cette pente est prolongée jusqu'au col de la Perche, soit sur 39 km, on peut estimer à + 736 m au minimum la surrection survenue en ce point depuis 5,33 Ma, et donc à 845 m la paléo-altitude du plateau de la Perche. Il s'agit bien d'une estimation minimale car on postule que la transition marin-continental est une paléo-ligne temps horizontale alors qu'elle est en réalité un horizon repère diachrone plus jeune à l'aval qu'à l'amont. Bien sûr, l'essentiel de ce soulèvement est contemporain de la sédimentation Pliocène, mais le jeu principal est probablement synchrone du prisme littoral gélasien et quaternaire (initié à 2.58 Ma), en raison de sa puissance et de son caractère clairement aggradant, alors que les prismes zancléen et plaisancien sont essentiellement progradants (Duvail et al., 2005).

Le jalon le plus amont du haut niveau alluvial assimilable à T5 se situe à 1243 m à Fontpédrouse, soit à mi-incision par rapport au niveau de La Perche : on en déduit une accélération du soulèvement depuis 1,1 Ma, de l'ordre de 200 m, et qui semble encore plus rapide à partir de T2 (cf. section 3.3.1). Dans la plaine du Roussillon, la pente moyenne de T5, calculée entre Ille et Canet, est de 0,68%, soit un peu moins de la moitié de celle de la transition marin-continental et près du double de la pente actuelle de la rivière (0,38 %), ce qui suggère ici encore une accélération du basculement depuis 5,33 Ma. En revanche, un peu en amont de Perpignan, la valeur de l'incision entre le toit du Pliocène (2 Ma à Lo Founas) et T5 est du même ordre qu'entre T5 et le lit actuel de la Têt (105 m contre 72 m, Fig. 3.26) ; cela montre que les taux d'incision et de soulèvement moyens sont assez constants depuis 2 Ma. Notons que ces quantifications de la surrection depuis 2 Ma postulent que les paléo-profils de la Têt T1 à T5 avaient une pente comparable à l'actuel. Mais l'étude sédimentologique de cette séquence fluviale a montré une augmentation du calibre moyen et maximal des blocs et galets vers les hauts niveaux, et donc des pentes de paléo-profils d'équilibre d'autant plus tendus qu'ils sont anciens. Cependant, comme l'évolution sédimentologique n'est pas progressive d'un niveau à l'autre mais se manifeste en deux regroupements (T0-1-2 et T3-4-5), cet effet de la pente initiale des paléo-profils en long T1 à T5 sur la quantification des mouvements verticaux est très certainement négligeable (Calvet, 1966 ; Calvet, 1996).

Conclusion générale

Depuis une trentaine d'années, un grand nombre de datations numériques ont été produites sur les archives fluviales et glaciaires du domaine pyrénéen. Ce *corpus* de données, et singulièrement les nucléides cosmogéniques produits *in situ*, a profondément renouvelé la manière dont nous percevons les paléoenvironnements quaternaires dans cette montagne des latitudes moyennes. Cependant, les progrès concernent beaucoup plus le Pléistocène supérieur que les périodes antérieures à la dernière glaciation, d'une part en raison d'une meilleure préservation des dépôts, mais aussi parce que les outils géochronologiques applicables à cette période sont à la fois plus efficaces et plus variés.

Plutôt que reprendre points par points les conclusions des chapitres 2 et 3 qui exposent de manière synthétique les acquis géochronologiques liés à la datation des dépôts de marge glaciaires et des séquences fluviales pléistocènes, on propose ici un retour d'expérience sur 10 ans d'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in situ* en contexte glaciaire et fluviatile afin de rappeler dans quelle mesure, et pour quelles raisons, les différentes applications de cet outil livrent des résultats exploitables d'un point de vue géochronologique et/ou géomorphologique.

1- Cas des datations par exposition en contexte glaciaire

En contexte glaciaire, les datations par exposition ciblent des surfaces de blocs erratiques, de préférence enchâssés dans des constructions morainiques, et des surfaces de verrous rocheux polies par la glace. Les premières indiquent à quel moment les moraines se stabilisent car les glaciers se sont retirés en amont de ces constructions morainiques et cessent, par conséquent, de les alimenter en blocs. De même, les secondes indiquent à quel moment s'est produite la déglaciation des zones échantillonnées. En dépit des risques de vieillissement liés aux héritages d'exposition sur verrous rocheux ou sur blocs erratiques, en dépit également des risques de rajeunissement liés au déchaussement ou basculement tardif de blocs sur les constructions morainiques, ou encore au démantèlement postglaciaire de placage de till ayant tardivement bloqué l'accumulation des TCN sur les zones échantillonnées, cette méthode de datation a produit suffisamment de résultats concordants avec les stratigraphies relatives et les datations numériques issues d'autres méthodes géochronologique pour apparaître comme un outil tout à fait performant en termes de chronologie des paléoenglacements.

Dans les Pyrénées, les datations par exposition ont largement contribué au renouvellement des connaissances portant sur les paléoenglacements du Pléistocène supérieur. Elles ont confirmé l'existence d'une expansion glaciaire maximale dans le courant du MIS 4. Elles ont permis d'entrevoir la possibilité de fluctuations plurikilométriques des fronts glaciaires au cours des interstades würmiens, notamment durant le MIS 3. Elles ont permis de localiser dans un grand nombre de vallées pyrénéennes la position des fronts glaciaires contemporains du Global LGM mais aussi l'emprise spatiale de plusieurs stades d'englacement contemporains de la dernière Terminaison glaciaire (LGIT). Enfin, le croisement des âges d'exposition et de toutes les autres informations géochronologiques et paléo-environnementales disponibles à l'échelle régionale a permis de comprendre que les stades

d'englacement jalonnés par les dépôts de marges glaciaires ne doivent pas nécessairement être interprétés comme les étapes d'une déglaciation monophasée. Ponctuellement, ils peuvent résulter d'une histoire post-LGM complexe, caractérisée par une déglaciation quasi intégrale des vallées et suivie d'une nouvelle période de progression glaciaire, une sorte de « néoglaciation » contemporaine des épisodes de péjoration climatique du Tardiglaciaire.

Au-delà de ces acquis, il est important de garder à l'esprit que la probabilité d'obtenir un âge « apparent » exploitable en termes de chronologie des paléoenglacements décroit considérablement lorsque l'âge « réel » des surfaces échantillonnées augmente. Par exemple, à ce jour, dans les Pyrénées, un seul âge apparent supérieur à 120 ka (sur un total de 16 datations) a pu être obtenu sur les dépôts morainiques identifiés comme « pré-würmiens » dans les stratigraphies relatives. La probabilité d'obtenir des âges apparents exploitables en termes de chronologie des paléoenglacements varie aussi en fonction du contexte climatique dans lequel s'est déroulée l'exposition postglaciaire des surfaces rocheuses. Par exemple, les dépôts contemporains des emprises würmiennes maximales montrent presque toujours une grande variabilité des âges apparents car leur mise en place est relativement ancienne (MIS 4 et/ou Global LGM). En outre, dans un grand nombre de vallées, ces dépôts sont localisés à des altitudes où dominent, depuis le début de l'Holocène, des ambiances climatiques suffisamment tempérées et humides pour avoir favorisé la désagrégation granulaire des surfaces rocheuses, en particulier lorsqu'il s'agit de granitoïdes. Inversement, on observe fréquemment une forte concordance des âges apparents obtenus sur les stades d'englacements contemporains du Tardiglaciaire car ces derniers sont systématiquement localisés dans les hautes vallées ou la zone des cirques. Or, à ces altitudes, les conditions climatiques postglaciaires ont pu localement provoquer des « macro-éclatements » de blocs erratiques en éléments de taille métrique mais les formes de désagrégation et/ou d'écaillement superficiel des surfaces rocheuses sont quasi inexistantes, donc les surfaces datées sont intactes.

Pour ces stades d'englacement, le seul point qui continue de poser réellement problème réside dans l'estimation des épaisseurs et des durées d'enneigement. L'estimation de ce paramètre est particulièrement importante en altitude où les épaisseurs moyennes annuelles de neige peuvent impacter significativement les taux de production. Faute de mieux, la plupart des auteurs utilisent les valeurs actuelles de l'enneigement, lorsqu'elles sont connues, ce qui n'est pas toujours le cas. Dans ce cas, certains auteurs préfèrent ne pas prendre en compte ce paramètre et rester sur l'idée que les âges d'exposition produits sont des valeurs minimales. Dans les Pyrénées françaises, l'épaisseur moyenne annuelle du manteau neigeux a fait l'objet d'une modélisation spatiale à haute résolution dans le cadre de l'ANR SCAMPEI. Les résultats de cette étude sont disponibles en ligne (http://www.umr-cnrm.fr/scampei/) et directement utilisables pour estimer l'enneigement actuel dans une optique d'extrapolation pour les datations par exposition.

2- Cas des profils verticaux sur les séquences fluviales

Les profils verticaux de TCN sont applicables à tout type de dépôt (glaciaire, fluvial, éolien…) dès lors qu'une coupe permet un échantillonnage continu de la formation depuis son toit initial jusqu'à une profondeur suffisante (au minimum 3 à 4 m) pour que la concentration en nucléides cosmogéniques produits *in situ* à la base du profil soit quasi exclusivement d'origine muonique. Le principal avantage de

cette méthode est qu'elle permet de quantifier simultanément la durée d'exposition enregistrée par la formation depuis son exposition initiale (âge) et la vitesse à laquelle la topographie de surface s'est abaissée au cours du temps (taux de dénudation). Cependant, cela suppose que les échantillons situés à la base du profil, dont la concentration est essentiellement d'origine muonique, soient encore dans le domaine linéaire tandis que les échantillons en surface, dont la concentration est essentiellement d'origine neutronique, ont déjà atteint le *steady state*. Dans les faits, ce n'est que lorsque les coupes échantillonnées sont suffisamment épaisses (au minimum 3 à 4 m) et que la dénudation en surface a été suffisamment faible que ces conditions sont susceptibles d'être remplies. En effet, plus la dénudation en surface est faible, plus le temps d'intégration, c'est-à-dire la durée nécessaire pour que la concentration des matériaux à différentes profondeurs atteigne le *steady state*, est long. Lorsque les TCN se sont accumulés dans une formation superficielle dans le cadre d'un régime érosif relativement élevé, et que par ailleurs cette formation n'est pas très épaisse et relativement ancienne, le risque d'avoir des échantillons en *steady state,* y compris à la base du profil, est extrêmement élevé. Dans ce cas, le profil n'est pas exploitable dans une optique géochronologique : il n'est exploitable qu'en terme de quantification de la dénudation qui a affecté la surface topographique au toit du profil. En revanche, lorsque les TCN se sont accumulés dans le cadre d'un régime érosif modéré, et que par ailleurs la formation concernée est relativement épaisse et plutôt récente, la probabilité d'avoir, au moins à la base du profil, des échantillons encore dans le domaine linéaire est plus élevée. Lorsque ces conditions sont réunies, les profils verticaux de TCN offrent un outil géochronologique particulièrement intéressant en contexte fluviatile car ils permettent de dater les surfaces d'abandon formées par les plans de terrasses d'une séquence fluviale. En effet, les terrasses fluviales sont des paléo-plaines d'inondations abandonnées au moment où le système fluvial passe d'une tendance à l'aggradation des nappes alluviales à une tendance à leur incision par les anciens cours d'eau. A ce titre, cette méthode de datation apparaît comme tout à fait pertinente pour identifier les paramètres environnementaux responsables de changements de régime capables d'avoir affecté les cours d'eau durant le Pléistocène, en particulier ceux qui ont eu un impact à l'échelle des bassins fluviaux.

Dans les Pyrénées, cette méthode a été appliquée avec succès au plus bas niveau des séquences fluviales pléistocènes. Huit profils verticaux de TCN ont été réalisés sur les nappes T1 de la façade nord (Ariège, Garonne, Neste et vallée d'Aspe) ; ils indiquent systématiquement une tendance à l'aggradation des rivières nord-pyrénéennes dans le courant du MIS 2 et le déclenchement de l'incision entre la fin du Global LGM et l'interstade Bölling-Alleröd, voire le début de l'Holocène. L'opportunité de croiser ces données avec celles acquises sur les dépôts de marge glaciaire de ces mêmes bassins versants a montré que l'incision déclenchée par la récession des langues de glace vers les hautes vallées est strictement cantonnée à l'apex des nappes fluvioglaciaires. Cette incision localisée s'explique par une régularisation des profils en long au droit des anciens cônes proglaciaires. Ces données montrent par ailleurs qu'une aggradation généralisée des nappes alluviales s'est produite durant plusieurs millénaires après la déglaciation quasi intégrale des bassins versants, en lien avec l'ajustement paraglaciaire des zones récemment déglacées qui produisaient des volumes importants de sédiments que les cours d'eau n'avaient pas la puissance de transporter vers l'aval. Ces données montrent enfin que l'incision généralisée des nappes alluviales a fondamentalement été contrôlée par la reconquête végétale des versants et la fin de la crise érosive d'origine paraglaciaire précédemment évoquée. Au total, les données acquises dans les Pyrénées concordent avec le modèle climato-sédimentaire établi à partir des séquences fluviales du nord de l'Europe et selon lequel les phases d'incision majeures sont préférentiellement associées aux transitions climatiques *cold to warm*.

En revanche, les profils verticaux de TCN produits sur les hauts niveaux des séquences fluviales pyrénéennes ne fournissent pas des résultats exploitables dans une optique géochronologique car, sur ces profils, les concentrations en TCN sont quasi systématiquement en situation de *steady state*.

3- Que peut-on espérer des datations par enfouissement ?

Pour les hauts niveaux de terrasse, et plus généralement les dépôts du Pléistocène moyen et inférieur, outre les datations par ESR qui ont fait leurs preuves en contexte fluviatile, la solution réside peut-être dans la recherche de datations par enfouissement, en particulier par la méthode isochrone qui présente l'avantage de modéliser la durée d'enfouissement d'un dépôt indépendamment des paléo-taux de dénudation enregistrés par les matériaux avant leur dépôt, contrairement aux modélisations produites par référence au *Banana Plot* qui livrent des couples de valeurs, durées d'enfouissement *versus* paléo-taux de dénudation, très fortement contraintes l'une par l'autre.

Les travaux de Balco & Rovey (2008) ont montré le potentiel de cette méthode de datation lorsqu'elle est appliquée à des sédiments suffisamment épais pour avoir évolué en contexte d'enfouissement total ou partiel depuis leur dépôt. Dans les Pyrénées, un âge d'enfouissement à 1 Ma (inédit) a été obtenu à partir de la méthode isochrone à la base de la coupe d'Ur dans la vallée du Carol (collaboration avec R. Braucher). Cet âge concerne une formation fluviatile ravinée et surmontée par un dépôt morainique qui a fait l'objet d'un profil vertical de TCN inexploitable en raison de la très grande variabilité des concentrations obtenues à différentes profondeurs dans cette formation. L'âge isochrone à 1 Ma dans la formation fluviatile sous-jacente a quant à lui été confirmé par un âge ESR également à 1 Ma (collaboration avec P. Voinchet).

Croisée avec l'ESR, la méthode isochrone fournit un outil géochronologique à privilégier pour la datation des hautes et moyennes terrasses pyrénéennes. Cependant, l'essentiel du travail reste à accomplir car les données actuellement disponibles sont extrêmement rares. L'enjeu de ces recherches est pourtant évident, en particulier en termes de quantification de l'évolution du relief, de l'incision des vallées et des mouvements verticaux de la croûte terrestre, car les terrasses étagées et les paléo-profils en long de cours d'eau qu'elles représentent fournissent le seul marqueur géomorphologique capable de contraindre la variabilité spatiale et temporelle de ces phénomènes au cours du dernier million d'années.

La datation du niveau 2 des séquences fluviales pyrénéennes, quant à elle, nécessitera la mobilisation de la méthode OSL car l'enjeu est de déterminer si l'aggradation de cette nappe alluviale est contemporaine du MIS 4 ou du MIS 6 et, par conséquent, si son incision est contemporaine du MIS 3 ou de l'interglaciaire Eémien. Ces questions géochronologiques sont essentielles car elles permettront de caractériser la sensibilité des paléoenvironnements pyrénéens aux changements climatiques survenus au cours dernier cycle glaciaire ; elles permettront en particulier de vérifier dans quelle mesure le MIS 3, qui apparaît dans les enregistrements isotopiques globaux comme une interstade un peu moins froid dans un environnement globalement très froid, s'est traduit dans cette montagne des latitudes moyennes relativement méridionale en Europe par des changements environnementaux d'ampleur significative, avec fluctuations majeures des fronts glaciaires et reconquête végétale au moins partielle des versants.

4- Nucléides cosmogéniques produits *in situ* et quantification de l'érosion en contexte glaciaire et postglaciaire

Les nucléides cosmogéniques produits *in situ* sont également exploitables dans une optique géomorphologique à travers une série d'applications qui permettent de quantifier la dénudation, au sens d'abaissement vertical d'une topographie. Comme la vitesse de dénudation est l'une des deux inconnues de l'équation fondamentale qui régit l'accumulation des TCN dans la croûte terrestre, ce paramètre impacte en fait toutes les applications de l'outil TCN. Dans les applications à vocation strictement géochronologique, la dénudation est contrainte tantôt à partir de données issues du contexte géologique et/ou géomorphologique (cas des datations par exposition modélisées pour une érosion nulle depuis l'exposition initiale), tantôt à partir de modèles mathématiques qui fournissent en sortie des couples de valeurs (cas des graphes de durées d'exposition *versus* taux de dénudation issus de la modélisation de profils verticaux, cas des graphes de durée d'enfouissement *versus* paléo-taux de dénudation issues de la modélisation des concentrations en ^{26}Al et ^{10}Be obtenues sur un échantillon unique en contexte d'enfouissement total ou partiel).

Inversement, les applications à vocation strictement géomorphologique de l'outil TCN sont nécessairement impactées par l'histoire d'exposition des surfaces échantillonnées. Par exemple, lorsque les mesures ne concernent qu'un seul échantillon et un seul nucléide cosmogénique à la fois, le taux de dénudation n'est directement déductible de la concentration que si cette dernière est en situation de *steady state.* Or, dans la mesure où la durée nécessaire pour qu'un échantillon atteigne le *steady state* dépend étroitement du taux de dénudation en surface (le temps d'intégration est long lorsque la dénudation en surface est faible, il est court lorsque la dénudation en surface est forte), il est très utile de se référer à cette valeur pour analyser efficacement les taux de dénudation issus de cette méthode de quantification. Enfin, la signification spatiale des taux issus de cette application TCN dépend de la stratégie d'échantillonnage mise en œuvre.

Les données issues de mesures sur les sédiments des cours d'eau actuels quantifient la dénudation survenue en moyenne sur la totalité du bassin producteur depuis son exposition initiale. Dans les Pyrénées, les données de ce type sont peu nombreuses, beaucoup moins nombreuses que dans les Alpes en tout cas (Norton et al., 2011 ; Portenga & Bierman, 2011). A ce jour, les seules données pyrénéennes publiées concernent les fleuves côtiers de la façade orientale de la chaîne (60,7 ± 21,7mm/ka pour l'Agly, 132,1 ± 47,4 mm/ka pour la Têt et 104,0 ± 24,3 mm/ka pour le Tech ; Mollieix et al., 2016). Des données encore inédites existent dans les Pyrénées centrales franco-espagnoles, où huit bassins versants couvrant les étages montagnard, sub-alpin et alpin indiquent des valeurs entre 42 et 484 mm/ka (Genti, 2015). De même, dans les Pyrénées centrales et orientales, 21 bassins versants localisés en haute montagne indiquent des valeurs entre 22 et 404 mm/ka (Crest, 2017).

Les données directement prélevées sur substrat rocheux cohérent, quant à elles, quantifient la dénudation survenue précisément au point d'échantillonnage. Dans les Pyrénées, des données de ce type ont été prélevées dans les massifs de la Maladeta, sur des crêtes rocheuses qui ont évolué en contexte supraglaciaire (n = 5, Crest et al., 2017). Les résultats indiquent des valeurs entre 10 et 40 mm/ka et des temps d'intégration entre 15 et 65 ka. Ces données ont pu être croisées avec les taux de

dénudation déduits d'héritages d'exposition sur verrous rocheux localisés au plancher des cirques glaciaires actuellement occupés par les glaciers de l'Aneto et de la Maladeta, mais aussi sur des planchers de cirque des massifs de Bassiès et du Carlit (Crest et al., 2017). Ces valeurs quantifient la vitesse de l'érosion sous-glaciaire survenue dans la zone des cirques au cours de plages temporelles couvrant l'ensemble du dernier cycle glaciaire (~10 mm/ka) et la dernière Terminaison glaciaire (100 à 300 mm/ka). Elles montrent que, dans la zone des cirques, la dénudation sous-glaciaire augmente en fin de glaciation lorsque ces derniers abritent des glaciers à base tempérée en raison de la remontée en altitude des lignes d'équilibre glaciaire. Croisées avec les taux de dénudation obtenus sur les crêtes adjacentes, ces données montrent que le volume en creux des cirques tend à se développer plutôt par abaissement des planchers que par recul des crêtes — contrairement à ce que la morphologie des cirques en van permettait d'envisager intuitivement.

Références bibliographiques citées

A

Agassiz, L., 1840. Etude sur les glaciers. Petit pierre Ed. Neuchatel, 346 p.

Aguire, E., Pasini, G., 1985. The Pliocene—Pleistocene Boundary. Episodes 2, 116–120.

Aguilar, J.P., Lazzari, V., Michaux, J., Sabatier, M., Calvet, M., 2007. Lo Fournas 16-M (Miocène supérieur) et Lo Fournas 16-P (Pliocène moyen), nouvelles localités karstiques à Baixas, Sud de la France) : Partie I - Description et implications géodynamiques. Géologie de la France 1, 55–62.

Ahnert, F., 1996. Introduction to Geomorphology. Arnold, 352 p.

Alberto, F., Gutierrez, M., Ibañez, M.J., Machin, J., Melendez, A., Peña, J.L., Pocovi, A., Rodriguez, J., 1983. El piedemonte pliocuaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida). Geographicalia 18, 109–126.

Alimen, H., 1964. Le Quaternaire des Pyrénées de Bigorre. Mémoire du Service de la Carte Géologique, Paris, 394 p.

Allen, J.R.M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.W., Huntley, B., Kellerk, J., Kramlk, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F.W., Nowaczyk, N.R., Hedi Oberhänsli, H., Watts, W.A., Wulf, S., Zolitschka, B., 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. Nature 400, 740–743.

Anderson, R.S., Anderson, S.P., 2010. Geomorphology. The mechanics and the chemistry of landscapes. Cambridge university press, 637 p.

Andrieu, V., 1987. Le paléoenvironnement du piémont nord-pyrénéen occidental de 27 000 BP au Postglaciaire : la séquence d'Estarrès (Pyrénées Atlantiques, France) dans le bassin glaciaire d'Arudy. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Série II 304, 103–108.

Andrieu, V., 1991. Dynamique du paléoenvironnement de la vallée montagnarde de la Garonne (Pyrénées centrales, France) de la fin des temps glaciaires à l'actuel. Thèse de Doctorat de 3e cycle, Université de Toulouse–le–Mirail, 311 p.

Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G., Hérail, G., 1988. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs : application à l'interprétation du retrait glaciaire. Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire 34/35, 55–67.

Anslow, F. S., Hostetler, S., Bidlake, W. R., Clark, P. U., 2008. Distributed energy balance modeling of South Cascade Glacier, Washington and assessment of model uncertainty. Journal of Geophysical Research 113, 1–18.

Antoine, P.O., Duranthon, F., Tassy, P., 1997. L'apport des grands mammifères (Rhinocerotidés, Suoïdés, Proboscidiens) à la connaissance des gisements du Miocène d'Aquitaine (France). In : Actes du Congrès BiochronM'97, Aguilar, J.P., Legendre, S., Michaux, J., Eds. Mémoire & Travaux E. P. H. E., Institut de Montpellier 21, 581–590.

Antoine, P., Lautridou, J.P., Laurent, M., 2000. Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climate variations and sea-level changes. Geomorphology 33, 183–207.

Antoine, P., Auguste, P., Bahain, J.-J., Coudret, P., Depaepe, P., Fagnart, J.-P., Falguères, C., Fontugne, M., Frechen, M., Hatte, C., Lamotte, A., Laurent, M., Limondin-Lozouet, N., Locht, J.-L., Mercier, N., Moigne, A.-M., Munaut, A.-V., Ponel, P., Rousseau, D.-D., 2003. Paléoenvironnements pléistocènes et peuplements paléolithiques dans le bassin de la Somme (nord de la France). Bulletin de la Société préhistorique française 100, 1, p. 5–28.

Antoine, P., Limondin-Lozouet, N., Chaussé, C., Lautridou, J.-P., Pastre, J.-F., Auguste, P., Bahain, J.-J., Falguères, C., Galheb, B. 2007. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme) : synthesis, and new results from interglacial deposits. Quaternary Sciences Reviews 26, 2701–2723.

Antoine, P., Bahain, J.-J., Auguste, P., Fagnart, J.-P., Limondin-Lozouet, N., Locht, J.-L., 2011. Quaternaire et Préhistoire dans la vallée de la Somme : 150 ans d'histoire commune. In : Hurel, A., Coye, N., Eds. Dans l'épaisseur du temps. Archéologues et géologues inventent la préhistoire. Publications scientifiques du Muséum, 341–381.

Arenas, C., Millán, H., Pardo, G., Pocoví, A., 2001. Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north–eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. Basin Research 13, 65–89.

Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gottdang, A., Klein, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 268, 1954–1959.

Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K., Braucher, R., Finkel, R.C., Nottoli, E., Benedetti, L., Merchel, S., 2013. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER after 4 years : Status and recent developments on ^{36}Cl and ^{129}I. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 294, 24–28.

Astre, G., 1932. Mammifères des lignites pontiens d'Orignac. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse 64, 581–584.

B

Babault, J., Van den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S. & Crave, A., 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. Tectonics, 24, TC2010.

Bachelet, B., Aguilar, J.P., Calvet, M., Michaux, J., 1990. Nouvelles faunes de rongeurs du Pliocène des Pyrénées orientales : conséquences pour le genre Stephanomys. Géobios 23, 117–120.

Bakalowicz, M., Sorriaux, P., Ford, D.C., 1984. Quaternary glacial events in the Pyrenees from U-series dating of speleothems in the Niaux–Lombrives–Sabart caves, Ariège, France. Norsk Geografisk Tidsskrift 38, 193–197.

Balco, G., Rovey, C.W., 2008. An isochron method for cosmogenic-nuclide dating of buried soils and sediments. American Journal of Science 308, 1083–1114.

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

Balco, G., 2011. Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990-2010. Quaternary Science Reviews 30, 3–27.

Ballantyne, CK., 1989. The Loch Lomond readvance on the Island of Skye, Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. Journal of Quaternary Science 4, 95–108.

Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. Quaternary Science Reviews 21, 1935–2017.

Barnard, P.L., Owen, L.A., Finkel, R.C., 2004. Style and timing of glacial and paraglacial sedimentation in a monsoonal-influenced high Himalayan environment, the upper Bhagirathi Valley, Garhwal Himalaya. Sedimentary Geology 165, 199–221.

Barnard, L., Lewis, A., Finkel, R.C., 2006. Quaternary fans and terraces in the Khumbu Himal south of Mount Everest: their characteristics, age and formation. Journal of the Geological Society of London 163, 383–399.

Barnolas, A., Chiron, J.C., 1996/2018. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1 : introduction, géophysique, cycle hercynien. BRGM-ITGE, 729 p + volumes 2 & 3 : cycle alpin, 32 planches h.t. et notice papier, texte format numérique, AGSO & BRGM.

Baroni, M., Bard, É., Petit, J.-R., Magand, O., Bourlès, D.L., 2011. Volcanic and solar activity, and atmospheric circulation influences on cosmogenic ^{10}Be fallout at Vostok and Concordia (Antarctica) over the last 60 years. Geochimica et Cosmochimica Acta 75, 7132–7145.

Baroni, C., Guidobaldi, G., Salvatore, M.C., Christl, M., Ivy-Ochs, S., 2018. Last glacial maximum glaciers in the Northern Apennines reflect primarily the influence of southerly storm-tracks in the western Mediterranean. Quaternary Science Reviews 197, 352–367.

Barrère, P., 1963. La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. Bulletin de la Société Géologique de France 7, 516–526.

Barrère, P., 1966. La morphologie quaternaire de la région de Biescas et de Sabiñanigo (Haut-Aragon). Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire 2, 83–93.

Barrère, P., 1975. Terrasses et glacis d'érosion en roches tendres dans les montagnes du Haut-Aragon. In : Etudes géographiques, Mélanges offerts à G. Viers, Université de Toulouse-le-Mirail, 2 t., 29–43.

Barrère, P., Calvet, M., Courbouleix, S., Gil Peña, I., Martin Alfageme, S., 2009. Carte géologique du Quaternaire des Pyrénées à 1:400 000. BRGM/IGME.

Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Garbe-Schönberg, D., Lea., D.W., 2005. Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. Earth and Planetary Science Letters 237, 33– 44.

de Beaulieu, J.L., Reille, M., 1984a. A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France. Boreas 13, 111–132.

de Beaulieu, J.L., Reille, M., 1984b. The Pollen Sequence of Les Échets (France). A new element for the chronology of the Upper Pleistocene. Géographie physique et Quaternaire 38, 3–9.

Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. Journal of Geophysical Research 105, 8121–8145.

Beghin, P., Charbit, S., Kageyama, M., Combourieu-Nebout, N., Hatté, C., Dumas C., Peterschmitt, J.-Y., 2016. What drives LGM precipitation over the western Mediterranean? A study focused on the Iberian Peninsula and northern Morocco. Climate Dynamics 46, 2611–2631.

Beghin, P., Charbit, S., Dumas, C., Kageyama, M., Ritz, C., 2015. How might the North American ice sheet influence the northwestern Eurasian climate? Climate of the Past 11, 1467–1490.

Benito, G., Sancho, C., Peña, J.L., Machado, M.J., Rhodes, E.J., 2010. Large-scale karst subsidence and accelerated fluvial aggradation during MIS 6 in NE Spain: climatic and paleohydrological implications. Quaternary Science Reviews 29, 2694–2704.

Bethe Bloch, H., 1930. Zur Theorie des Durchgangs schneller Korpuskularstrahlen durch Materie. Annalen der Physik 397, 325–400.

Bevington, P., Robinson, K., 2003. Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences. Mc Graw-Hill Higher Education, 336 p.

Bierman, P.R., Marsella, K.A., Patterson, C., Davis, P.T., Caffe, M., 1999. Mid-Pleistocene cosmogenic minimum-age limits for pre-Wisconsinan glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach. Geomorphology 27, 25–39.

Birkeland, P. W., 1967. Correlation of soils of stratigraphic importance in western Nevada and California, and their relative rates of profile development. In: Morrison, R. B., Wright, H. E. Jr., Eds. Quaternary Soils. INQUA Congress VII, Proceedings 9, Desert Research Institute, Reno, Nevada, 71–91.

Birkeland, P.W., 1968. Correlation of Quaternary stratigraphy of the Sierra Nevada with that of the Lake Lahontan area. In: Morrison, R.B., Wright, H.E., Eds. Means of correlation of Quaternary successions. International Association of Quaternary Research, Proceedings, 7th Congress U.S.A., 8, 469–500.

Birkeland, P.W., 1999. Soils and geomorphology. Oxford university press, 430 p.

Birkeland, P.W., Crandell, D.R., Richmond, G.M., 1971. Status of correlation of Quaternary stratigraphic units in the Western conterminous United States. Quaternary research 1, 208–227.

Birot, P., 1937. Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles. Thèse de Doctorat d'Etat, Baillère et fils éd., Paris, 311 p.

Blockley, S., Lane, C.S., Hardiman, M., Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A., Lotter, A.L., Turney, C.S.M., Bronk Ramsey, C., INTIMATE members, 2012. Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k. Quaternary Science Reviews 36, 2–10.

Blum, M., Törnqvist, T., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. Sedimentology 47, 2–48.

Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. Nature 394, 739–743.

Bomer, B., 1979. Les Piedmonts du Bassin de l'Ebre (Espagne). Méditerranée 36, 19–25.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. Nature 360, 245–249.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature 365, 143–147.

Bond, G.C., Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. Science 267, 1005–1010.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. Science 278, 1257–1266.

Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K.,Phillips, F., Schaefer, J., Stone, J., 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. Quaternary Geochronology 31, 188–198.

Bordonau i Ibern, J., 1992. Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als pirineus. Geoforma édiciones, Logroño, 251 p.

Bordonau, J., Vilaplana, J.M., Fontugne, M., 1993. The Glaciolacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology of the last glacial cycle in the Pyrenees. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Série II 316, 807–813.

Bornand, M., 1972. Étude pédologique de la moyenne vallée du Rhône, 250 p. avec carte pédologique au 1 : 100 000e. INRA, Montpellier.

Bornand, M., 1978. Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône, 329 p. INRA-ENSA, Montpellier.

Bosch, G.V., Van den Driessche, J., Babault, J., Robert, A., Carballo, A., Le Carlier, C., Loget, N., Prognon, C., Wyns, R., Baudin, T. (2016) – Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees. Comptes Rendus Géoscience 348, 194–202.

Boule, M., 1894. Le plateau de Lannemezan et les alluvions anciennes des hautes vallées de la Garonne et de la Neste. Bulletin du Service de la Carte Géologique de France 43, VI, 447–469, pl. h.t.

Bourguignon, L., Crochet, J.Y., Capdevila, R., Ivorra, J., Antoine, P.O., Agustí, J., Barsky, D., Blain, H-A., Boulbes, N., Bruxelles, L., Claude, J., Cochard, D., Filoux, A., Firmat, C., Lozano-Fernandez, I., Magniez, P., Pelletier, M., Rios-Garaizar, J., Testu, A., Valensi, P., De Weyer, L., 2015. Bois-de-Riquet (Lézignan-la-Cèbe, Hérault): a late Early Pleistocene archeological occurrence in southern France. Quaternary International 393, 24–40.

Bourguignon, L., Barsky, D., Ivorra, J., de Weyer, L., Cuartero, F., Capdevila, R., Cavallina, C., Oms, O., Bruxelles, L., Crochet, J.Y., Rios Garaizar, J., 2016. The stone tools from stratigraphical unit 4 of the Bois-de-Riquet site (Lézignan-la-Cèbe, Hérault, France): a new milestone in the diversity of the European Acheulian. Quaternary International 411, 160–181.

Braithwaite, R. J., 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice-sheet studied by energy-balance modeling. Journal of Glaciology 41, 153–160.

Braithwaite, R.J., 2008. Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. Journal of Glaciology 54, 437–444.

Braithwaite, R.J., Raper, S.C.B., 2009. Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data. Annals of Glaciology 50, 127–132.

Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach. Earth and Planetary Science Letters 309, 1–9.

Braucher, R., Guillou, V., Bourlès, D.L., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K., Nottoli, E., 2015. Preparation of ASTER in-house $^{10}Be/^{9}Be$ standard solutions. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 361, 335–340.

Breuil, H., 1913. Les subdivisions du Paléolithique supérieur et leur signification. Congrès international d'anthropologie et d'archéologie préhistoriques, compte-rendu de la 14^{e} session, Genève, 1912 Genève. Albert Kündig, 165–238.

Bridgland, D.R., 2000. River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. Quaternary Science Reviews 19, 1293–1303.

Bridgland, D.R., 2006. The Middle and Upper Pleistocene sequence in the Lower Thames: a record of Milankovitch climatic fluctuation and early human occupation of southern Britain. Proceedings of the Geologists' Association 117, 281–305.

Bridgland, D.R., Maddy, D., Bates, M., 2004. River terrace sequences: templates for Quaternary geochronology and marine-terrestrial correlation. Journal of Quaternary Science 19, 203–218.

Bridgland, D.R., Keen, D., Westaway, R., 2007. Global correlation of Late Cenozoic fluvial deposits: a synthesis of data from IGCP 449. Quaternary Science Reviews 26, 2694–2700.

Bridgland, D.R., Westaway, R., 2008. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. Geomorphology 98, 285–315.

Bridgland, D.R., Westaway, R., 2014. Quaternary fluvial archives and landscape evolution: a global synthesis. Proceedings of the Geologists' Association 125, 600–629.

Bridgland, D.R., Demir, T., Seyrek, A., Daoud, M., Abou Romieh, M., Westaway, R., 2017. River terrace development in the NE Mediterranean region (Syria and Turkey): patterns in relation to crustal type. Quaternary Science Reviews 166, 307–323.

Briner, J.P., Swanson, T.W., 1998. Using inherited cosmogenic ^{36}Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. Geology 26, 3–6.

Briner, J., Miller, G.H., Davis, P.T., Finkel, R., 2006. Cosmogenic radionuclides from fjord landscapes support differential erosion by overriding ice sheets. Geological Society of America Bulletin 118, 406–420.

Briner, J., Miller, G.H., Finkel, R., Hess, D.P., 2008. Glacial erosion at the fjord onset zone and implications for the organization of ice flow on Baffin Island, Arctic Canada. Geomorphology 97, 126–134.

Broc, N., 2010. Une histoire de la géographie physique en France. XIXe –XXe siècles. Les Hommes, les œuvres, les idées. Presses Universitaires de Perpignan, 2 tomes, 716 p.

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

Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al. Geochimica et Cosmochimica Acta 55, 2269–2283.

Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., Coleou, C., 1989. An energy and mass model of snow cover for operational avalanche forecasting. Journal of Glaciology 35, 333–342.

Brunsden, D., Thornes, J.B., 1979. Landscape Sensitivity and Change. Transactions of the Institute of British Geographers 4, 463–484.

Bull, W.B., 1991. Geomorphic Responses to Climatic Change. Oxford University Press, 326 p.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2012. Tectonic Geomorphology. Blackwell, 454 p.

C

Calle, M., Sancho, C., Peña, J.L., Cunha, P., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E., 2013. La secuencia de terrazas cuaternarias del río alcanadre (provincia de huesca): caracterización y consideraciones paleoambientales. Cuadernos de Investigación Geográfica 39, 159–178.

Calvet, M., 1981. Nappes alluviales et niveaux quaternaires du bas-Vallespir. Implications néotectoniques et paléoclimatiques. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 52, 125–159.

Calvet, M., 1986. Les terrasses alluviales de la Têt : étude granulométrique et pétrographique des galets. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 57, 231–246.

Calvet, M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: Les Pyrénées Orientales. Thèse de Doctorat d'Etat, Document du BRGM n° 255, BRGM ed., Orléans, 1177 p.

Calvet, M., 1998. Los Complejos Fluvioglaciares de Cerdanya–Capcir (Pirineos Orientales) y sus Enseñanzas. In: Gomez, A., Pérez, A., Eds. Las Huellas Glaciares de las Montañas Españolas. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 263–290.

Calvet, M., Gunnell, Y., 2008. Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. In: Gallagher, K., Jones, S.J., Wainwright, J., Eds. Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Space Scales, Geological Society, London, Special Publications 296, 147–166.

Calvet, M., Gunnell Y., Delmas, M., 2008. Géomorphogenèse des Pyrénées. In: Canérot, J., Colin, J.-P., Platel, J.-P., Bilotte, M., Eds. Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui, Atlantica, Biarritz, 129–143.

Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P., Eds. Quaternary Glaciations. Extent and Chronology, a closer look Part IV. Developments in Quaternary Science 15, Elsevier, 127–139.

Calvet M., Autran A., Wiazemsky M., Laumonier B., Guitard G., 2015a. Carte géol. France (1/50 000), feuille Argelès-sur-Mer – Cerbère (1097). Orléans : BRGM. Notice explicative par Laumonier B., Calvet M., Barbey P., Guennoc P., Lambert J., Lenoble J.-L., Wiazemsky M., 2015, 149 p.

Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Hez, G., Bourles, D., Guillou, V., Delmas, M., Aster Team, 2015b. Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled-cave in the French Pyrenees. Geomorphology 246, 617–633.

Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Laumonier, B., en préparation. Geology and landscape of the Eastern Pyrenees - A field guide with excursions. Springer, série Geoguide.

Campy, M., Macaire, J.J., 2003. Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux. Dunod, 440 p.

Capron, E., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Schilt, A., Masson-Delmotte, V., Buiron, D., Chappellaz, J., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Oerter, H., 2010a. Synchronising EDML and North GRIP ice cores using $\delta^{18}O$ of atmospheric oxygen ($\delta^{18}Oatm$) and CH_4 measurements over MIS5 (80-123 kyr). Quaternary Science Reviews 29, 222–234.

Capron, E., Landais, A., Chappellaz, J., Schilt, A., Buiron, D., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Lemieux-Dudon, B., Govin, A., Loulergue, L., Leuenberger, M., Mayer, H., Oerter, H., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., Stenni, B., 2010b. Millennial-scale climatic variability over the last glacial period: Greenland-Antarctic sequences of events over Marine Isotopic Stage MIS 5 compared to MIS 3. Climate of the Past 6, 1–49.

Capron, E., Landais, A., Chappellaz, J., Buiron, D., Fischer, H., Johnsen, S., Jouzel, J., Euenberger, M., Masson-Delmotte, V., Stocker, T.F., 2012. A global picture of the first abrupt climatic event occurring during the last glacial inception. Geophysical Research Letters 39, L15703.

Carcaillet, J., Mugnier, J.L., Koçi, R., Jouanne, F., 2009. Uplift and active tectonics of southern Albania inferred from incision of alluvial terraces. Quaternary Research 71, 465–476.

Carretier, S., Regard, V., Soual, C., 2009. Theoretical cosmogenic nuclide concentration in river bed load clasts: Does it depend on clast size? Quaternary Geochronology 4, 108–123.

Casteras , M., 1970. Carte géol. France (1/50 000), feuille Oloron-Ste-Marie (1051). Orléans : BRGM. Notice explicative par Casteras, M., 1970, 19 p.

Cauquoin, A., Landais, A., Raisbeck, G.M., Jouzel, J., Bazin, L., Kageyama, M., Peterschmitt, J.Y., Werner, M., Bard, E., 2015. Comparing past accumulation rate reconstructions in East Antarctic ice cores using ^{10}Be, water isotopes and CMIP5-PMIP3 models. Climate of the Past 11, 355–367.

Champagnac, J.D., Valla, P., Herman, F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: A review. Tectonophysics 614, 44–65.

Charlton, R., 2008. Fundamentals of fluvial geomorphology. Routledge, 234 p.

Chevalier, M., 1928. El paisaje de Catalunya. Ed. Barcino, Barceleona, 198 p.

Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, D., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, 268, 192–199.

Choukroune, P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 20, 143–158.

Church, M., Ryder, J.M., 1972. Paraglacial sedimentation, a consideration of fluvial processes conditionned by glaciation. Geological Society of America Bulletin 83, 3059–3072.

Church M., Ryder J.M., 1989. Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially influenced alluvial fan –a discussion. Sedimentary Geology 65, 195–196.

Church, M., Slaymaker, O., 1989. Holocene disequilibrium of sediment yield in British Columbia. Nature 327, 452–454.

Clark, P.U., Mix, A.C., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews 21, 1–7.

CLIMAP Project Members, 1976. The surface of the Ice-Age Earth. Science 191, 1131–1137.

CLIMAP, Project Members 1981. Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America, Map and Chart Series, Vol. C36.

Collina-Girard, J., 1975. Les industries archaïques sur galets des terrasses quaternaires de la plaine du Roussillon. Thèse 3e cycle, Univ. Provence, 408 p.

Collina-Girard, J., 1976. Les alluvions fluviatiles des fleuves côtiers dans le Roussillon. In: de Lumley, H., coord., La Préhistoire française, CNRS édit., t. 1, p. 78–82.

Copons, R., Bordonau, J. 1996. El registro sedimentario del cuaternario reciente en el lago Redó d'Aigües Tortes (Pirineos centrales). In : Grandal d'Anglade A., Pagés Valcarlos J., Eds. IV° Reunión de Geomorfologia, Sociedad Española de Geomorfologia O Castro, 249–260.

Cordier, S., Adamson, K., Delmas, M., Calvet, M., Harmand, D., 2017. Of ice and water: Quaternary fluvial response to climate forcing in glacially influenced river systems. Quaternary Science Reviews 166, 57–73.

Counts, R.C., Murari, M.K., Owen, L.A., Mahan, S.A., Greenan, M., 2015. Late Quaternary chronostratigraphic framework of terraces and alluvium along the lower Ohio River, southwestern Indiana and western Kentucky, USA. Quaternary Science Reviews 110, 72–91.

Cowie, J.W, Bassett, M.G., (compilers) 1989. 1989 global stratigraphic chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration: Episodes, 12, supplement, 1 sheet.

Crest, Y., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Calvet, M., ASTER Team, 2017. Cirques have growth spurts during deglacial and interglacial periods: evidence from ^{10}Be and ^{26}Al nuclide inventories in the central-eastern Pyrenees (France, Spain). Geomorphology 278, 60–77.

Crest, Y., 2017. Quantification de la dénudation glaciaire et postglaciaire dans l'orogène pyrénéen. Bilans comparés parmi des cirques et des petits bassins versants en contexte climatique océanique et méditerranéen à l'aide des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* et de mesures topométriques sous SIG. Thèse de doctorat de l'Université de Perpignan Via Domitia. 426 p.

Crouzel, F., 1957. Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine, Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France 248, 264 p

Cuffey, F., Paterson, W.S.B., 2010. The Physics of Glaciers, fourth ed. Elsevier Oxford, 704 p.

Curry, D., Adams, C.G., Boulter, M.C., Dilley, F.C., Eames, F.E., Funnell, B.M., Wells, M.K., 1978. A correlation of Tertiary rocks in the British Isles. Geological Society of London Special Report 12, 72 p.

D

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahljensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature 364, 218–220.

Davis, P.T., Bierman, P.R., Marsella, K.A., Caffee, M.W., Southon, J.R., 1999. Cosmogenic analysis of glacial terrains in the eastern Canadian Arctic: a test for inherited nuclides and the effectiveness of glacial erosion. Annals of Glaciology 28, 181–188.

Debals, B., 1998. Étude sédimentologique des formations quaternaires des bassins des fleuves côtiers du Roussillon (France) : vallées de la Têt et du Tech. Thèse Doctorat, Université de Perpignan, 2 t., 288 p.

Debals, B., 2000. Mise au point sur la chronostratigraphie des dépôts alluviaux quaternaires de la plaine du Roussillon : exemple de la vallée de la Têt (France). Quaternaire 11, 31–39.

Delmas, M., 2005. La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales): approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. Quaternaire 16, 45–55.

Delmas, M., 2009. Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées. Thèse de doctorat, Université Paris 1 Panthéon Sorbonne, 529 p.

Delmas, M., 2015. The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. Cuadernos de Investigación Geográfica 41, 109–137.

Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlès, D., 2008. Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. Quaternary Research 69, 231–241.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., 2009. Variability of erosion rates in the Eastern Pyrenees during the last glacial cycle—a global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. Quaternary Science Reviews 28, 484–498.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 305, 109–122.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2012. Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées ariégeoises : approche historiographique, données paléogéographiques et chronologiques nouvelles. Quaternaire 23, 61–85.

Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Guillou, V., Calvet, M., Bourlès, D., 2015. Constraints on Pleistocene glaciofluvial terrace age and related soil chronosequence features from vertical ^{10}Be profiles in the Ariège River catchment (Pyrenees, France). Global and Planetary Change 132, 39–53.

Delmas, M., Mahe, C., Crest, Y., Braucher, R., Calvet, M., Gunnell, Y., 2017. Surface exposure dating of Lateglacial ice fluctuations in the upper Ariège catchment (France): inferences concerning paleoclimate and implications for Upper Paleolithic human dispersals through the Pyrenees.

International Meeting on Sedimentology, 33rd IAS & 16th ASF Joint Meeting, Toulouse october 10-12th 2017, Poster.

Delmas M., Calvet M., Gunnell Y., Voinchet P., Manel C., Braucher R., Tissoux H., Bahain J.J., Perrenoud C., Saos T., 2018. Terrestrial ^{10}Be and Electron Spin Resonance dating of fluvial terraces quantifies Quaternary surface uplift in the eastern Pyrenees. Quaternary Science Reviews 193, 188–211.

Delunel, R., 2010. Evolution géomorphologique du massif des Ecrins-Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire. Apports des nucléides cosmogéniques produits in-situ. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 236 p.

Delunel, R., Bourlès, D., van der Beek, P.A., Schlunegger, F., Leya, I., Masarik, J., Paquet, E., 2014. Snow shielding factors for cosmogenic nuclide dating inferred from long-term neutron detector monitoring. Quaternary Geochronology 24, 16–26.

Demoulin, A., Mather, A., Whittaker, A., 2017. Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation. Quaternary Science Reviews 166, 10–37.

Denton, H., Anderson, H., Toggweiler, R., Edwards, J., Schaefer, R., Putnam, J., Aaron, P., 2010. The Last Glacial Termination. Science 328, 1652–6.

Depéret, C., 1923. Les glaciations des vallées pyrénéennes françaises et leurs relations avec les terrasses fluviales. Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences 176, 1519–1524.

Desilets, D., Zreda, M., Lifton, N. A., 2001. Comment on “Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation” by Tibor J. Dunai, Earth and Planetary Science Letters 188, 283–287.

Desilets, D., Zreda, M., 2003. Spatial and temporal distribution of secondary cosmic ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. Earth and Planetary Science Letters 206, 21–42.

Desilets, D., Zreda, M., Prabu, T., 2006. Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: new measurements at low latitude. Earth and Planetary Science Letters 246, 265–276.

Desnoyers, J., 1829. Observations sur un ensemble de dépôts marins. Annales des Sciences naturelles 16, 171–214, 402–491.

Dowdeswell, J.A., Maslin, M.A., Andrews, J.T., Mccave, I.N., 1995. Iceberg production, debris rafting, and the extent and thickness of Heinrich layers (HI, H2) in North Atlantic sediments. Geology 23, 301–304.

Dubreuilh, J., Capdeville, J.-P., Farjanel, G., Karnay, G., Platel, J.-P., Simon-Coincon, R., 1995. Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l‘exemple du bassin d’Aquitaine. Géologie de la France 4, 3–26.

Dunai, T. J., 2000. Scaling factors for production rates of in-situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. Earth and Planetary Science Letters 176, 157–169.

Dunai, T. J., 2001a. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in-situ produced cosmogenic nuclides. Earth and Planetary Science Letters 193, 197–212.

Dunai, T. J., 2001b. Reply to comment on “Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation” by Darin Desilets, Marek Zreda and Nathaniel Lifton, Earth and Planetary Science Letters 188, 289–298.

Dunai, T.J., 2010. Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences. Cambridge University Press, Cambridge, 198 p.

Dunai, T.J., Lifton, N.A., 2014. The nuts and bolts of cosmogenic nuclide production. Elements 10, 347–350.

Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on slopes surfaces. Geomorphology 27, 3–11.

Duval, M., Sancho, C., Calle, M., Guilarte, V., Peņ̃a-Monne, J.L., 2015. On the potential of the ESR dating method applied to optically bleached quartz grains in sedimentary fluvial environments: some examples from the Early Pleistocene terraces of the Alcanadre River (Ebro basin, Spain). Quaternary Geochronology 29, 58–69.

Duvail, C., Gorini, C., Lofi, J., Le Strat, P., Clauzon, G., Dos Reis, T., 2005. Correlation between onshore and offshore pliocene–quaternary systems tracks below the Roussillon Basin (eastern Pyrenees, France). Marine and Petroleum Geology 22, 747–756.

E

Eberl, B., 1930. Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. Augsburg: Benno Filser Verlag.

Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P., 2011. Quaternary Glaciations. Extent and Chronology, a closer look Part IV. Developments in Quaternary Science 15, Elsevier,1108 p.

Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.L., Tisnerat, N., Duplessy, J.C., 1998. Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings. Paleoceanography 13, 433–446.

Emiliani, C., 1954. Temperature of Pacific bottom waters and polar superficial waters during the Tertiary. Science 119, 853–855.

Epica Community Members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. Nature 444, 195–198.

F

Fabel, D., Stroeven, A.P., Harbor, J., Kleman, J., Elmore, D., Fink, D., 2002. Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al. Earth and Planetary Science Letters 201, 397–406.

Fabel, D., Harbor, J., Dahms, D., James, A., Elmore, D., Horn, L., Daley, K., Steele, C., 2004. Spatial patterns of glacial erosion at a valley scale derived from terrestrial cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al concentrations in rock. Annals of the Association of American Geographers 94, 241–255.

Faucher, D., 1937. Le glacier de l'Ariège dans la basse vallée montagnarde. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 8, 335–349.

Fick, S.E, Hijmans, R.J., 2017. Worldclim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. International Journal of Climatology 37, 4302–4315.

Finnegan, N.J., Schumer, R., Finnegan, S., 2014. A signature of transience in bedrock river incision rates over timescales of 104-107 years. Nature 505, 391–394.

Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Edwards, R. L., Mudelsee, M., Goektuerk, O.M., Fankhauser, A., Pickering, R., Raible, C.C., Matter, A., Kramers, J., Tuysuz, O., 2009. Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey. Geophysical Research Letters 36, L19707.

Flint, R. F., 1957. Glacial and Pleistocene Geology. Wiley Interscience, New York.

Flint, R. F., 1971. Glacial and Quaternary Geology. Wiley, 892 p.

Florineth, D., Schlüchter, C., 2000. Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. Quaternary Research 54, 295–308.

Fontboté, J.M., 1948. La Ribera de Biescas. Pirineos 7, 39–88.

Fuchs, M.C., Gloagen, R., Pohl, E., 2013. Tectonic and climatic forcing on the Panj river system during the Quaternary. International Journal of Earth Science 102, 1985–2003.

Fuchs, M.C., Gloaguen, R., Krbetschekb, M., Szulc, A., 2014. Rates of river incision across the main tectonic units of the Pamir identified using optically stimulated luminescence dating of fluvial terraces. Geomorphology 216, 79–92.

G

Gallen, S.F., Pazzaglia, F.J., Wegmann, K.W., Pederson, J.L., Gardner, T.W., 2015. The dynamic reference frame of rivers and apparent transience in incision rates. Geology 43, 623–626.

Gao, H., Li, Z., Liu, X., Pan, B., Wu, Y., Liu, F., 2017. Fluvial terraces and their implications for Weihe River valley evolution in the Sanyangchuan Basin. Science China Earth Sciences 60, 413–427.

García-Castellanos, D., Vergès, J., Gaspar-Escribano, J., Cloetingh, S., 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). Journal of Geophysical Research 108 (B7), 2347.

García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C., González-Sampériz, P., 2003. Asynchroneity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. Journal of Quaternary Science 18, 61–72.

García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E.J., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Moreno, A., 2013. Glacial and fluvial deposits in the Aragón Valley, central-western Pyrenees: Chronology of the Pyrenean Late Pleistocene glaciers. Geografiska Annaler Series A Physical Geography 95, 15–32.

García-Ruiz, J.M., Palacios, D., de Andrés, N., Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, J.L., Sanjuán, Y., 2014. Holocene and 'Little Ice Age' glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. The Holocene 24, 1–14.

Gardner, T.W., Jorgensen, D.W., Shuman, C., Lemieux, C.R., 1987. Geomorphic and tectonic process rates: effects of measured time interval. Geology 15, 259–261.

Geikie, J., 1874. The Great Ice Age and Its Relation to the Antiquity of Man. Isbister, London, 641 p.

Gellatly, A.F., Grove, J.M., Switsur V.R., 1992. Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. The Holocene 2, 266–270.

Genti, M., 2015. Impact des processus de surface sur la déformation actuelle des Pyrénées et des Alpes. Thèse, Université de Montpellier, 247 p.

George, T.N., and 12 others, 1968 . International Geological Correlation Programme—United Kingdom contribution—Recommendations on stratigraphical classification: The Royal Society, London, 43 p.

Gibbard, P.L., 2007. Climatostratigraphy In: Elias, S.A., Ed. Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, 2819–2825.

Gibbard, P.L., Head, M.J., 2009. The Definition of the Quaternary System/Era and the Pleistocene Series/Epoch. Quaternaire 20, 125–133.

Gibbard, P.L., Lewin, J., 2009. River incision and terrace formation in the late Cenozoic of Europe. Tectonophysics 474, 41–55.

Gibbard, P.L., Head, M.J., 2010. The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. Episodes 33, 152–158.

Gibbard, P.L., Head, M.J., Walker, M.J.C., and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy, 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. Journal of Quaternary Science 25, 96–102.

Gile, L.H., Hawley, J.H., Grossman, R.B., 1981. Soils and geomorphology in the basin and range area of Southern New Mexico — guidebook to the desert project. Memoir 39: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Socorro, NM.

Gillespie, A., Molnar, P., 1995. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. Reviews of Geophysics 33, 311–364.

Giret, A., 1995. Etude des déformations quaternaires de la Têt par l'analyse morphométrique, Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire 6, 121–137.

Giret, A., 1997. L'Agly et ses terrasses dans la traversée des Fenouillèdes. Quaternaire 8, 409–418.

Giret, A., 2014. Le Quaternaire fluvial et torrentiel du Roussillon, Tours, Présence graphique - Monts, 162

Godard, A., 1965. Recherches de géomorphologie en Ecosse du Nord-Ouest. Thèse d'Etat, Université de Paris, Les belles Lettres, Paris, 701 p.

Godard, A., 1989. Les vestiges des manteaux d'altération sur les socles des Hautes Latitudes : identification, signification. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band 72, 1–20.

González-Sampériz, P., Valero-Garcès, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J., 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. Quaternary Research 66, 38–52.

González Trueba, J.J., Martín Moreno, R., Martínez de Pisón, E., Serrano, E., 2008. Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. The Holocene 18, 551–568.

Gorbinet, T., 2011. Étude des réactions de spallation 136Xe + p et 136Xe + 12C à 1 GeV par nucléon auprès de l'accélérateur GSI (Darmstadt, Allemagne). Thèse de Doctorat, Université Paris Sud- Paris XI, 207 p.

Goron, L., 1941. Les vallums morainiques et les terrasses des dernières glaciations dans la région pré-pyrénéenne et son avant-Pays. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 12, 5–429.

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

Gottardi, F., 2009. Estimation statistique et ré-analyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français. Thèse doctorat, Institut polytechnique de Grenoble, 284 p.

Gourinard, Y., 1971. Les moraines de la basse vallée du Carol entre Latour et Puicerda (Pyrénées orientales franco-espagnoles). Compte Rendu Académie des sciences série D 272, 3112–3115.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., 2004. A new geologic time scale with special reference to the Precambrian and Neogene. Episodes 27, 83–100.

Granger, D.E., Fabel, D., Palmer, A.N., 2001. Pliocene–Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. Geological Society America Bulletin 113, 825–836.

Granger, D.E., 2006. A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be. In: Siame, L.L., Bourlès, D.L., Brown, E.T., Eds. In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes. Geological Society of America special paper 415, 1–16.

Greuell, W., Konzelmann, T., 1994. Numerical modeling of the energy-balance and the englacial temperature of the Greenland ice-sheet – calculations for the ETH-camp location (West 25 Greenland, 1155m asl). Global and Planetary Change 9, 91–114.

Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature 366, 552–554.

Grousset, F., 1993. Les changements abrupts du climat depuis 60 000 ans. Quaternaire 12, 203–211.

Gunnell, Y., Zeyen, H., Calvet, M., 2008. Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. Earth and Planetary Science Letters 276, 302–313.

Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.P., Zeyen, H., 200. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. Earth and Planetary Science Letters 278, 208–218.

Gurnell, A.M., Clark, M.J., 1987. Glaciofluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. John Wiley and Sons, 525 p.

H

Haeberli, W., 1996. Glacier fluctuations and climate change detection. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 18, 191–199.

Hallet B., Hunter L., Bogen J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. Global and Planetary Change 12, 213–235.

Hancock, G.S., Anderson, R.S., Chadwick, O.A., Finkel, R.C., 1999. Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: application to the Wind River, Wyoming. Geomorphology 27, 41–60.

Harden, J.W., 1982. A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a soil chronosequence in central California. Geoderma 28, 1–28.

Harden, J.W., Taylor, E.M., 1983. A quantitative comparison of soil development in four climatic regimes. Quaternary Research 20, 342–359.

Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G., Walters, R., 1982. A geologic time scale. Cambridge University Press, 131 p.

Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G., Smith, D.G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p.

Hay, W.W., Soeding, E., De Conto, R.M., Wold, C.N., 2002. The Late Cenozoic uplift – climate change paradox. International Journal of Earth Science 91, 746–774.

Hayes, A., Kucera, M., Kallel, N., Sbaffi, L., Rohling, E.J., 2005. Glacial Mediterranean Sea surface temperatures based on planktonic foraminiferal assemblages. Quaternary Science Reviews 24, 999–1016.

Head, M.J., Gibbard, P.L., Eds., 2005. Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence. Geological Society of London Special Publications 247.

Head, M.J., Gibbard, P.L., Salvador, A., 2008a. The Quaternary: its character and definition. Episodes 31, 234–238.

Head, M.J., Gibbard, P.L., Salvador, A., 2008b. The Tertiary: a proposal for its formal definition. Episodes 31, 248–250.

Head, M.J., Gibbard, P.L., 2015. Early–Middle Pleistocene transitions: Linking terrestrial and marine realms. Quaternary International 389, 7–46.

Hein, A.S., Hulton, N.R.J., 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, 184–197.

Hein, A.S., Dunai, T.J., Hulton, N.R.J., Xu, S., 2011. Exposure dating outwash gravel to determine the age of the greatest Patagonian glaciations. Geology 39, 103–106.

Heisinger, B., Lal, D., Jull, A. J. T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., Knie, K., Lazarev, V., Nolte, E., 2002a. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. Earth and Planetary Science Letters 200, 345–355.

Heisinger, B., Lal, D., Jull, A. J. T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., Nolte, E., 2002b. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. Earth and Planetary Science Letters 200, 357–369.

Hemming, S., 2004. Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. Reviews of Geophysics 42, RG1005.

Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean Ocean during the past 130 000 years. Quaternary Research 29, 143–152.

Hernandez, M., Mercier, N., Bertran, P., Colonge, D., Lelouvier, L.A., 2012. Premiers éléments de datation des industries du Pléistocène moyen (Acheuléen–Paléolithique moyen ancien) de la région pyrénéo-garonnaise : une approche géochronologique pluri-méthodes (TL, OSL et TT-OSL) des sites de Duclos et Romentères. Paléo 23, 155–170.

Hétu, B., Gangloff, P., 1989. Dépôts glaciaires du Pléistocène inférieur sur le piémont des Pyrénées Atlantiques. Zeitschrift für Geomorphologie 33, 384–403.

Heyman, J., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., Caffee, M.W., 2011. Too young or too old: evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. Earth and Planetary Science Letters 302, 71–80.

Heyman, B.M., Heyman, J., Fickert, T., Harbor, J.M., 2013. Paleo-climate of the central European uplands during the Last Glacial Maximum based on glacier masse balance modeling. Quaternary Research 79, 49–54.

Hidy, A.J., Gosse, J.C., Pederson, J.L., Mattern, J.P., Finkel, R.C., 2010. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: an example from Lees Ferry, Arizona. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 11, Q0AA10.

Hock, R., 1999. A distributed temperature-index ice and snowmelt model including potential direct solar radiation. Journal of Glaciology 45, 101–111.

Hoek, W.Z., 2009. The Last Glacial-Interglacial Transition. Episodes 31, 226–229.

Holden, N. E., 1990. Total half-lives for selected nuclides. Pure and Applied Chemistry 62, 941–958.

Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T., Johnsen, S., Landais, A., Jouzel, J., 2006. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH_4. Earth and Planetary Science Letters 243, 504– 519.

Hubschman, J., 1973. Etablissement par l'étude des faciès d'altération, d'un schéma stratigraphique du Quaternaire garonnais et ariégeois. Compte Rendu de l'Académie des Sciences série D 277, 753–755.

Hubschman, J., 1975a. Les terrasses récentes de la Garonne et leur évolution. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire 12, 137–147.

Hubschman, J., 1975b. L'évolution des nappes alluviales ante-rissiennes de la Garonne dans l'avant-pays molassique. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire 12, 149–169.

Hubschman, J., 1975c. Morphogenèse et pédogenèse quaternaire dans le piémont des Pyrénées garonnaises et ariégeoises. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Toulouse-le-Mirail. Atelier de reproduction des Thèses de Lille III, 745 p.

Hubschman, J., 1975d. Le plateau de Lannemezan. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire 12, 207–209.

Hubschman, J., 1984. Glaciaire ancien et glaciaire récent : analyse comparée de l'altération de moraines terminales nord-pyrénéennes. In : Montagnes et Piémonts, Hommage à François Taillefer. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Toulouse, 313–332.

Hughes, P.D., Gibbard, P.L., 2015. A stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM). Quaternary International 383, 174–185.

Huisink, M., 2000. Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands. Sedimentary Geology 133, 115–134.

Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P.Y., Emmanuel, L., 2009. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. Earth and Planetary Science Letters 288, 421–433.

I

Icole, M., 1968. Données nouvelles sur la formation de Lannemezan. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Paris 267, 687–689.

Icole, M., 1969. Age et nature de la formation dite « de Lannemezan ». Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 40, 2, 157–170.

Icole, M., 1974. Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Eléments de paléopédologie quaternaire. Sciences Géologiques 40, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 200 p.

Imbrie, J., Imbrie, J. Z., 1980. Modeling the climatic response to orbital variations. Science 207, 943–953.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $d^{18}O$ record. In: Berger, A.L. Ed., Milankovitch and Climate, vol. 1. Reidel Publishing Company, 269–305.

Inkpen, R., 2009. Science, Philosophy and physical geography. Routledge, Londres, 164 p.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. Journal of Quaternary Science 21, 115–130.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. Journal of Quaternary Science 23, 559–573.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. Quaternary Science Reviews 28, 2137–2149.

J

Jackson, L.E., Jr, MacDonald G.M., Wilson M.C., 1982. Paraglacial origin for terrasse river sediments in Bow Valley, Alberta. Canadian Journal of Earth Sciences 19, 2219–2231.

Jalut, G., Delibrias, G., Dagnac, J., Mardones, M., Bouhours, M., 1982. A palaeoecological approach to the last 21 000 years in the Pyrenees: The peat bog of Freychinède (Alt. 1350 m, Ariège, South France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 40, 321–359.

Jalut, G., Andrieu, V., Delibrias, G., Fontugne, M., Pagès, P. 1988. Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrenees) during the last 27,000 years. Pollens et Spores 30, 357–394.

Jalut, G., Montserrat, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J.M., Julia, R., 1992. Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. Quaternary Science Reviews 11, 449–480.

Jarman, D., 2007. Alain Godard on the NW Highlands of Scotland: present relevance for long-term landscape evolution studies. Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement 2, 177–204.

Jonkers, L., Moros, M., Prins, M.A., Dokken, T., Dahl, C.A., Dijkstra, N., Perner, K., Brummer, G.J.A., 2010. A reconstruction of sea surface warming in the northern North Atlantic during MIS 3 ice-rafting events. Quaternary Science Reviews 29, 1791–1800.

Jouzel, J., Vimeux, F., Caillon, N., Delaygue, G., Hoffmann, G., Masson, V., Parrenin, F., 2003. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. Journal of Geophysical Research 108, 1–10.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Inster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800 000 Years. Science 317, 793–796.

K

Kanner, L.C., Burns, S.J., Cheng, H., Edwards, R.L., 2012. High-latitude forcing of the South American summer monsoon during the Last Glacial. Science 335, 570–573.

Kennedy, B.A., 2006. Inventing the earth. Ideas on landscapes development since 1740. Blackwell Publishing, Oxford, 160 p.

Kern, Z., Laszlo, P., 2010. Size specific steady-state accumulationarea ratio; an improvement for equilibrium-line estimation of small palaeoglaciers. Quaternary Science Reviews 29, 2781–2787.

Kerschner, H., Ivy-Ochs, S., Schlüchter, C., 1999. Paleoclimatic interpretation of the early late-glacial glacier in the Gschnitz valley, Central Alps, Austria. Annals of Glaciology 28, 135–140.

Kerschner, H., Kaser, G., Sailer, R., 2000. Alpine Younger Dryas glaciers as palaeo-precipitation gauges. Annals of Glaciology 31, 80 – 84.

Kessler J., Chambraud A., 1986. La météo de la France : tous les climats localités par localités. J.Clattès, 312 p.

Kiden, P., Törnqvist, T.E., 1998. Can river terrace flights be used to quantify Quaternary tectonic uplift rates? Journal of Quaternary Science 13, 573–574.

Kindler, P., Guillevic, M., Baumgartner, M., Schwander, J., Landais, A., Leuenberger, M., 2014. Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. Climate of the Past 10, 887–902.

Klein, M.G., Gottdang, A., Mous, D.J.W., Bourlès, D.L., Arnold, M., Hamelin, B., Aumaître, G., Braucher, R., Merchel, S., Chauvet, F., 2008. Performance of the HVE 5 MV AMS system at CEREGE using an absorber foil for isobar suppression. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 266, 1828–1832.

Knutz, P.C., Austin, W.E.N., Jones, E.J.W., 2001. Millenial-scale depositional cycles related to British ice sheet variability and North Atlantic paleocirculation since 45 kyr B.P., Barra Fan, UK margin. Paleoceanography 16, 53–64.

Kohl, C. P., Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ produced cosmogenic nuclides. Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 3583–3587.

Koppes, M.N., Montgomery, D.R., 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. Nature Geoscience 2, 644–647.

Koppes, M., Hallet, B., Rignot, E., Mouginot, J., Wellner, J.S., Boldt, K., 2015. Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics. Nature 526, 100–103.

Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gosstomski, C., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., Remmert, A., 2010. A new value for the ^{10}Be half-life by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B 268, 187–191.

Kuhlemann, J., Rohling, E.J., Krumrei, I., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Kucera, M., 2008. Regional synthesis of mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. Sciences 321, 1338-1340.

Kuhn, M., 1984. Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers. Geografiska Annaler 66A, 229–238.

L

Lal, D., Peters, B., 1967. Cosmic ray produced radioactivity on earth. In: Flugg, S., Ed. Handbook of Physics, vol. 46/2. Springer, Berlin, 551–612.

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

Landais, A., Caillon, N., Jouzel, J., Chappellaz, J., Grachev, A., Goujon, C., Barnola, J.M., Leuenberger, M., 2004. Quantification of rapid temperature change during DO event 12 and phasing with methane inferred from air isotopic measurements. Earth and Planetary Science Letters 225, 221–232.

Landais, A., 2016. Reconstruction du climat et de l'environnement des derniers 800 000 ans à partir des carottes de glace – variabilité orbitale et millénaire. Quaternaire 27, 197–212.

Lane, E.W., 1955. Importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. Amercican Society of Civil Engineers, 81, 1–17.

Langlais, M., Pétillon, J.M., Ducasse, S., Lenoir. M., 2010. Badegoulien versus Magdalénien : Entre choc culturel et lente transition dans l'Aquitaine paléolithique. De Néandertal à l'Homme moderne. L'Aquitaine préhistorique, vingt ans de découvertes (1990-2010). Confluences, 117–129.

Langlais, M., Costamagno, S., Laroulandie, V., Pétillon, J.M., Discamps, E., Mallye, J.B., Cochard, D., Kuntz, D., 2012. The evolution of Magdalenian societies in South-West France between 18,000 and 14,000 cal BP: Changing environments, changing tool kits. Quaternary International 272/273, 138–149.

Langlais, M., Secher, A., Caux, S., Delvigne, V., Gourc, L., Normand, C., Sanchez de la Torre, M., 2014. Lithic tool kits: A Metronome of the evolution of the Magdalenian in southwest France (19,000-14,000 cal BP). Quaternary International 414, 92–107.

Laplace, G., 1964. Les Subdivisions du Leptolithique italien. Etude de typologie analytique. Bullettino di paletnologia italiana 73, 25–63.

Laumonier B., Calvet M., Delmas M., Barbey P., Lenoble J.-L., Autran A., 2017. Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Mont-Louis (1094). Orléans : BRGM, 850 p., 3 pl. ht. Carte géologique par Autran A., Calvet M., Delmas M. (2005).

Lebatard, A. E., Bourles, D. L., 2015. Quantification of Earth's surface processes and dating using the cosmogenic radionuclides ^{10}Be, ^{26}Al and ^{36}Cl. Quaternaire 26, 193–211.

Lederer, C.M., Shirley, V.S., Browne, W., Diairiki, J.M., Doebler, R.E., Shihab-Eldin, A.A., Jardine, L.J., Tuli, J.K, Buyrn, A.B., 1978. Tables of isotopes. John Wiley & Sons, New York, 690 p.

Lehner, B., Grill, G., 2013. Global river hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems. Hydrological Processes 27, 2171–2186.

Leopold, L.B., Wolman, L.G., Miller, J., 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. W.H. Freeman, San Francisco, 522 p.

Leroux, E., Aslanian, D., Rabineau, M., Pellen, R., Moulin, M., 2018. The late Messinian event: A worldwide tectonic revolution. Terra Nova 30, 207–214.

Lesur, P., 2018. La débâcle catastrophique du glacier du Giétro, une occasion de rencontres à l'origine de la théorie glaciaire. Géochronique 147, 48–54.

Lewis, S.G., Maddy, D., Scaife, R.G., 2001. The fluvial system response to abrupt climate change during the last cold stage: the Upper Pleistocene River Thames fluvial succession at Ashton Keynes, UK. Global and Planetary Change 28, 341–359.

Lewis, C.J., Mc Donald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J., 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. Global and Planetary Change 67, 141–152.

Lewis, C.J., Sancho, C., McDonald, E.V., Peña-Monne, J.L., Pueyo, E.L., Rhodes, E., Calle, M., Soto, R., 2017. Post-tectonic landscape evolution in NE Iberia using staircase terraces: combined effects of uplift and climate. Geomorphology 292, 85–103.

Leya, I, Lange, H.J., Neumann, S., Wieler, R., Michel, R., 2000. The production of cosmogenic nuclides in stony meteoroids by galactic cosmic-ray particles. Meteoritics and Planetary Science 35, 259–286.

Li, Y., Harbor, J., Stroeven, A.P., Fabel, D., Kleman, J., Fink, D., Caffee, M., 2005. Ice sheet erosion patterns in valley systems in northern Sweden investigated using cosmogenic nuclides. Earth Surface Processes and Landforms 30, 1039–1049.

Lifton, N.A., Sato, T., Dunai, T.J., 2014. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. Earth and Planetary Science Letters 386, 149–160.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Paleoceanography 20, PA1003.

Llopis-Lladó, N., 1947. El relieve del Alto Aragón. Pirineos 5, 81–166.

Löfverström, M., Caballero, R., Nilsson, J. & Kleman, J., 2014. Evolution of the large-scale atmospheric circulation in response to changing ice sheets over the last glacial cycle. Climate of the Past 10, 1453–1471.

Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.M., Raynaud, D., Stocker, T.F., Chappellaz, J., 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the past 800 000 years. Nature 453, 383–386.

Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar J., Wilson, D., 2005. The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Eds. A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press, 409–440.

Lowe, J. J., Rasmussen, S. O., Björck, S., Hoek, W. Z., Steffensen, J. P., Walker, M. J. C., Yu, Z., INTIMATE group, 2008. Precise dating and correlation of events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. Quaternary Science Reviews 27, 6–17.

Luetscher, M., Boch, R., Sodemann, H., Spötl, C., Cheng, H., Edwards, R.L., Frisia, S., Hof, F., Müller, W., 2015. North Atlantic storm track changes during the Last Glacial Maximum recorded by Alpine speleothems. Nature Communications 6, 6344.

Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650 000–800 000 years before present. Nature 453, 379–382.

Lyell, C., 1839. Nouveaux éléments de géologie. Pitios-Levrault & Cie, 648 p.

M

Machette, N.M., 1985. Calcic soils of the southwestern united states. In : Weide, D.L., Ed. Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States. Geological Society of America 203, 1–22.

McDonald, E.V., Reneau, S.L., Gardner, J.N., 1996. Soil-forming processes on the Pajarito Plateau: Investigation of a soil chronosequence in Rendija Canyon. In: Goff, F., Kues, B.S., Rogers, M.A., McFadden, L.D., Gardner, J.N., Eds. New Mexico Geological Society Guidebook, 47th Conference. Socorro, New Mexico, USA, pp. 375–382.

Mackintosh, A. N., Anderson, B. M., Pierrehumbert, R.T., 2017. Reconstructing Climate from Glaciers. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 45, 649–680.

Macklin, M.G., Fuller, I.C., Lewina, J., Maasa, G.S., Passmore, D.G., Rose, J., Woodwarde, J.C., Black, S., Hamline, R.H.B., Rowang, J.S., 2002. Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. Quaternary Science Reviews 21, 1633–1641.

Macklin, M.G., Lewin, J., Woodward, J.C., 2012. The fluvial record of climate change. Philosophical Transactions of the Royal Society A 370, 2143–2172.

Maddy, D., 1997. Uplift-driven valley incision and river terrace formation in southern England. Journal of Quaternary Science 12, 539–545.

Maddy, D., 1998. Reply: can river terrace flights be used to quantify Quaternary tectonic uplift rates? Journal of Quaternary Science 13, 574–575.

Maddy, D., Bridgland, D.R., 2000. Accelerated uplift resulting from Anglian glacio-isostatic rebound in the Middle Thames Valley, UK. Evidence from the river terrace record. Quaternary Science Reviews 19, 1581–1588.

Maddy, D., Bridgland, D.R., Green, C.P., 2000. Crustal uplift in southern England. Evidence from the river terrace record. Geomorphology 33, 167–181.

Maddy, D., Bridgland, D., Westaway, R., 2001. Uplift-driven valley incision and climate controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. Quaternary International 79, 23–36.

Mahé, C., 2015. Paléogéographie et chronologie des paléoenglacements tardiglaciaires pyrénéens. Mémoire de 2° année de Master Recherche, Université Paris Sorbonne, 150 p.

Maisch, M., 1981. Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser-und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz.). Physische Geographie 3.

Makos, M., Rinterknecht, V., Braucher, R., Toloczko-Pasek, A., ASTER Team, 2018. Last Glacial Maximum and Lateglacial in the Polish High Tatra Mountains. Revised deglaciation based on the ^{10}Be exposure age dating. Quaternary Science Reviews 187,130–156.

Mandier, P., 1984. Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires dans les Alpes et leur périphérie. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire 21, 113–118.

Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E., Donner, J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas 3, 109–128.

Mardonnes, M., Jalut, G., 1983. La tourbière de Biscaye (alt. 409 m, hautes Pyrénées): approche paléoécologique des 45 000 dernières années. Pollen et Spores 25, 163–211.

MARGO Project Members, 2009. Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. Nature Geoscience 2, 127–132.

Marquette G.C., Gray J.T., Gosse J.C., Courchesne F., Stockli L., Macpherson G., Finkel R., 2004. Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. Canadian Journal of Earth Sciences 41, 19–38.

Marrero, S.M., Phillips, F.M., Borchers, B., Lifton, N., Aumer, R., Balco, G., 2016. Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUS calc program. Quaternary Geochronology 31, 160–187.

Martí-Bono C., González-Sampériz P., Valero-Garcès B., García-Ruiz J.M. (2002) – El depósito glaciolacustre de Linás de Broto (Pirineo aragonés) y su implicación paleoambiental. In: Pérez-González A., Vegas J., Machado M.J., Eds. Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio. Actas de la VI Reunión Nacional de Geomorfologia: Madrid, 17–20 semtembre 2000. Publicaciones del instituto geológico y minero de españa, serie: Geología n° 1, Madrid, 77–83.

Martin, L.C.P., Blard, P.-H., Balco, G., Lave, J., Delunel, R., Lifton, N., Laurent, V., 2017. The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. Quaternary Geochronology 38, 25–49.

Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. Quaternary Research 27, 1–29.

Masarik, J., Reedy, R. C., 1995. Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations, Earth and Planetary Science Letters 136, 381–395.

Masarik, J., Beer, J., 1999. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. Journal of Geophysical Research 104D, 12099–12111.

Mayewski, P., Meeker, L., Twickler, M., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W., Prentice, M., 1997. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. Journal of Geophysical Research 102, 26345–26366.

Mayr, F, Heuberger, H., 1968. Type areas of Lateglacial and Postglacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. In: Richmond, G.M., Ed., Glaciations of the Alps. Series in Earth Sciences no. 7, University of Colorado Boulder, 143–165.

Meléndez, A., Alonso-Zarza, A.M., Sancho, C., 2011. Multi-storey calcreta profiles developed during the inicial stages of the configuration of the Ebro Basin's exorrheic fluvial network. Geomorphology 134, 232–248.

Mengaud, M., 1910. Contribution à l'étude du glaciaire et des terrasses de l'Ariège et du Salat. Bulletin de la Société d'histoire naturelle de Toulouse 43, 19–41.

Mensua S., Ibañez J., Yetano M., 1977. Sector central de la depresion del Ebro, mapa de terrazas fluviales y glacis. Departamento de Geografia, Universidad de Zaragoza, 5 hojas al 1:100000, Comentario a los mapas, 18 p.

Merchel, S., Herpers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. Radiochimica Acta 84, 215–219.

Merchel, S., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Braucher, R., Alfimov, V., Freeman, S.P.H.T., Steier, P., Wallner, A., 2008. Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10-14 level: influence of sample preparation. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B 266, 4921–4926.

Merritts, D.J., Vincent, K.R., Wohl, E.E., 1994. Long river profiles, tectonism, and eustacy. A guide to interpreting fluvial terraces. Journal of Geophysical Research 99, 14031–14050.

Mertens, C.J., Kress, B.T., Wiltberger, M., Wiltberger, Tobiska, W.K., Grajewski, B., Xu, X., 2012. Atmospheric Ionizing Radiation from Galactic and Solar Cosmic Rays. In: Nenoi, M., Ed. Current Topics in Ionizing Radiation Research, chapitre 31, 683–738.

Michel, R., Leya, I., Borges, L., 1996. Production of cosmogenic nuclides in meteoroids: accelerator experiments and model calculations to decipher the cosmic ray record in extraterrestrial matter, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 113, 434–444.

Millar, R.G., 2000. Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns. Water Resources Research 36, 1109–1118.

Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). Quaternary Science Reviews 20, 627–657.

Molliex, S., Rabineau, M., Leroux, E., Bourlès, D.L., Authemayou, C., Aslanian, D., Chauvet, F., Civeta, F., Jouët, G., 2016. Multi-approach quantification of denudation rates in the Gulf of Lion source-to-sink system (SE France). Earth and Planetary Science Letters 444,101–115.

Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? Nature 346, 29–34.

Monegato, G., Scardia, G., Hajdas, I., Rizzini, F., Piccin, A., 2017. The Alpine LGM in the boreal ice-sheets game. Scientific Reports 7, 2078.

Moreno, D., Falguères, C., Perez-Gonzalez, C., Duval, M., Voinchet, P., Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Bahain, J.J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., 2012. ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzon valley (Atapuerca, Spain): contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site. Quaternary Geochronology 10, 418–423.

Mouchené, M., van der Beek, P., Mouthereau, F., Carcaillet, J., 2017. Controls on Quaternary incision of the Northern Pyrenean foreland: Chronological and geomorphological constraints from the Lannemezan megafan, SW France. Geomorphology 281, 78–93.

Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R., Ed. Thrust Tectonics, Chapman and Hall, New York, 235–246.

N

Naudinot, N., Tomasso, A., Messager, E., Finsinger, W., Ruffaldi, P., Langlais, M., 2017. Between Atlantic and Mediterranean: Changes in technology during the Late Glacial in Western Europe and the climate hypothesis. Quaternary International 428, 33–49.

Nesje, A., Lie, Ø., Dahl, S.O., 2000. Is the North Atlantic oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records ? Journal of Quaternary Science 15, 587–601.

Nguyen, H.N., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., Asensio, E., 2016. 3D GPS velocity field and its implications on the present-day post-orogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees. Solid Earth 7, 1349–1363.

Niedermann, S., 2002. Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: dating tools for surface processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 47, 731–784.

Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R., 1989. Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. Journal of Geophysical Research 94, 17907–17915.

Nishiizumi, K., Kohl, C. P., Arnold, J. R., Dorn, R., Klein, J., Fink, D. and Middleton, R., 1993. Role of in situ cosmogenic nuclides ^{10}Be and ^{26}Al in the study of diverse geomorphic processes. Earth Surface Processes and Landforms 18, 407–425.

Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M., Southon, J., Finkel, R., McAnich, J., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 258, 403–413.

Nivière, B., Lacan, P., Regard, V, Delmas, M., Calvet, M., Huyghe, D., Roddaz, B., 2016. Evolution of the late Pleistocene Aspe River (Western Pyrenees, France). Signature of climatic events and active tectonics. Compte Rendus Géosciences 348, 203–212.

North GRIP Members 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature 431, 147–151.

Norton, K., P., von Blanckenburg, F., DiBiase, R., Schlunegger, F., Kubik, P.W., 2011. Cosmogenic ^{10}Be-derived denudation rates of the Eastern and Southern European Alps. International Journal of Earth Sciences 100, 1163–1179.

O

Oetelaar, G.A., 2002. River of change: a model for the development of terraces along the Bow River, Alberta. Géographie physique et Quaternaire 56, 155–169.

Ogg, J.G., 2012. Geomagnetic polarity time scale. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G., Eds. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier, 85–113.

Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M., 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. Journal of Glaciology 38, 397–411.

Olszak, J., 2017. Climatically controlled terrace staircases in uplifting mountainous areas. Global and Planetary Change 153, 13–23.

Ortuño, M., Marti, A., Martin-Closas, C., Jimenéz-Moreno, G., Martinetto, E., Santanach, P., 2013. Palaeoenvironments of the Late Miocene Prüedo Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. Journal of the Geological Society of London 170, 79–92.

Ortuño, M., Viaplana-Muzas, M., 2018. Active fault control in the distribution of elevated low relief topography in the central-western Pyrenees. Geologica Acta 16, 499–518.

Owen, L.A., Sharma, M.C., 1998. Rates and magnitudes of paraglacial fan formation in the Garhwal Himalaya: implications for landscape evolution. Geomorphology 26, 171–184.

P

Palacios, D., de Andrés, N., López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M. 2015a. Late Pleistocene deglaciation in the central Pyrenees: the upper Gállego valley. Quaternary Research 83, 397–414.

Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., de Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., Oliva, M. 2015b. Maximum Extent of Late Pleistocene Glaciers and Last Deglaciation of La Cerdanya Mountains, Southeastern Pyrenees. Geomorphology 231, 116–129.

Palacios, D., García-Ruiz, J.M., Andrès, N., Schimmelpfennig, I., Campos, N., Léanni, L., ASTER Team, 2017. Deglaciation in the central Pyrenees during the Pleistocene-Holocene transition: Timing and geomorphological significance. Quaternary Science Reviews 162, 111–127.

Pallàs, R., Rodes, A., Braucher, R., Bourles, D., Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., 2010. Small, isolated glacial catchments as priority target for cosmogenic surface dating of Pleistocene climate fluctuations, SE Pyrenees. Geology 38, 891–894.

Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuno, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. Quaternary Science Reviews 25, 2937–1963.

Palmer, A.R., (compiler) 1983. The decade of North American Geology 1983 geologic time scale. Geology 11, 503–504.

Pan, B., Burbank, D., Wang, Y., Wu, G., Li, J., Guan, Q., 2003. A 900 k.y. record of strath terrace formation during glacial-interglacial transitions in northwest China. Geology 31, 957–960.

Pan, B., Su, H., Hua, Z., Hu, X., Gao, H., Li, J., Kirby, E., 2009. Evaluating the role of climate and tectonics during non-steady incision of the Yellow River: evidence from a 1.24 Ma terrace record near Lanzhou, China. Quaternary Science Reviews 28, 3281–3290.

Panzer, W. 1926. Talentwicklung und Eiszeitklima im nordostlichen Spanien. Abhandlungen der Seckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, 33, 1–155.

Panin, A., Adamiec, G., Buylaert, J.P., Matlakhova, E., Moska, P., Novenko, E., 2017. Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain. Quaternary Science Reviews 166, 266–288.

Panzer, W., 1933, Die entwicklung der Täler Kataloniens. Association pour l'étude Géologique de la Méditerranée Occidentale, Barcelona, III, 21, 36 p.

Patin, J., 1967. L'évolution morphologique du plateau de Lannemezan. Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 38, 325–337.

Pazzaglia, F.J., 2013. Fluvial terraces. In: Shroder, J., Wohl, E., Eds. Treatise on Geomorphology. Academic Press, vol. 9, Fluvial Geomorphology 379–412.

Pellitero, R., Rea, B., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., Ribolini, A., 2015. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. Computers & Geosciences 82, 55–62.

Peltier, W.R., Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. Quaternary Science Reviews 25, 3322–3337.

Peña, J.L., 1983. La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los Ríos Segre y Noguera Ribagorzana : Estudio geomorfologico. Instituto de Estudios ILerdenses, Diputacion Provincial de Lerida, 373 p.

Peña Monné, J.L., Sancho Marcen, C., 1988. Correlacion y evolucion quaternaria del sistema fluvial Segre-Cinca en su curso bajo (provincias de Lerida y Huesca). Cuadernario y Geomorfología 2, 77–83.

Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. Rhodes, E., 2004. Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvioglaciares (Pirineo de Huesca). In : Peña, J.L., Longares, L.A., Sánchez, M., Eds. Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos, Universidad de Zaragoza e Institución Fernando El Católico, Zaragoza, 71–84.

Penck, A., 1883. La période glaciaire dans les Pyrénées. Bulletin de la Société d'histoire naturelle de Toulouse 19, 105–200.

Penck, A., 1894. Studien über das Klima Spaniens während der Jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode. Zeitschrift der Gesellschaft fur Erdkunde zu Berlin 29, 109–141.

Penck, A., Brückner, E., 1909. Die alpen im eiszeitalter. Chr. Herm Tauchnitz, Leipzig, 1199 p.

Pétillon, J.M., Langlais, M., Kuntz, D., Normand, C., Barshay-Szmidt, C., Costamagno, S., Delmas, M., Laroulandie, V., Marsan, G., 2015. The human occupation of the northwestern Pyrenees in the Late Glacial: New data from the Arudy basin, lower Ossau valley. Quaternary International 364, 126–143.

Petit, M., 2018. Magnétosphères. Encyclopædia Universalis [en ligne], consulté le 27 mars 2018. URL : http://www.universalis.fr/encyclopedie/magnetospheres/

Philip, H., Bousquet, J. C., Escuer, J., Fleta, J., Goula, X., Grellet, B., 1992. Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'est des Pyrénées : implications sismotectoniques. Comptes Rendus de L'Académie des Sciences de Paris, série II, 314, 1239–1245.

Philip, H., 2018. Tectonique récente et actuelle. In : Synthèse géophysique et géologique des Pyrénées. Volume 3 : Cycle alpin, phénomènes alpins, AGSO/BRGM, 361-404.

Portenga, E.W., Bierman, P.R., 2011. Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be. GSA Today 21, 4–10.

Potter, P.E., Szatmari, P., 2009. Global Miocene tectonics and the modern world. Earth Science Reviews 96, 279–295.

Putkonen J., Swanson T., 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. Quaternary Research 59, 255–261.

Putkonen, J., O'Neal, M., 2006. Degradation of unconsolidated Quaternary landforms in the western North America. Geomorphology 75, 408–419.

Putkonen, J., Connolly, J., Orloff, T., 2008. Landscape evolution degrades the geologic signature of past glaciations. Geomorphology 97, 208–217.

Q

Quinif, Y., Maire, R., 1998. Pleistocene deposits in Pierre Saint-Martin cave, French Pyrenees. Quaternary Research 49, 37–50.

R

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. -P., Vinther, B., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M. L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. Journal of Geophysical Research 111, D06102.

Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M.,Walker, M.J.C.,Wheatley, J.J.,Winstrup,M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. Quaternary Science Reviews 106, 14–28.

Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., J. Backman, J., Clement, B.M., Martinson, D.G., 1989. Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic Deep Water circulation. Paleoceanography 4, 413–446.

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

Reboul, H., 1833. Géologie de la Période Quaternaire et Introduction à l'Histoire Ancienne. F.G. Levrault, Paris, 222 p.

Reille, M., Andrieu, V., 1993. Variations de la limite supérieure des forêts dans les Pyrénées (France) pendant le Tardiglaciaire. Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris Série II 316, 547–551.

Reille, M., Andrieu, V., 1995. The late Pleistocene and Holocene in the Lourdes Basin, Western Pyrenees, France: new pollen analytical and chronology data. Vegetation History and Archaeobotany 4, 1–21.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, W.J., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. 2013. Intcal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55, 1869–1887.

Reixach, T., 2018. Glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées. Paléo-englacements et modèles de reconstitution paléo-climatiques. Mémoire de 2° année de Master Recherche, Université de Perpignan Via Domitia, 50 p.

Remane, J., (compiler) 2000. International Stratigraphic Chart. International Union of Geological Sciences, and UNESCO Division of Earth Sciences, Paris.

Richard, M., 1948. Contribution à l'étude du bassin d'Aquitaine. Les gisements de mammifères tertiaires. Mémoire de la Société Géologique de France, 380 p.

Roche, D., Paillard, D., Cortijo, E., 2004. Constraints on the duration and freshwater release of Heinrich event 4 through isotope modelling. Nature 432, 379–382.

Rodés Bolumburu, A., 2008. La última deglaciación en los Pirineos : Datación de superficies de exposición mediante ^{10}Be, y modelado numérico de paleoglaciares. Thèse de Doctorat, Université de Barcelone, 238 p.

Rose, D.C., Fenton, K.B., Katzman, J., Simpson, J.A., 1956. Latitude effects of the cosmic ray nucleon and meson components at sea level from the Arctic to the Antarctic. Canadian Journal of Earth Sciences 34, 968–984.

Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the ECORS seismic data to the Pyrenean geology: crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees. In: Damotte, B., The ECORS Pyrenean deep seismic surveys, 1985-1994, Mémoires de la Société Géologique de France 173, 37–52.

Ruddiman, W.F., 1977. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N). Geological Society of America Bulletin 88, 1813–1821.

Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M., Backman, J., 1989. Pleistocene evolution of Northern Hemisphere climate. Paleoceanography 4, 353– 412.

Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Braucher, R., Novothny, A., Csillag, G., Fodor, L., Molnar, G., Madarasz, B., ASTER Team, 2016. Tectonic and climatic control on terrace formation: coupling in situ produced ^{10}Be depth profiles and luminescence approach, Danube River, Hungary, Central Europe. Quaternary Science Reviews 131, 127–147.

Ruth, U., Wagenbach, D., Steffensen, J., Bigler, M., 2003. Continuous record of microparticle concentration and size distribution in the central Greenland NGRIP ice core during the last glacial period. Journal of Geophysical Research 108, 4098.

S

Salvador, A., 1994. International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. Second edition, International Union of Geological Sciences, Geological Society of America, 214 p.

Samworth, E.A., Warburton, E.K., Engelbertink, G.A.P., 1972. Beta decay of the ^{26}Al ground state. Physical Review C5, 138–142.

Sánchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial. Concepts and terminology Introduction. Quaternary Science Reviews 29, 2823–2827.

Sancho, C., 1988. Geomorfología de la cuenca baja del río Cinca. PhD thesis, University of Zaragoza. 743 p.

Sancho, C.; Meléndez, A.; Signes, M. y Bastida, J. 1992. Chemical and mineralogical characteristics of pleistocene caliche deposits from the Central Ebro Basin, NE Spain. Clay Minerals, 27, 293–308.

Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., Mc Donald, E., Rhodes, E., 2003. Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial Maximum in the Pyrenees? In: Ruiz Zapata M.B. and five others, Eds. Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region. Universidad de Alcalá de Henares, 169–173.

Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., Mc Donald, E., Rhodes, E., 2004. Registros fluviatiles y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y depresión del Ebro). In : Colombo Piñol, F., Liesa Carrera, C.L., Meléndez Hevia, G., Pocoví Juan, A., Sancho Marcén, C., Soria de Miguel, A.R., Eds. Geo-Guías 11 Itinerarios Geológicos por Aragón, 181–216.

Sancho, C., Calle, M., Peña-Monné, J.L., Duval, M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Benito, G., Moreno, A., 2016. Dating the earliest Pleistocene alluvial terrace of the Alcanadre River (Ebro Basin, NE Spain): insights into the landscape evolution and involved processes. Quaternary International 407, 86–95.

Sancho, C., Arenas, C., Pardo, G., Peña-Monné, J.L., Rhodes, E.J., Bartolomé, M., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., 2018. Glaciolacustrine deposits formed in an ice-dammed tributary valley in the south-central Pyrenees: New evidence for late Pleistocene climate. Sedimentary Geology 366, 47–66.

Sarıkaya, M. A., Zreda, M., Çiner, A., Zweck, C., 2008. Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandıras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modeling. Quaternary Science Reviews 27, 769–780.

Schaefer, L., 1953. Die donaueiszeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. Geologica Bavarica 19, 13–64.

Schildgen T.F., Phillips W.M., Purves R.S., 2005. Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. Geomorphology 64, 67–85.

Schilt, A., Baumgartner, M., Blunier, T., Schwander, J., Spahni, R., Fischer, H., Stocker, T.F., 2010. Glacial-interglacial and millennial-scale variations in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 800 000 years. Quaternary Science Reviews 29, 182–192.

Schoeffler, J., 1973. Étude structurale des terrains molassiques du piémont nord des Pyrénées de Peyrehorade à Carcassonne. Revue de l'Institut Français du Pétrole, 28, 4, 515–549 et 5, 639–665).

Schumm, S.A., 1969. River metamorphosis. Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers 95, 255–273.

Schumm, S.A., 1973. Geomorphic thresholds and complex responses of drainage systems. In: Morisawa, M., Ed., Fluvial Geomorphology. Binghamton, Publications in Geomorphology 3, 299–310.

Schumm, S.A., 1977. The Fluvial System. Wiley-Interscience, 338 p.

Schumm, S.A., 1979. Geomorphic thresholds: the concept and its applications. Transactions of the Institute of British Geographers, New Series 4, 485–515.

Schumm, S.A., 1991. To interpret the earth. Ten ways to be wrong. Cambridge university press, 133 p.

Schumm SA. 1993. River response to base-level change: implications for sequence stratigraphy. Journal of Geology 101, 279–294.

Schumm, S.A., 2007. River Variability and Complexity. Cambridge University Press, 220 p.

Schumm, S.A., Parker, R.S., 1973. Implications of complex response of drainage systems for quaternary alluvial stratigraphy. Nature 243, 99–100.

Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M., 2000. Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge University Press, 276 p.

Serrano, E., Oliva, M., González-García, M., López-Moreno, J.L., González-Trueba, J.J., Martín-Moreno, R., Gómez-Lende, M., Martín-Díaz, J., Nofre, J., Palma. P., 2018. Post-little ice age paraglacial processes and landforms in the High iberian mountains: a review. Land Degradation & Development 29, 4186–4208.

Severinghaus, J.P., Brook, E.J., 1999. Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. Science 286, 930–934.

Shackleton, N.J., 1995. New data on the evolution of Pliocene climate variability. In: Vrba, E.S. Ed., Paleoclimate and Evolution, with emphasis on human origins, Yale University Press, 242–248.

Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Chiu, T., Parrenin, F., 2004. Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for $\Delta^{14}C$. Quaternary Science Reviews 23, 1513–1523.

Siame L.L., Braucher R., Bourlès D.L., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. Bulletin de la Société Géologique de France 171, 383–396.

Silva, I.P., Jenkins, D.J., 1993. Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotypes. Episodes 16, 379–382.

Silva, P.G., Roquero, E., Lopez-Recio, M., Huerta, P., Martínez-Graña, A.M., 2017. Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero drainage basins, Central Spain). Quaternary Science Reviews 166, 188–203.

Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modelling of orogenic fluxes. American Journal of Science 305, 369–406.

Singer, B.S., 2014. A Quaternary geomagnetic instability time-scale. Quaternary Geochronology 21, 29-52.

Smart, D.F., Shea, M.A., 2005. A review of geomagnetic cutoff rigidities for earth-orbiting spacecraft. Advances in Space Research 36, 2012–2020.

Solé, L., 1946. Problemas morfológicos del Llano de Lérida. Llerda 6, 7–22.

Solé, L., 1953a. Terrazas cuaternarias deformadas de la cuanca del Ebro. Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, XXXI (7), 239–259.

Solé, L., 1953b. El piedemonte de Lérida y las terrazas deformadas de sus rÍos. Ibérica 18, 425–428.

Solé, L., Font, J.M., 1929. Las terrazas des Segre en las inmediaciones de Lerida. Publ. Inst. Geol. y Topogr. Diputacion Provincial de Barcelona, II, 7 p.

Solé, L., Llopis, N., 1946. Mapa Geológico de Espaῆa a escale 1 :50 000. Memoria y Hoja n° 360. (Bellvis). I.G.M.E., Madrid, 54 p.

Solomina, O.N., Bradley, R.S., Hodgson, D.A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A.N., Nesje, A., Owen, L.A., Wanner, H.,Wiles, G.C., Young, N.E., 2015. Holocene glacier fluctuations. Quaternary Science Reviews 111, 9–34.

Sonneville-Bordes, D.D., 1959. Problèmes généraux du Paléolithique supérieur dans le Sud-Ouest de la France. L'Anthropologie 63, 13–36.

Sonneville-Bordes, D.D., 1966. L'évolution du Paléolithique supérieur en Europe occidentale et sa signification. Bulletin de la Société préhistorique française 63, 3–34.

Sorriaux, P., 1981. Étude et datation de remplissages karstiques : nouvelles données sur la paléogéographie quaternaire de la région de Tarascon (Pyrénées ariégeoises). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences série II 293, 703–706.

Sorriaux, P., 1982. Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées Ariégeoises). Thèse de 3° cycle, Université Toulouse Paul Sabatier, 255 p.

Sorriaux, P., Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Durand, N., Pons-Branchu, E., 2016. Relations entre karst et glaciers depuis 450 ka dans les grottes de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées ariégeoises). Nouvelles datations U/Th dans la grotte de Niaux. Volume spécial en Hommage à R. Maire, Karstologia 67, 3–16.

Staiger J.K.W., Gosse C.G., Johnson J.V., Fastook J., Gray J.T., Stockli D.F., Stockli L., Finkel R., 2005. Quaternary relief generation by polythermal glacier ice. Earth Surface Processes and Landforms 30, 1145–1159.

Stange, K.M., Van Balen, R.T., Carcaillet, J., Vandenberghe, J., 2013. Terrace staircase development in the southern Pyrenees foreland: inferences from ^{10}Be terrace exposure ages at the Segre River. Global and Planetary Change 101, 97–112.

Stange, K.M., Van Balen, R.T., Kasse, C., Vandenberghe, J., Carcaillet, J., 2014. Linking morphology across the glaciofluvial interface: A ^{10}Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. Geomorphology 207, 71–95.

Stange, K.M., Van Balen, T., Garcia-Castellanos, G, R.T., Cloetingh, S., 2016. Numerical modelling of Quaternary terrace staircase formation in the Ebro foreland basin, southern Pyrenees, NE Iberia. Basin Research 28, 124–146.

Stange, K.M., Midtkandal, I., Nystuen, J.P., Kuss, H.-J., Spiegel, C., 2018. Direct response of small non-glaciated headwater catchments to Late Quaternary climate change: The Valle de la Fueva, southern Pyrenees. Geomorphology 318, 187–202.

Starkel, L., 2003. Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. Quaternary Science Reviews 22, 2189–2198.

Steininger, F.F., Aubry, M.P., Berggren, W.A., Biolzi, M., Borsetti, A.M., Cartlidge, J.E., Cati, E., Corfield, R., Gelati, R., Iaccarino, S., Napoleone, C., Otmer, E., Rögl, F., Roetzel, R., Spezzaferri, S.,Tateo, F., Villa, G., Zevenboom, D., 1997. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene. Episodes 20, 23–28.

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

Strandberg, G., Brandefelt, J., Kjellström, E., Smith, B., 2011. High resolution regional simulation of the last glacial maximum climate in Europe. Tellus 63A, 107–125.

Stroeven, A.P., Fabel, D., Hättestrand, C., Harbor, J., 2002a. A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: cosmogenic radionuclide evidence of tors preserved through multiple glacial cycles. Geomorphology 44, 145–154.

Stroeven, A.P., Fabel, D., Harbor, J., Hättestrand, C., Kleman, J., 2002b. Quantifying the erosional impact of the Fennoscandian ice sheet in the Torneträsk–Narvik corridor, northern Sweden, based on cosmogenic radionuclide data. Geografiska Annaler 84A, 275–287.

Suc, J.P., Fauquette, S., 2012. The use of pollen floras as a tool to estimate palaeoaltitude of mountains: The eastern Pyrenees in the Late Neogene, a case study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 321–322, 41–54.

Sugden, D.E., 1974. Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographic and bedrock conditions. In: Brown, E.H., Waters, R.S., Eds. Progress in geomorphology. London Institute of British Geographers Special Publication 7, 177–195.

Sugden, D.E., 1977. Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide ice sheet at its maximum. Arctic and Alpine Research 9, 27–47.

Sugden, D.E., 1978. Glacial erosion by the Laurentide ice sheet. Journal of Glaciology 20, 367–391.

Sugden, D.E., John, B.S., 1976. Glaciers and landscape. Arnold, Londres, 376 p.

Sugden, D.E., Balco, G., Cowdery, S.G., Stone, J.O., Sass, L.C., 2005. Selective glacial erosion and weathering zones in the coastal mountains of Marie Byrd Land, Antarctica. Geomorphology 67, 317–334.

Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S.O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J.P., Vinther, M.B., 2008. A 60,000-year Greenland stratigraphic ice core chronology. Climate of the Past 4, 47–57.

T

Taillefer, F., 1951. Le piémont des Pyrénées françaises. Privat, Toulouse, 383 p.

Taillefer, F., 1960. Les terrasses d'obturation glaciaire de la vallée de Saurat (Ariège). Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 31, 45–61.

Taillefer, F., 1961. Recherches récentes sur le relief glaciaire de la vallée de l'Ariège. Pays de l'Ariège : archéologie, histoire, géographie. Acte du Congrès d'études Régionales. Fédération des Sociétés Académiques et Savantes Languedoc-Pyrénées-Gascogne F. Cocharaux, 211–224.

Taillefer, F., 1963. La carte de morphologie glaciaire des Pyrénées au 1/50 000. Feuilles de Foix et de Vicdessos. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 34, 5–10.

Taillefer, F., 1967. Le néoglaciaire pyrénéen. In : Mélange offerts à O. Tulippe, Deculot & Gembloux, 134–147.

Taillefer, F., 1969. Les glaciations des Pyrénées. In Actes VIII° congrès international INQUA, Supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, Paris, 19–32.

Taillefer, F., 1973. Le glaciaire de Foix. Annales de la Fédération Pyrénéenne d'Économie Montagnarde 29, 13–23.

Taillefer, F., 1977. Le glacier de l'Ariège dans le bassin de Tarascon. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 48, 269–286.

Taillefer, F., 1985. Idées actuelles sur les glaciations dans les Pyrénées de l'Ariège. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 56, 323–338.

Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M., Lagabrielle, Y., 2018. Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt : a review and new interpretations from recent concepts and data. Tectonophysics 724–725, 146–170.

Thompson, W.G., Goldstein, S.L., 2006. A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. Quaternary Science Reviews 25, 3207–3215.

Tomkins, M.D., Dortch, J.M., Hughes, P.D., Huck, J.J., Stimson, A., Delmas, M., Calvet, M., Pallas, R. 2018. Rapid age assessment of glacial landforms in the Pyrenees using Schmidt hammer exposure dating (SHED). Quaternary Research 90, 26–37.

Törnqvist, T.E., 1998. Longitudinal profile evolution of the Rhine-Meuse system during the last deglaciation: interplay of climate change and glacio-eustasy? Terra Nova 10, 11–15.

Toyoda, S., Voinchet, P., Falguères, C., Dolo, J.M., Laurent, M., 2000. Bleaching of ESR signals by the sunlight: a laboratory experiment for establishing the ESR dating of sediments. Applied Radiation and Isotopes 52, 1357–1362.

Trevisan 1949. Genèse des terrasses climatiques. CR 14°congrès international de géographie. Lisbonne, volume II, 511–528.

Turner, C., Hannon, G.E., 1988. Vegetational evidence for the late Quaternary climate changes in southwest Europe in relation to the influence of the North Atlantic Ocean. Philosophical Transactions of the Royal Society of London B318, 451–485.

Turu, V., Peña-Monné, J. L., 2006. Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales), Parte II, morrenas y terrazas fluviales. In: Pérez-Alberti, A., López-Bedoya, J., (eds) Geomorfologia y territorio. Sociedad Españ̃ola de Geomorfología & Universidad de Santiago de Compostela (SEG-USC), Santiago de Compostela, Spain, 129–148.

Turu, V., Calvet, M., Bordonau, J., Gunnell, Y., Delmas, M., Vilaplana, J., Jalut, G., 2017. Did Pyrenean glaciers dance to the beat of global climatic events? Evidence from the Würmian sequence stratigraphy of an ice-dammed palaeolake depocentre in Andorra. In: Hughes, P.D., Woodward, J.C., Eds. Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains. Geological Society, London, Special Publications 433, 111–136.

U

Usoskin, I. G., Alanko-Huotari, K., Kovaltsov, G. A., Mursula, K., 2005. Heliospheric modulation of cosmic rays: Monthly reconstruction for 1951–2004. Journal of Geophysical Research 110 A12108.

U.S. Soil Survey Staff, 1993. Examination and description of soils. Soil Conservation Service. Soil survey manual. U.S. Department of Agriculture Handbook 18. Washington, D.C., USA, Chapter 3.

V

Vandenberghe, J., 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas Quaternary Science Reviews 22, 2053–2060.

Vandenberghe, J., 2008. The fluvial cycle at cold–warm–cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. Geomorphology 98, 275–284.

Vandenberghe, J., 2015. River terraces as a response to climatic forcing: Formation processes, sedimentary characteristics and sites for human occupation. Quaternary International 370, 3–11.

Vandenberghe, J., Beyens, L., Paris, P., Kasse, C., Gouman, M., 1984. Palaeomorphological and botanical evolution of small lowland valleys (Mark valley). Catena 11, 229–238.

Vandenberghe, J., Maddy, D., 2001. The response of river systems to climate change. Quaternary International 79, 1–3.

Van Huissteden, J., Kasse, C., 2001. Detection of rapid climate change in Last Glacial fluvial successions in The Netherlands. Global and Planetary Change 28, 319–339.

Vaskou, P. 1984. La terrasse moyenne de la Moselle dans les Vosges : essai de reconstitution de la genèse d'une terrasse fluviatile par rapport au cycle climatique quaternaire. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire 21, 99–103.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal scale cross-sections. Marine and Petroleum Geology 12, 893–915.

Vergés, J., Fernàndez, M., Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Rosenbaum, G., Lister, G.S., Eds. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. Journal of the Virtual Explorer 8, 55–74.

Vermeesch, P., 2007. CosmoCalc: an Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. Geochemistry Geophysics Geosystems 8, 1–14.

de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S., Turon, J.L., 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. Quaternary Science Reviews 24, 897–924.

de Vernal, A., Rosell-Melé, A., Kucera, M., Hillaire-Marcel, C., Eynaud, F., Weinelt, M., Dokken, T., Kageyama, M., 2006. Comparing proxies for the reconstruction of LGM sea surface conditions in the North-Atlantic. Quaternary Science Reviews 25, 2820–2834.

Viers, G., 1960. Le relief des Pyrénées occidentales et leur piémont. Pays Basque français et Barétons. Thèse de Doctorat d'Etat, Privat, Toulouse, 604 p.

Viers, G., 1961. Le glaciaire du massif du Carlit (Pyrénées-Orientales) et ses enseignements. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 32, 5–33.

Viers, G., 1962. Les Pyrénées. coll Que sais-je ? n°995, PUF, Paris, 128 p.

Viers, G., 1963. Les moraines externes de la Cerdagne et du Capcir (Pyrénées orientales, France) et leurs rapports avec les terrasses alluviales. In : VI° Congrès INQUA, Varsovie 1961, vol. III, 385–393.

Viers, G., 1968. La carte du relief glaciaire des Pyrénées. Feuille Mont-Louis au 1/50 000°. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 39, 429–434.

Vilaplana, J.M., 1983. Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central southern Pyrenees). Acta Geologica Hispanica 18, 217–233.

Vilaplana, J.M., Bordonau, J., 1989. Dynamique sédimentaire lacustre de marge glaciaire : le paléolac de Llestui (Noguera Ribagorçana, Versant sud des Pyrénées). Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire 40, 219–224.

Vincent, K., Chadwick, O.A., 1994. Synthesizing bulk density for soils with abundant rock fragments. Soil Science Society of America Journal 58, 455–46

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. Earth-Science Reviews 114, 61–83.

Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernandez-Mosquera, D., Vidal-Romani, J.R., Sanjurjo-Sanchez, J., 2012. 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on ^{10}Be and luminescence dating. Global and Planetary Change 94-95, 82–100.

W

Walker, M., 2008. Quaternary dating methods. Wiley, 286 p.

Wang, X., Vandenberghe, J., Shuangwen, Y., Van Balen, R., Lua, H., 2015. Climate dependent fluvial architecture and processes on a suborbital timescale in areas of rapid tectonic uplift: an example from the NE Tibetan Plateau. Global and Planetary Change 133, 318–329.

Westaway, R., Bridgland, D., White, M., 2006. The Quaternary uplift history of central southern England: evidence from the terraces of the Solent River system and nearby raised beaches. Quaternary Science Reviews 25, 2212–2250.

Westaway, R., Bridgland, D.R., Sinha, R., Demir, T., 2009. Fluvial sequences as evidence for landscape and climatic evolution in the Late Cenozoic: a synthesis of data from IGCP 518. Global and Planetary Change 68, 237–253.

Wiedenbeck, M. E., Davis, A. J., Leske, R.A., Binns, W.R., Cohen, C.M.S., Cummings, A.C., de Nolfo, G., Israel, M.H., Labrador, A.W., Mewaldt, R.A., Scott, L.M., Stone, E.C., von Rosenvinge, T.T., 2005. The level of solar modulation of galactic cosmic rays from 1997 to 2005 as derived from ACE measurements of elemental energy spectra. Proceedings of the 29th International Cosmic Ray Conference, Pune, India, Mumbai, Tata Institue of Fudamantal Research, 277–280.

Wijmstra, T. A., 1969. Palynology of the first 30 metres of a 120m deep section in Northern Greece. Acta Botanica Neerlandica 18, 511–527.

Wijmstra, T.A., Smit, A., 1976. Palynology of the middle part (30–78 meters) of a 120 m deep section in northern Greece (Macedonia). Acta Botanica Neerlandica 25, 297–312.

Wirsig, C., Zasadni, J., Christl, M., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., 2016. Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. Quaternary Science Reviews 143, 37–50.

Woillard, G., 1978. Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years. Quaternary Research 9, 1–21.

Woillard, G., 1979a. The Last Interglacial–Glacial cycle at Grande Pile in northeastern France. Bulletin de la Société belge de Géologie 88, 51–69.

Woillard, G.M., 1979b. Abrupt end of the Last Interglacial in northeast France. Nature 281, 558–562.

Wohl, E.E., 2015. Transient landscapes : insights on a changing planet. University Press of Colorado, 235 p.

Wohlfarth, B., 1996. The chronology of the Last Termination: a review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. Quaternary Science Reviews 15, 267–284.

Wolf, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Svensson, A., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. Quaternary Science Reviews 29, 2828–2838.

Woo, M.K., Winter, T.C., 1993. The role of permafrost and seasonal frost in the hydrology of northern wetlands in North America. Journal of Hydrology 141, 5–31.

Y

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnson, P., Fifield, K., 2000. Timing for the maximum of the Last Glacial constrained by lowest sea-level observations. Nature 406, 713–716.

Z

Zreda, M.G., Phillips F.M., 1994. Cosmogenic ^{36}Cl accumulation in unstable landforms. Water Resources Research 30, 3127–3136.

Zreda, M.G., Phillips, F.M., 1995. Insights into alpine moraine development from cosmogenic ^{36}Cl buildup dating. Geomorphology 14, 149–156.

Table des figures

Figure 0.1. Estimation multi-échelle et multi-proxy de la température de la Terre depuis 540 Ma 15

Figure 0.2. Les conceptions successives du statut chrono-stratigraphique du Quaternaire 17

Figure 0.3. Les protagonistes de la « théorie glaciaire » 20

Figure 0.4. Les marqueurs géomorphologiques de la « théorie glaciaire » 21

Figure 0.5. Les quatre glaciations alpines de Penck et Bruckner (1909) 22

Figure 0.6. Evolution de la couverture végétale au cours du dernier cycle glaciaire..... 25

Figure 0.7 Biozones polliniques de la fin du Weichselien et du Flandrien..... 26

Figure 0.8. La séquence lacustre du Lago di Monticchio..... 27

Figure 0.9. La séquence marine MD95-2042 29

Figure 0.10. Fractionnement isotopique du l'Oxygène dans le cadre du cycle de l'eau..... 30

Figure 0.11. Variation du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques sur la séquence LR04 32

Figure 0.12. Analyse isotopique de la glace et estimation des paléotempératures 34

Figure 0.13. Paléotempératures sur North GRIP à partir des $\delta^{18}O$ et $\delta^{15}N$ de la glace..... 36

Figure 0.14. Le relief, une interface intégrateur au centre du géosystème..... 38

Figure 0.15. Les processus de dénudation et d'accumulation au centre du géosystème 39

Figure 0.16. L'apport de la démarche historique et de la démarche réductionniste dans l'explication en géomorphologie selon l'échelle des formes 40

Figure 0.17. Impact de la variabilité temporelle et spatiale des forçages climatiques et lithosphériques sur l'estimation des vitesses de dénudation et de surrection 41

Fig. 0.18. Relation entre l'échelle spatiale des formes du relief et l'échelle temporelle des forçages internes et externes qui les ont façonnés..... 42

Figure 0.19. Faciès et dispositifs sédimentaires sur les marges de paléoenglacements 45

Figure 0.20. Le système fluvial et les forçages environnementaux 47

Figure 0.21. Réponse des systèmes fluviaux aux variations des flux liquides et solides 48

Figure 0.22. Transitions climatiques et ajustement des systèmes fluviaux..... 50

Figure 0.23. Des contrastes climatiques majeurs au sein de l'espace pyrénéen..... 53

Figure 0.24. Rapprochement des plaques et collision pyrénéenne au Crétacé supérieur et Paléogène .. 54

Figure 0.25. Les grandes unités structurales des Pyrénées..... 55

Figure 0.26. Les surfaces d'aplanissement en position culminante de la haute chaîne axiale..... 57

Figure 0.27. Les dépôts pléistocènes des Pyrénées (BRGM/IGME, 2009) 59

Figure 1.1. Formation des nucléides cosmogéniques terrestres dans la cascade hadronique..... 61

Figure 1.2 : La barrière géomagnétique 62

Figure 1.3. Variabilité latitudinale du seuil de rigidité magnétique 63

Figure 1.4. La spallation nucléaire..... 65

Figure 1.5. Muon rapide et rayonnement de freinage (« Bremstrahlung ») 68

Figure 1.6. Spectre énergétique et flux de neutrons au niveau de la mer..... 69

Figure 1.7. Variation temporelle du taux de production des TCN produits *in situ* 70

Figure 1.8. Variations spatiales du taux de production de ^{10}Be en surface 71

Figure 1.9. Variation spatiale du taux de production d'après le facteur d'échelle de Stone (2000) 72

Figure 1.10. Sites de calibration du taux de production du ^{10}Be et ^{3}He..... 73

Figure 1.11 : Taux de production et écran topographique 74

Figure 1.12 : Ecrantage topographique et taux de production *in situ* 75

Figure 1.13 : Effet de l'écrantage nival sur le taux de production de ^{10}Be..... 76

Figure 1.14 : Evolution du taux de production in situ de ^{10}Be en fonction de la profondeur..... 76

Figure 1.15. Séparateur magnétique Frantz..... 79

Figure 1.16. Colonnes de résines échangeuses d'ions 83

Figure 1.17 : Le spectromètre de masse par accélération ASTER, LN2C CEREGE 86

Figure 1.18 : Evolution temporelle de la concentration en ^{10}Be produit in situ pour différents taux de dénudation 89

Figure 1.19 : Durée d'exposition et âge apparent d'un évènement géodynamique 91

Figure 1.20 : Modéliser les concentrations TCN dans le cadre d'un profil vertical..... 94

Figure 1.21 : Histoire d'exposition simple versus histoire d'exposition complexe 95

Figure 1.22 : Graphe [^{26}Al/^{10}Be vs. ^{10}Be], dit "*Banana Plot*" : évolution du ratio ^{26}Al/^{1}0Be en contexte d'exposition simple 98

Figure 1.23 : Trajectoire [$^{26}Al/^{10}Be$ versus ^{10}Be] d'un échantillon au cours d'une période d'enfouissement 99

Figure 1.24 : Graphe [$^{26}Al/^{10}Be$ vs. ^{10}Be], dit "*Banana Plot*". Contribution muonique non incluse 99

Figure 1.25 : Abaque de calcul de la durée d'enfouissement par la méthode isochrone 100

Figure 1.26 : Datation par isochrone via l'échantillonnage d'un profil vertical dans un sédiment enfoui 101

Figure 1.27 : Trois scénarios d'histoire d'exposition complexe associés à un sédiment 102

Figure 1.28 : Trajectoire des concentrations [^{26}Al vs. ^{10}Be] au cours d'une période d'enfouissement 102

Figure 1.29 : Datation par isochrone via l'échantillonnage de points sur une ligne horizontale dans un sédiment enfoui 103

Figure 1.30 : Incertitude et exactitude d'une mesure physique 104

Figure 2.1. Les paléoenglacements pyrénéens vue par Albrecht Penck (1883) 107

Figure 2.2. Chronologie relative des dépôts glaciaires pyrénéens 108

Figure 2.3. Une lecture monoglacialiste des dépôts glaciaires du massif du Carlit 110

Figure 2.4. Le glacier de l'Ariège vu par F. Taillefer 110

Figure 2.5. Etat d'altération des tills würmien et pré-würmiens du Carlit 111

Figure 2.6. Emprise würmienne maximale dans les Pyrénées 112

Figure 2.7. Datations ^{14}C et dépôts de marge glaciaire sur les Gaves de Pau et d'Ossau 114

Figure 2.8. Datations ^{14}C et dépôts de marge glaciaire sur la Garonne 115

Figure 2.9. Remplissage de Freychinède et stades d'englacements dans le bassin de Suc (Vicdessos-Ariège) 115

Figure 2.10. Datations ^{14}C et dépôts de marge glaciaire sur les Nogueras et le Gállego 116

Figure 2.11. Datations ^{14}C et remplissage glaciolacustre de la Massana (Andorre) 119

Figure 2.12. Une tourbière fossile datée par ^{14}C dans la haute vallée de la Grave 119

Figure 2.13. Placage de tills sur un verrou rocheux localisés dans l'emprise du PAG du glacier du Rhône, Suisse 122

Figure 2.14. Placage de till et héritage d'exposition sur le verrou de Perles (Ariège) 122

Figure 2.15. Placage de till et héritage d'exposition sur le verrou de Pujoles (Ariège) 123

Figure 2.16. Morphologie *areal scouring* dans le haut bassin du Carol (Carlit nord) 124

Figure 2.17. Héritage d'exposition sur verrou rocheux poli par la glace et quantification de la dénudation sous-glaciaire 126

Figure 2.18. Héritage d'exposition sur verrous rocheux polis par la glace et géodynamique des fronts glaciaires 127

Figure 2.19. Des héritages d'exposition potentiellement acquis au cours du MIS 3 127

Figure 2.20. Scénarii d'exposition de blocs erratiques en contexte glaciaire 128

Figure 2.21. Stratégie d'échantillonnage sur blocs erratiques 130

Figure 2.22. Position des échantillons sur constructions morainiques et sur verrous rocheux dans la séquence de dépôts morainiques du bassin de la Têt 131

Figure 2.23. Emprises MIS 2 et MIS 4 sur le complexe morainique terminal de la Têt 132

Figure 2.24. Datation par exposition des stades d'englacement MIE et post- MIE de la marge sud-est du massif du Carlit 133

Figure 2.25. Datation par surface d'exposition des stades d'englacement MIE et post- MIE de la vallée de l'Ariège 134

Figure 2.26. L'emprise spatiale des paléoenglacements pléistocènes comme marqueur des variations climatiques au sein de l'espace pyrénéen 135

Figure 2.27. Datation par exposition des stades d'englacement MIE et post- MIE du Gave de Pau 136

Figure 2.28 Datation par exposition des stades d'englacement MIE et post- MIE des vallées d'Aranser, Llosa, Malniu, et Carol 137

Figure 2.29. Datation par exposition des stades d'englacement MIE et post- MIE dans le bassin de la Noguera Ribagorçana 138

Figure 2.30. Datations numériques et paléoenglacements LGIT et holocènes 140

Figure 2.31. Datation par exposition des stades d'englacement tardiglaciaires dans la haute vallée de l'Ariège 143

Figure 2.32. Datation par exposition du verrou d'Ax-les-Thermes 144

Figure 2.33. Datation par exposition aux abords du col du Puymorens (haute vallée de l'Ariège) 145

Figure 2.34. Datation par exposition aux abords du col du Puymorens (cirque de l'Orri et moraine de la Vignole) 146

Figure 2.35. Datation par exposition (secteur Freychinède) 147

Figure 2.36. Datation par exposition (secteur Bassiès) 148

Figure 2.37. Datation des stades d'englacement du Gállego et du haut Ossau 149

Figure 2.38. Moraines du Petit Age de Glace et emprise du Younger Dryas (GS-1) sur la façade sud du massif de Maladeta-Aneto 150

Figure 2.39. Premières datations par exposition dans le haut bassin de l'Esera (Secteur Maladeta-Aneto) 151

Figure 2.40. Les glaciers du Petit Age de Glace et de l'Holocène ancien dans les Pyrénées 154

Figure 2.41. Les cultures du Paléolithique supérieur en Europe..... 157

Figure 2.42. Les sites magdaléniens moyen et récent des Pyrénées et du SW de la France 158

Figure 2.43. Trajectoire des perturbations pluviogènes en Europe occidentale au cours du Global LGM. 163

Figure 2.44. Ligne d'équilibre glaciaire, SST et caractéristique thermique des basses couches de l'atmosphère au cours du Global LGM..... 164

Figure 2.45. La circulation atmosphérique générale au cours du Global LGM 165

Figure 3.1. Séquences fluviatiles pléistocènes des Pyrénées et de ses marges..... 168

Figure 3.2. Etat d'altération des nappes « würmiennes » de la façade nord des Pyrénées (unité T1/Fy) 170

Figure 3.3. Etat d'altération des nappes « Riss » de la façade nord des Pyrénées (unité T2, FX) 171

Figure 3.4. Etat d'altération des nappes du « Mindel » (Unité T3/FW) 171

Figure 3.5. Etat d'altération des nappes fluvio-glaciaires de la Neste 172

Figure 3.6. Les terrasses fluviales du Roussillon, synthèse stratigraphique 174

Figure 3.7. Faciès sédimentaires, altérations et sols sur les nappes fluviales du bassin de la Têt..... 175

Figure 3.8. Les séquences fluviales du Sègre et de la Noguera Ribagorçana d'après Bomer (1979) 180

Figure 3.9. La séquence fluviale du Cinca d'après Bomer (1979) 182

Figure 3.10. La séquence fluviale du Sègre et de la Noguera Ribagorçana d'après Peñja (1983) 183

Figure 3.11. La séquence fluviale du Cinca d'après Sancho (1988)..... 184

Figure 3.12. La séquence fluviale de l'Alcanadre 185

Figure 3.13. La séquence fluviale du Gállego 186

Figure 3.14. Etagement des strath terraces et fill terraces dans la vallée du Gállego..... 187

Figure 3.15. Synthèse des datations numériques associées aux séquences fluviales pyrénéennes 188

Figure 3.16. Chrono-séquence des sols installés sur les terrasses fluviales du Cinca..... 192

Figure 3.17. Le complexe morainique et fluvioglaciaire du Rio Aragón 197

Figure 3.18. Echantillonnage d'une lentille de sable en vue d'une datation par la méthode ESR. Site de la Llabanère, niveau T3b de la séquence fluviale de la Têt, octobre 2014 198

Figure 3.19. Détermination de la paléodose (D_E) par la méthode « de l'addition » 199

Figure 3.20. Les niveaux TQ1 et TQ2 datés par ESR sur le système Cinca-Alcanadre 201

Figure 3.21. Les terrasses fluviales du Roussillon (Tech, Réart, Têt, Agly) 202

Figure 3.22. Coupe transversale de l'étagement des terrasses de la Têt en amont de Perpignan 202

Figure 3.23. Profil en long de la séquence fluviale de la Têt des fronts morainiques à la plate-forme continentale 203

Figure 3.24. Essai de corrélation entre les âges ESR de la Têt et la courbe isotopique marine de Lisiecki and Raymo (2005) 204

Figure 3.25. Détermination des paléodoses (D_E) sur la séquence fluviale de la Têt 205

Figure 3.26. Position des âges ESR sur les paléo-profils en long de la Têt 206

Figure 3.27. ^{10}Be profile simulator 1.2. Interface à renseigner par l'utilisateur 207

Figure 3.28. Modélisation des profils verticaux du bassin de la Têt 210

Figure 3.29. Tableau brut des valeurs numériques issu de la modélisation du profil Escatllars 211

Figure 3.30. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils verticaux de la Têt 212

Figure 3.31. Modélisation du profil vertical TQ1 213

Figure 3.32. Modélisation du profil vertical TQ2 214

Figure 3.33. Modélisation du profil vertical TQ3 215

Figure 3.34. Modélisation du profil vertical TQ4 216

Figure 3.35. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils verticaux du Sègre 217

Figure 3.36. Modélisation des profils verticaux du Fueva 218

Figure 3.37. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils verticaux du Fueva 220

Figure 3.38. La séquence de nappes fluvioglaciaires du bassin de l'Ariège 222

Figure 3.39. Modélisation des profils verticaux du bassin de l'Ariège 223

Figure 3.40. Modélisation du profil vertical de Rivière 224

Figure 3.41. Modélisation du profil vertical de Cazères 224

Figure 3.42. La séquence de nappes fluvioglaciaires du bassin de Neste 225

Figure 3.43. Modélisation des profils verticaux du bassin de la Neste 226

Figure 3.44. Le complexe morainique et fluvioglaciaire du Gave d'Ossau et de la vallée d'Aspe 227

Figure 3.45. Le profil vertical de Gurmençon dans la vallée d'Aspe 227

Figure 3.46. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils sur le niveau T1 de l'Ariège 229

Figure 3.47. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils Cazères et Bizous..... 229

Figure 3.48. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils Rivière, Tuzaguet et Gurmençon.... 231

Figure 3.49. Re-modélisation « tous paramètres libres » des profils verticaux sur les niveaux T2 et T3 de la façade nord des Pyrénées..... 233

Fig. 3.50. Marqueurs géomorphologiques et quantification de l'incision-surrection plio-pléistocène..... 242

Table des tableaux

Tableau 0.1. Terminologie des cycles glaciaire/interglaciaire (extrait de Gibbard, 2007) 23

Tableau 0.2. Résolution temporelle de la séquence isotopique marine LR04 33

Tableau 1.1. Propriétés physiques des muons 67

Tableau 1.2. Principaux nucléides cosmogéniques produits in situ utilisés en géosciences 69

Tableau 1.3. Modèles de facteur d'échelle pour la production spallogénique 72

Tableau 1.4. Isotopes de Be et d'Al, isobares de ^{10}Be et ^{26}Al 84

Table 2.1 : Cirques concernés par un englacement du Petit Age de Glace 154

Tableau 3.1 : Séquençage stratigraphique des terrasses du Cinca, de la Noguera Ribagorçana et du Sègre 183

Table 3.2 : Echelle qualitative des stades d'encroûtement 189

Tableau 3.3 : Datations OSL disponibles sur la séquence fluviale du Cinca 190

Tableau 3.4 : Datations OSL disponibles sur la séquence fluviale du haut et moyen Gállego 194

Tableau 3.5 : Datations OSL disponibles sur la séquence fluviale du bas Gállego 195

Tableau 3.6 : Datations OSL disponibles sur la séquence fluviale de l'Alcanadre 195

Tableau 3.7 : Datations OSL disponibles sur les limons de Duclos et Romentères 198

Tableau 3.8 : Datations ESR des niveaux TQ1 et TQ2 du système Cinca-Alcanadre 200

Tableau 3.9 : Datations ESR des niveaux T1 à T5 du bassin fluvial de la Têt 204

Tableau 3.10 : Solutions acceptables « âge, dénudation, héritage » obtenues sur le bassin fluvial de la Têt 211

Tableau 3.11 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Escatllars 212

Tableau 3.12 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Courragade 212

Tableau 3.13 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Quatre Chemins 212

Tableau 3.14 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil TQ1 217

Tableau 3.15 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil TQ2 217

Tableau 3.16 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil TQ3 217

Tableau 3.17 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil TQ4 217

Tableau 3.18 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Plano Fosado 219

Tableau 3.19 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Plano Mundot..... 219

Tableau 3.20 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Fueva Alta Outlet..... 219

Tableau 3.21. Solutions acceptables issues de la modélisation des profils verticaux de TCN (Ariège) 223

Tableau 3.22 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Montgaillard 228

Tableau 3.23 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Filatier..... 228

Tableau 3.24 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Cintegabelle..... 228

Tableau 3.25 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Cazères 229

Tableau 3.26 :Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Bizous 229

Tableau 3.27 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Rivière..... 230

Tableau 3.28 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Tuzaguet 230

Tableau 3.29 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Gurmençon..... 230

Tableau 3.30 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Tournac..... 233

Tableau 3.31 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Château de Fiche 233

Tableau 3.32 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil St Gaudens..... 233

Tableau 3.33 : Re-modélisation « tous paramètres libres » du profil Escalla 233

Tableau 3.34. Datation par exposition modélisées individuellement pour une érosion nulle (Fu LAN) ... 234

Table des matières

Sommaire 5

Abstract 7

Avant-propos 11

Introduction générale 15

1. Le Quaternaire, un moment singulier de l'histoire de la Terre 15

2. Statut chrono-stratigraphique et limites temporelles du Quaternaire 17

3. Les paléoenvironnements quaternaires, un objet pluridisciplinaire 19

3.1. Des premières discussions sur l'origine des blocs erratiques à l'avènement de la « théorie glaciaire » 19

3.2. Géométrie, altération et pédogénèse de séquences de formes glaciaires et fluvioglaciaires, des marqueurs à l'origine des toutes premières chronologies relatives du Pléistocène 22

3.3. Biomarqueurs, biostratigraphies et analyses multi-proxy 24

3.3.1. De nouvelles biostratigraphies fondées sur l'analyse palynologique de remplissages continentaux 24

3.3.2. L'analyse multi-proxy des sédiments marins et continentaux 26

3.4. La révolution des chronostratigraphies isotopiques 29

3.4.1. Signification des enregistrements isotopiques marins 31

3.4.2. De l'analyse des séquences de glace à la chronologie INTIMATE 33

4. La géomorphologie et la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires 37

4.1. Le relief, l'érosion et le géosystème 38

4.2. Géomorphologie des formes versus géomorphologie des processus 39

4.2.1. Une géomorphologie des processus déductive et réductionniste 40

4.2.2. Une géomorphologie des formes inductive et naturaliste, idiographique et historique 42

4.3. Les changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes moyennes à travers le prisme d'une géomorphologie historique renouvelée par les méthodes de la géochronologie 44

4.3.1. Reconstituer les paléoenvironnements en contexte glaciaire 44

4.3.2. Reconstituer les paléoenvironnements en contexte fluviatile 47

4.3.2.1. Nature et temporalité des forçages environnementaux dans les systèmes fluviaux 48

4.3.2.2. Quantifier la variabilité spatiale et temporelle de l'incision pléistocène en phase avec les mouvements verticaux de la croute terrestre 51

5. Les Pyrénées : un laboratoire de terrain 52

5.1. Une chaîne de montagne d'Europe méridionale aux forts contrastes climatiques 52

5.2. Une chaîne de montagne en contexte post-orogénique 54

5.2.1. Une chaîne de collision ancienne d'âge paléogène 54

5.2.1.1. La zone axiale 55

5.2.1.2. Les zones nord- et sous-pyrénéennes 56

5.2.1.3. La zone sud-pyrénéenne 56

5.2.1.4. Les piémonts molassiques 56

5.2.2. Un aplanissement généralisé au début du Néogène 56

5.2.3. La mise en place tardive des grands volumes montagneux actuels 57

5.2.4. Quantifier le soulèvement post-orogénique des Pyrénées 58

5.3. Une cartographie des séquences fluviales et glaciaires pléistocènes pour l'essentiel en place 58

Chapitre 1. Un outil, différentes applications en géochronologie et géomorphologie 61

1. Du rayonnement cosmique primaire à la production de nucléides cosmogéniques terrestres 61

1.1. Le rayonnement cosmique primaire 61

1.2. Interaction du rayonnement avec le champ magnétique terrestre 62

1.3. Interaction avec les noyaux atomiques de l'environnement terrestre 64

1.3.1. Des spallations nucléaires dans la haute atmosphère déclenchent la cascade hadronique 64

1.3.2. La cascade hadronique de rayonnement secondaire 65

1.3.2.1. Les trois composantes du rayonnement cosmique secondaire 66

1.3.2.2. Des captures neutroniques liées à des particules secondaires de faible énergie 66

1.3.2.3. Des réactions nucléaires liées à l'impact des muons 66

2. La production in situ de nucléides cosmogéniques 68

2.1. Le rayonnement secondaire au contact de la lithosphère 68

2.1.1. Les neutrons dominent la composante nucléonique au niveau de la mer 68

2.1.2. La composante mésonique est très énergétique mais peu productive en TCN in situ 69

2.2. Variabilité spatiale et temporelle du taux de production *in situ* 69

2.2.1. Les variations temporelles du taux de production *in situ* 70

2.2.2. Les variations spatiales du taux de production *in situ* 70

2.3. Définir le taux de production d'un échantillon 71

2.3.1. Facteur d'échelle et taux de production normalisé au SLHL (*Sea Level High Latitude*) 71

2.3.2. Taux de production et écrantage topographique 73

2.3.3. Taux de production et écrantage lié au manteau neigeux 75

2.3.4. Taux de production en fonction de la profondeur sous la surface 76

2.4. Taux de production versus concentration : deux notions étroitement liées qu'il ne faut pas confondre 77

3. Mesurer la concentration en TCN d'un échantillon 78

3.1. Le protocole d'extraction physico-chimique du Be et de l'Al 78

3.1.1. Purification du quartz 78

3.1.1.1. Préparation physique des échantillons : broyage et tamisage 78

3.1.1.2. Séparation magnétique 78

3.1.1.3. Elimination des autres minéraux non quartzeux 79

3.1.1.4. Elimination du 10Be atmosphérique autour des grains de quartz..... 79

3.1.2. Ajout d'un entraîneur et préparation du « blanc » 80

3.1.3. Dissolution totale du quartz et extraction du Béryllium et de l'Aluminium..... 81

3.1.3.1. Dissolution totale de l'échantillon de quartz pur 81

3.1.3.2. Evaporation totale de HF et récupération du Béryllium et de l'Aluminium..... 82

3.1.3.3. Précipitation du Be et Al et séparation des éléments par chromatographie..... 82

3.1.3.4. Séparation par chromatographie sur résines échangeuses d'ions..... 83

3.1.3.5. Oxydation du Béryllium et de l'Aluminium et cathodage des échantillons 83

3.2. La mesure des rapports isotopiques par AMS 84

3.2.1. Principe des mesures effectuées par AMS 84

3.2.2. Présentation d'ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) 85

3.2.2.1. La ligne d'injection comprend la source et l'aimant d'injection 85

3.2.2.2. L'accélérateur correspond à la partie centrale du spectromètre..... 85

3.2.2.3. La ligne d'analyse..... 85

3.3. Des rapports isotopiques aux concentrations en TCN..... 86

3.3.1. Les mesures par AMS produisent un rapport isotopique..... 86

3.3.2. Des rapports isotopiques mesurés par AMS aux concentrations en TCN in situ..... 87

4- Modéliser la concentration en TCN produits in situ. Différentes applications en géochronologie et géomorphologie 88

4.1. Modéliser des histoires d'exposition simples Datation par exposition versus taux de dénudation..... 89

4.1.1. Evolution temporelle de la concentration en régime érosif..... 89

4.1.1.1. Domaine linéaire versus domaine asymptotique..... 89

4.1.1.2. La notion de temps d'intégration 90

4.1.1.3. Deux stratégies d'échantillonnage et de modélisation des concentrations en TCN in situ..... 90

4.1.2. Modéliser la concentration mesurée sur un échantillon isolé 90

4.1.2.1. Concentration *versus* durée d'exposition 90

4.1.2.2. Concentration versus taux de dénudation 92

4.1.3. Modéliser les concentrations acquises dans le cadre d'un profil vertical 92

4.2. Modéliser des histoires d'exposition complexes. Datation par enfouissement versus paléo-taux de dénudation 95

4.2.1. Âge d'enfouissement versus paléo-taux de dénudation par référence au Banana Plot 96

4.2.1.1. Comment évolue le ratio d'un échantillon non-enfoui ? 97

4.2.1.2. Comment évolue le ratio d'un échantillon au cours de la période d'enfouissement ? 99

4.2.2. Modélisation des âges d'enfouissement par la méthode isochrone 100

4.2.2.1. Eléments de lecture du graphe [^{26}Al versus ^{10}Be] 100

4.2.2.2. Echantillonner un profil vertical au sein d'un sédiment enfoui 101

4.2.2.3. Echantillonner une ligne horizontale au sein d'un sédiment enfoui 103

5- Conclusion 104

Chapitre 2. Datation par exposition de surfaces et chronologie des fluctuations glaciaires 107

1. Approches méthodologiques et problématiques scientifiques, un regard rétrospectif 107

1.1. Des premières cartographies à une chronostratigraphie relative des dépôts de marge glaciaire pyrénéens 108

1.1.1. Un long séquençage des dépôts morainiques en trois unités sédimentaires 108

1.1.2. Les années 1950 et 1960 sont marquées par l'affrontement entre poly et monoglacialistes 109

1.1.3. Réhabilitation du polyglacialisme et repositionnement des emprises würmiennes maximales 110

1.2. L'apport des datations par radiocarbone 113

1.2.1. Le modèle chronologique élaboré sur la façade nord 113

1.2.1.1. Chronologie de l'emprise würmienne maximale 113

1.2.1.2. Modalités de la déglaciation post-maximum 114

1.2.2. Un modèle chronologique confirmé sur la façade sud ? 116

1.2.2.1. Un débat chronologique adossé à des questions méthodologiques 116

1.2.2.2. Des informations indirectes concernant la déglaciation 117

1.3. Une diversification récente des méthodes de datation mobilisées 120

2. Durées d'exposition TCN, calage chronologique des fluctuations glaciaires pléistocènes : mais que date-t-on ? L'indispensable diagnostic du géomorphologue 120

2.1. La stratégie d'échantillonnage, les précautions à respecter 121

2.1.1. Cas des surfaces polies par la glace sur verrous rocheux 121

2.1.1.1. Des risques d'écrantage par placage de till 121

2.1.1.2. Des risques d'héritage d'exposition 124

2.1.1.3. Des échecs chronologiques valorisés dans une perspective géomorphologique 125

2.1.1.4. Des échecs chronologiques valorisés en termes de géodynamique des glaciations 126

2.1.2. Cas des blocs erratiques enchâssés dans des constructions morainiques 128

2.1.2.1. Le cas idéal 128

2.1.2.2. Cas d'un bloc erratique associé à un héritage d'exposition 129

2.1.2.3. Le risque d'exposition incomplète d'un échantillon sur bloc erratique 129

2.2. Situer les « âges apparents » dans une stratigraphie relative des stades d'englacement 129

3. Dans les Pyrénées, quelles avancées des connaissances ont permis les datations par surface d'exposition de TCN ? 132

3.1. Confirmation de l'ancienneté des emprises würmiennes maximales et premiers indices sur la position du Global LGM 132

3.2. Indices de fluctuations intra-würmiennes des fronts glaciaires 139

3.3. Les paléoenglacements contemporains de la LGIT et de l'Holocène 140

3.3.1. Etat des lieux en Noguera Ribagorçana 141

3.3.2. Etat des lieux sur la Têt 141

3.3.3. Etat des lieux en Ariège 143

3.3.3.1. Secteur haute Ariège 144

3.3.3.2. Secteur Freychinède 146

3.3.3.3. Secteur Bassiès 147

3.3.4. Etat des lieux dans les hautes vallées du Gállego et de l'Ossau 148

3.3.5. Premières données sur l'Esera 150

4. Conclusions et perspectives de recherche 152

4.1. Concernant le dernier cycle glaciaire, les acquis sont considérables mais de nombreuses questions subsistent 152

4.2. Les objectifs à court terme 155

4.1.1. Compléter la localisation des fronts glaciaires pyrénéens au cours du Global LGM 155

4.1.1.1. Sur la façade nord 155

4.1.1.2. Sur la façade sud 155

4.1.2. Caractériser l'ampleur de la déglaciation immédiatement postérieure au Global LGM 155

4.1.3. Caractériser les fluctuations des fronts glaciaires pyrénéens au cours de la LGIT et de l'Holocène 156

4.3. Une recherche au cœur de débats scientifiques croisés 156

4.3.1. Renseigner le cadre paléoenvironnemental du peuplement paléolithique de la montagne 156

4.3.2. Renseigner le cadre spatio-temporel nécessaire à la quantification des phénomènes érosifs en contexte glaciaire 159

4.3.2.1. Des données essentielles pour distinguer les combinaisons de processus responsables de l'évolution du relief en contexte glaciaire 159

4.3.2.2. Des données essentielles pour quantifier la vitesse de dénudation des versants rocheux localisés en contexte glaciaire 159

4.3.3. Exploiter l'emprise spatiale des paléoenglacements en termes de proxy paléoclimatique 160

4.3.3.1. Le bilan de masse des glaciers face aux changements climatiques 160

4.3.3.2. Modéliser les paléotempératures estivales et paléoprécipitations hivernales à l'échelle d'un bassin versant 162

4.3.3.3. A l'échelle des masses continentales, les paléoenglacements sont des marqueurs des paléocirculations atmosphériques et de la trajectoire des perturbations pluviogènes 163

Chapitre 3. Profils verticaux de TCN et temporalité des systèmes fluviaux pléistocènes 167

1. Stratigraphie relative des séquences fluviales pyrénéennes 169

1.1. Des stratigraphies relatives directement inspirée du modèle alpin 169

1.2. Un outil de corrélation des séquences fluviales à l'échelle régionale 176

1.2.1. Une aide à la reconstitution des profils en long pléistocènes à l'échelle du bassin versant 176

1.2.2. Une aide à la confrontation et à l'interprétation des datations numériques 177

1.2.2.1. Une aide à l'élaboration des stratégies d'échantillonnage 177

1.2.2.2. Un guide pour confronter l'ensemble des datations numériques disponibles sur un bassin fluvial 178

1.3. Dans les Pyrénées espagnoles, les stratigraphies relatives reposent fondamentalement sur la géométrie des niveaux de terrasse 178

1.3.1. Un séquençage en 7 unités stratigraphiques (Bomer, 1979) 180

1.3.2. Multiplication des paliers topographiques et tentatives de corrélation régionale 182

2. Datation numérique des séquences fluviales pyrénéennes 187

2.1. Les données OSL et la datation des basses terrasses 188

2.1.1. Les données OSL disponibles sur le Cinca 188

2.1.2. Les données OSL disponibles sur le Gállego 193

2.1.3. Les données OSL disponibles sur l'Alcanadre 195

2.1.4. Des données OSL plus ponctuelles sur trois autres bassins fluviaux 196

2.2. Les données ESR et la datation des hautes terrasses 198

2.2.1. Une méthode de datation de type paléo-dosimétrique 198

2.2.2 Les datations ESR actuellement disponibles dans les Pyrénées 200

2.2.2.1. Les hauts niveaux TQ1 et TQ2 du système Cinca-Alcanadre 200

2.2.2.2. Les 5 générations de terrasses du bassin fluvial de la Têt 202

2.3. Profils verticaux de TCN, de nouvelles perspectives géochronologiques ? 206

2.3.1. Le potentiel théorique et les contraintes d'échantillonnage 206

2.3.2. Les profils verticaux de TCN actuellement disponibles dans les Pyrénées..... 209

2.3.2.1. Les profils verticaux du bassin fluvial de la Têt 209

2.3.2.2. Les profils verticaux localisés sur la façade sud des Pyrénées (Sègre et Fueva) 213

2.3.2.3. Les profils verticaux de la façade nord des Pyrénées (Ariège, Garonne, Neste et Aspe) 221

- Le niveau le plus investigué est la basse terrasse T1 221
- *Les niveaux supérieurs des séquences fluviales nord-pyrénéennes*..... 231
- *Une tentative de datation du toit de la formation de Lannemezan*..... 234

3. Conclusions et perspectives de recherche..... 235

3.1. Bilan des données géochronologiques 235

3.2. Forçages environnementaux et métamorphoses fluviales pléistocènes 236

3.2.1. Les moteurs des métamorphoses fluviales pléistocènes dans les montagnes des latitudes moyennes..... 236

3.2.2. Temporalité des métamorphoses fluviales pléistocènes dans les Pyrénées..... 238

3.2.3. L'enjeu prioritaire est la datation du niveau 2 des séquences fluviales pyrénéennes 240

3.3. Variabilité spatiale et temporelle de l'incision fluviale pléistocène 241

3.3.1. Une accélération de l'incision des vallées au cours du Pléistocène moyen et supérieur..... 242

3.3.2. Exploiter les séquences fluviales en termes de marqueur de la néotectonique pléistocène..... 243

Conclusion générale 245

1- Cas des datations par exposition en contexte glaciaire..... 245

2- Cas des profils verticaux sur les séquences fluviales 246

3- Que peut-on espérer des datations par enfouissement ? 248

4- Les nucléides cosmogéniques produits *in situ* et la quantification de l'érosion en contexte glaciaire et postglaciaire..... 249

Références bibliographiques citées..... 251

Table des figures 293

Table des tableaux 301

Table des matières 303

L'apport des nucléides cosmogéniques produits *in situ* à la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes tempérées

Ce volume de HDR présente les positionnements et postures scientifiques qui ont jalonné mon itinéraire de chercheuse ainsi que les projets de recherche actuellement en cours. Il met en perspective les travaux que j'ai effectués depuis ma soutenance de thèse, il y a une dizaine d'années, et montre quel a été l'apport de ma production scientifique à la connaissance des changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes moyennes. Au fil des pages, il explicite comment les géographes, à travers une analyse multi-scalaire des paysages, participent au dialogue pluridisciplinaire des géosciences de l'environnement.

Le premier chapitre expose les principes et méthodes d'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in situ* en géochronologie et géomorphologie. Il présente brièvement le flux de particules cosmiques qui parcourt l'espace, son interaction avec l'environnement terrestre, les modalités de la cascade hadronique dans l'atmosphère et, surtout, dans les premiers mètres de la croute terrestre où se forment les nucléides cosmogéniques produits *in situ*. Ce chapitre fait également le point sur les protocoles de traitement chimique mis en œuvre pour extraire le ^{10}Be et le ^{26}Al du quartz ; il fait aussi le point sur les principes physiques sur lesquels repose la mesure des rapports isotopiques [^{10}Be/^{9}Be] et [^{26}Al/^{27}Al] par AMS. Enfin, ce chapitre détaille les principes de modélisation sur lesquels reposent les différentes applications de cet outil devenu incontournable en géosciences de l'environnement.

Les chapitres 2 et 3 sont beaucoup plus franchement centrés sur ma production scientifique proprement dite ; ils montrent comment les données géochronologiques acquises ces dernières années sur les archives fluviales et glaciaires du domaine pyrénéen permettent de reconstituer la variabilité spatiale et temporelle des changements environnementaux survenus au cours du Pléistocène dans cette montagne des latitudes moyennes.

Le chapitre 2 est strictement centré sur les fluctuations pléistocènes des fronts glaciaires. Il propose un panorama historiographique d'un siècle de travaux, des premières stratigraphies relatives aux chronologies numériques les plus récentes. Il discute l'apport respectif de toutes les méthodes de datation mobilisées sur ce type d'archive sédimentaire mais il insiste tout particulièrement sur les datations par exposition issues de mesures de concentration en nucléides cosmogéniques sur les blocs erratiques des constructions morainiques et les verrous rocheux polis par la glace. Il détaille les stratégies d'échantillonnage à privilégier et souligne la nécessité de confronter ces « âges apparents » aux stratigraphies relatives des dépôts de marge glaciaires qui jalonnent les stades d'englacement identifiables à l'échelle d'un bassin versant. Enfin, il montre comment ces informations géochronologiques et géodynamiques sont susceptibles de nourrir des questionnements scientifiques portés par des communautés de chercheurs extrêmement variées, de la préhistoire aux géosciences.

Le chapitre 3, quant à lui, est centré sur les séquences fluviales pléistocènes. Il est organisé selon une logique comparable à celle du chapitre 2 dans la mesure où il présente les stratigraphies relatives élaborées dans le courant du 20e siècle, leur intérêt en termes de corrélation des séquences fluviales à l'échelle régionale, avant de dresser un bilan, à l'échelle des Pyrénées, des datations numériques actuellement disponibles sur les séquences fluviales pléistocènes. Comme dans le chapitre précédent, toutes les méthodes de datation sont passées en revue et discutées, mais une attention particulière est accordée aux profils verticaux de TCN qui ont été publiés au cours des 5 dernières années sur les bassins fluviaux du Sègre, de la Têt, de l'Ariège, de la Neste et de la vallée d'Aspe. Les stratégies d'échantillonnage, les procédures de modélisation des données analytiques et l'interprétation des solutions âge, dénudation, héritage et densité fournies par la méthode sont tout particulièrement soulignées. Enfin, ce chapitre montre comment l'opportunité de contraindre la chronologie des étagements de terrasses permet de quantifier la variabilité spatiale et temporelle de l'incision fluviale pléistocène et donc, indirectement, celle des mouvements verticaux de la croûte terrestre. Ce chapitre montre aussi comment ces données géochronologiques permettent de raisonner sur la nature et la temporalité des forçages environnementaux responsables de perturbations des systèmes fluviaux suffisamment durables et/ou intenses pour avoir engendré une métamorphose fluviale à l'échelle du bassin versant.

Enfin, la conclusion générale propose un bilan de l'apport spécifique des nucléides cosmogéniques produits *in situ* à la caractérisation et la quantification des changements environnementaux survenus dans les Pyrénées au cours du Pléistocène. Ce retour d'expérience sur 10 ans d'utilisation de cet outil permet de souligner dans quelle mesure, et pour quelles raisons, ses différentes applications livrent des résultats exploitables d'un point de vue géochronologique.

Mots clés : Paléoenvironnements, Paléoenglacements, Terrasses fluviales, Quaternaire, Pléistocène, Dernière Terminaison glaciaire, Nucléides cosmogéniques produits *in situ*, Géomorphologie, Incision fluviale, Taux de dénudation, Paysage, Montagne.

Mémoire de HDR, volume 1 : « Positionnement et projet », Université Lumière Lyon 2
UMR 7194 Histoire Naturelle de l'Homme Préhistorique, Université de Perpignan Via Domitia